ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1994/95

Ljubljana 1996

+115706

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

GEOLOGIJA	LETNIK 1994/95	KNJIGA 37, 38	Str. 1 do 583	LJUBLJANA 1996

88860485O

GEOLOGIJA

Slovenska besedila za 37. in 38. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik so opravili *Simon Pirc* in delno sami avtorji. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik:
Editor-in-Chief:

Stanko Buser, Ljubljana, Slovenija

Uredniški odbor:
Editorial Board:

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

Naslov:
Address:

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

Naklada 600 izvodov

Cena 4000 SIT

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, leto 1996

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

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

GEOLOGIJA

The papers in Slovene language of the present 37 and 38 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and partly by the authors themselves. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Printed in 600 copies

Price US $ 80.0

Printed by the Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, in 1996

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

GEOLOGIJA *37*, *38*, 1–583 (1994/95), Ljubljana

VSEBINA – CONTENTS

Buser, S.
V spomin prof. dr. Franzu Kahlerju 7
Objavljena dela prof. dr. Franza Kahlerja 9

Paleontologija – Paleontology

Buser, S. & Debeljak, I.
Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia 23
Spodnjejurske plasti s školjkami v južni Sloveniji 48

Pohar, V. & Recek, H.
Zobje fosilnih slonov iz osteološke zbirke Oddelka za geologijo Univerze v Ljubljani 63
Fossil mammoth teeth from the osteological collection of the Department for Geology, University in Ljubljana 74

Caffau, M., Pugliese, N. & Pleničar, M.
The development of the mollusc fauna in the Cenomanian of the stratigraphic sequence of Visogliano (Karst of Trieste, Italy) 87
Favnistični razvoj mehkužcev v cenomanijskem stratigrafskem zaporedju pri Vižovljah (Tržaški Kras, Italija) 87

Caffau, M. & Pleničar, M.
Preliminary biometrical analysis on three similar hippuritid species 123

Ramovš, A.
Oberfassanische (mitteltriassische) Conodonten aus Kalken südlich von Slugovo, Südslowenien 141
Zgornjefassanski (srednjetriasni) konodonti iz apnencev južno od Slugova... 141

Stratigrafija – Stratigraphy

Buser, S. & Forke, H. C.
Lower Permian conodonts from the Karavanke Mts. (Slovenia)... 153

Kozur, H. W., Ramovš, A., Cheng-yuan Wang & Zakharov, Y. D.
The importance of *Hindeodus parvus* (Conodonta) for the definition of the Permian-Triassic boundary and evaluation of the proposed sections for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic 173

Dozet, S. & Strohmenger, C.
Late Malm carbonate breccias at Korinj and their significance for eustacy and tectonics (Central Slovenia) 215

Aničić, B. & Ogorelec, B.
Badenijski rodolit na Kozjanskem 225
Badenian rhodolith in Kozjansko (E Slovenia) 232

Sedimentologija – Sedimentology

Skaberne, D.
Rečni sistemi in njihovi sedimentacijski modeli 251
Fluvial systems and their sedimentary models 265

Petrologija – Petrology

Zupančič, N.
Minerali pohorskega magmatskega masiva 271
Minerals from the Pohorje igneous massif 295

Geokemija – Geochemistry

Uhan, J.
Metodološki prispevek h geokemični razčlenitvi premogovih plasti 305
Methodological contribution to geochemical subdivision of coal seams 305

Rudišča – Ore deposits

Mlakar, I.
O marijareškem živosrebrnem rudišču ter njegovi primerjavi z Litijo in Idrijo z aspekta tektonike plošč 321
On the Marija Reka mercury deposit and on its comparison with the Litija and Idrija deposits from the aspect of plate tectonics 368

Mlakar, I.
Nekaj novih podatkov o rudiščih Češnjice in Zlatenek 377
Some new data on the Češnjice and Zlatenek deposits 388

Kras – Karst

Brenčič, M.
Konceptualni model razvoja krasa 391
Conceptual approach to modeling karst development 409

Hidrogeologija – Hydrogeology

Novak, D.
Podzemeljske vode v Kamniških in Savinjskih Alpah 415
Underground waters in Kamnik and Savinja Alps 434

Geofizika – Geophysics

Brezigar, A., Tomšič, B., Štern, J. & Rašković, G.
Georadar – visokoločljiva geofizikalna elektromagnetna naprava 437
Georadar – high resolution geophysical electromagnetic device 453

Brezigar, A. & Trajanova, M.
Karotažne krivulje v metamorfnih kamninah pri Mariboru 459
Well log responses in metamorphic rocks near Maribor 475

Gosar, A.
Modeliranje refleksijskih seizmičnih podatkov za podzemno skladiščenje plina v strukturah Pečárovci in Dankóvci – Murska depresija 483
Modelling of seismic reflection data for underground gas storage in the Pečarovci and Dankovci structures – Mura Depression 542

Tektonika – Tectonics

Placer, L.
O zgradbi Soviča nad Postojno 551
On the structure of Sovič above Postojna 551

Zgodovina geoloških znanosti – History of geological sciences

Faninger, E.
Sodelovanje barona Žiga Zoisa in Valentina Vodnika na področju geoloških znanosti 561
Zusammenarbeit zwischen Freiherr Sigmund Zois und Valentin Vodnik auf dem Gebiet der geologischen Wissenschaften 563

Poročila – Reports

Gosar, A.
Mednarodni tečaj o uporabi seizmičnih metod pri raziskavah za ogljikovodike (Miramar pri Trstu, 8.–19. november 1993) 565
International Course on Seismics for Hydrocarbon Exploration (Miramare, Trieste, 8–19 November, 1993) 565

Nove knjige – Book reviews

Jürgen Ehlers: Allgemeine und historische Quartërgeologie 567

Renato Vidrih & Vasja Mikuš: Minerali na Slovenskem 570

Navodila avtorjem 575
Instructions to authors 575

Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T.
V spomin mag. Luki Šribarju, 1965–1996 581
Bibliografija mag. Luke Šribarja 583

Kras – Karst

Hidrogeologija – Hydrogeology

Geofizika – Geophysics

Tektonika – Tectonics

GEOLOGIJA *37*, *38*, 7–21 (1994/95), Ljubljana

V spomin prof. dr. Franzu Kahlerju

Vsi, ki smo osebno poznali izredno življenjsko trdnost in strokovno vnemo 95-letnega prof. dr. Franza Kahlerja, nas je presunila vest, da je 6. avgusta 1995 na naglo preminil svetovni strokovnjak za stratigrafijo karbona in perma ter izredni poznavalec fuzulinidnih foraminifer.

Prof. Kahler se je rodil 23. 6. 1900 v Karolinenthal pri Pragi kot sin cesarsko-kraljevega stotnika in kasnejšega generalmajorja Franza Kahlerja in njegove žene Anne Kahler, rojene Russheim. Zaradi očetove oficirske službe se je družina selila po raznih krajih širom po takratni monarhiji. Šolo je Franz ml. obiskoval v Pragi, Cavaleseju, Prachatitzu, Sillianu in Innsbrucku. V Celovcu je leta 1918 maturiral, abiturientski tečaj je opravil na celovški Trgovski akademiji. V letih 1920 do 1939 je bil bančni uradnik kreditne banke v Celovcu. Od leta 1923 je bil častni zaslužni sodelavec Koroškega pokrajinskega muzeja.

Poleg bančne dejavnosti je na Univerzi v Gradcu študiral geologijo, paleontologijo in mineralogijo pri profesorjih Heritschu, Angelu in Schwinnerju. Leta 1932 je doktoriral z disertacijo Med Vrbskim jezerom in Karavankami. Študija o področju mladega gorovja. Leta 1935 se je poročil z Gustavo Aigner, ki mu skozi življenje ni bila samo zvesta spremljevalka, ampak tudi izredna znanstvena sodelavka pri raziskavah fuzulinidnih foraminifer. Leta 1939 je kot geolog v Beljaku obdeloval inženirsko-geološke probleme pri načrtovanju preboja Alp. Vojna vihra ga je zanesla na Norveško kot šefa-geologa, kjer je sodeloval pri načrtovanju tras železniških prog. Leta 1944 je habilitiral na Tehniški visoki šoli v Gradcu z delom Geologija Ljubeljskega predora. V svoj Celovec se je zopet vrnil septembra 1945, kjer je dve leti opravljal službo namestnika višjega računovodje pri Koroški deželni hipotekarni banki. Leta 1949 je postal kustos na Oddelku za mineralogijo in geologijo pri Koroškem deželnem muzeju. Leta 1950 postane pogodbeni uslužbenec dežele Koroške in leta 1952 deželni muzejski višji svetnik Deželnega muzeja. V letih 1951–1978 je bil predsednik Prirodoslovnega društva za Koroško. Naslov honorarnega profesorja na Univerzi v Gradcu je dobil leta 1956, kjer

je predaval o tehnični geologiji. Od leta 1959 je bil dejaven pri Koroški deželni gradbeni direkciji, leta 1960 je postal deželni geolog. Delal je na vseh področjih uporabne geologije. Leta 1961 je prejel naziv dvornega svetnika. Konec leta 1965 je dočakal upokojitev.

Z upokojitvijo se je v prof. Kahlerju še glasneje prebudil konjiček za geologijo. Nadaljeval je s svetovalnimi dejavnostmi na vseh področjih uporabne geologije: gradnja cest, vode, topli izviri in gradnja predorov. Izredno je okrepil raziskovalno dejavnost o paleontologiji in biostratigrafiji. Močno ga je prizadela smrt njegove žene leta 1987. Iz svojega dragega Celovca se je začasno preselil k svoji hčerki Gertrudi in zetu, slavnemu profesorju Eriku Fluglu v Erlangen. Poleti se je sprva še vračal v Celovec, kasneje pa v St. Veit, vendar mu je postal drugi dom Erlangen. Kljub visoki starosti se je še vedno posvečal vrhunskim znanstvenim raziskavam pri preučevanju fuzulinidnih foraminifer Karnijskih Alp. Trdna volja in neustavljiva moč sta ga skoraj do konca življenja še vedno nekaj ur dnevno priklepala k mikroskopu.

Prof. Kahler je zapustil okoli 200 znanstvenih publikacij. Bil je dopisni član Avstrijskega geološkega zveznega zavoda na Dunaju, častni član Univerze v Innsbrucku, častni član Prirodoslovnega društva za Koroško, dopisni član Prirodoslovno-zgodovinskega muzeja na Dunaju. Bil je častni član Avstrijskega geološkega društva in nosilec medalje Eduarda Suessa, za zasluge za Republiko Avstrijo pa je prejel Veliko zlato častno značko. Bil je tudi zunanji dopisni član Akademije znanosti v Bologni.

Znanstvene raziskave iz paleontologije in biostratigrafije karbona in perma v Karnijskih Alpah je prof. Kahler dopolnjeval tudi na sosednjih ozemljih. Že pred 60 leti je zašel tudi na slovenski del južnih Karavank. V Dolžanovi soteski je v spodnjepermskem črnem apnencu odkril veliko fuzulinidno foraminifero, ki sta jo skupaj z ženo leta 1937 opisala kot novo vrsto *Pseudoschwagerina carniolica*. Ime sta ji izbrala po kranjski deželi, ki ji je prof. Kahler vedno dajal pomembno mesto pri raziskavah karbonskih in permskih plasti. Iz rdečega apnenca Dolžanove soteske sta prof. Kahler in njegova žena leta 1941 opisala tudi novo vrsto *Pseudoschwagerina citriformis*. Pomembno vlogo je imel prof. Kahler pri stalnem zanimanju za rezultate raziskav mlajšepaleozojskih plasti v Sloveniji, ki jih je kritično ocenjeval in jih s citiranjem posredoval širnemu znanstvenemu svetu. Bil je izreden in kritičen sogovornik, kot človek pa skromen in do vsakega odprt. Vsi, ki smo ga dolga leta poznali, smo ponosni, da smo z njim sodelovali in da smo bili njegovi sodobniki.

Ko je bil prof. Kahler pred dobrim letom še zadnjikrat v Dolžanovi soteski na obisku pri slovenskih geologih, smo menili, da je neminljiv in da ga nobena sila ne more iztrgati iz vrst izrednih znanstvenikov. Le kdo bi si takrat mislil, da smo z njim zadnjikrat skupaj. Njegove pronicljive oči so v Dolžanovi soteski opazile nevarno propadanje naravnih opornih kamenitih stebrov pri predoru. V nekaj dneh po obisku soteske nam je že poslal svoje videnje o sanaciji predora v njemu tako dragi Dolžanovi soteski.

Mnogi veliki ljudje nikoli ne umrejo. Tako je tudi s prof. Kahlerjem! Svoje neizmerno znanje je zapustil zapisano v znanstvenem tisku in v glavah mladih raziskovalcev, ki že nadaljujejo njegovo delo.

Stanko Buser

Objavljena dela prof. dr. Franza Kahlerja

1925

1 – Die 'Heiligengeist-Schnecken' vom Pasterk-Bauer bei Eisenkappel. – Carinthia II, 114/115, 11–14, 1 Abb., Klagenfurt

1926

2 – Kleine Beiträge zur Versteinerungskunde Kärntens. – Carinthia II, 116, 1–3, Klagenfurt

1928

3 – Kleine Beiträge zur Versteinerungskunde Kärntens. II. – Carinthia II, 117/118, 33–37, Klagenfurt

4 – Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. – Jb. Geol. Bundesanst., 78/1–2, 145–160, Wien

5 – Geologische Beobachtungen am Basalt von Kollnitz im Lavanttal (Ostkärnten). – Centralbl. Min. Geol. Paläont., Abt. A, 1928/10, 361–370, Stuttgart

1929

6 – Karawanken-Studien II. Die Herkunft des Sedimentes der Tertiärablagerungen am Karawankennordrand. – Centralblatt Min. Geol. Paläont., Abt. B, 1929/6, 230–250, Stuttgart

1930

7 – Die Therme von Reifnitz am Wörthersee. – Verh. Geol. Bundesanstalt, 1930/2, 93–98, Wien

8 – Eine neue Leitschichte im Oberkarbon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. Bundesanstalt, 1930/5, 137–140, Wien

9 Kahler, F. & Kieslinger, A.: Die geologische Erforschung der Karawanken. Ihre Geschichte, ihr heutiger Stand und ihre künftigen Aufgaben. – Sonderheft Carinthia, Naturgeschichtliches aus dem Abstimmungsgebiet, 1–11, Klagenfurt

1931

10 – Untersuchungen an Fusuliniden des Karnischen Oberkarbons. – Anzeiger Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1931/21, 215–216, Wien

11 – Zwischen Wörthersee und Karawanken. Geologische Studien im Vorland eines jungen Gebirges. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 68, 1–64, Graz

1932

12 – Zur Geologie der Karawanken. – Anzeiger Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1932/21, 1–2, Wien

13 – Karawanken-Studien III. Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiete der Karawanken. – Centralblatt Min. Geol. Paläont., Abt. B, 1932/2, 115–121, Stuttgart

14 Kahler, F. & Heritsch, F.: Die stratigraphische Gliederung der Naßfeldschichten. – Anzeiger Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., 1932/21, Wien

1933

15 – Über die Verbreitung kohleführenden Jungtertiärs in Kärnten. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1933/9–10, 125–129, Wien

16 – Fusulinidae. – In: Kühn, O.: Das Becken von Isfahan, Palaeontographica, Abt. A, 79, 168–172, Taf. 17, Stuttgart

17 Heritsch, F., Kahler, F. & Metz, K.: Die Schichtenfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: Heritsch, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 26, 163–180, Wien

18 Holler, H., Kahler, F. & Tschernig, E.: Das System der Blei-Zink-Vererzung im Bleiberger Gebiet und in den Karawanken. – Anzeiger Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1933/7, 1–2, Wien

1934

19 – Professor Hans v. Gallenstein. Dem Gedenken eines Kärntner Naturforschers. – Kärntner Landsmannschaft, 36, 1–2, Klagenfurt

20 – Seltsame Steine und ihre Deutung im Volke. – Carinthia II, 123/124, 84–86, Klagenfurt

21 – Über das Vorkommen der Fusuliniden im Karbon und Perm der Karnischen Alpen. – Anzeiger Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1934/18, 1–3, Wien

22 – Ein Vergleich der amerikanischen und karnischen Stratigraphie des Karbons und Perms mit Hilfe der Fusulinidengattungen. – Anzeiger Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1934/18, 3–4, Wien

23 Kahler, F. & Wolsegger, H.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. – Carinthia II, 123/124, 1–13, 1 geol. Karte, Klagenfurt

1935

24 – Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – Carinthia II, 125, 1–12, 1 Beilage, Klagenfurt

25 – Zur wirtschaftlichen Seite des Wiederbeginnes im Tauerngoldbergbau. – Richard-Canaval-Festschrift, Sonderheft Carinthia II, 61–65, Klagenfurt

1936

26 – Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. – Anzeiger Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1936/16, 1–4, Wien

1937

27 – Forschungen über jugendliche tektonische Vorgänge in Kärnten und deren praktische Auswertung. – Leobener Bergmannstag 1937, Festschrift des Berg – und Hüttenmännischen Jahrbuches der Montanistischen Hochschule Leoben, 2–4, Wien

28 Kahler, F. & Angel, F.: Vergrünter Malachit von Finkenstein südlich Villach, Kärnten. – Verh. Geol. Bundesanst., 1937/8, 179–183, Wien

29 Kahler, F. & Kahler, G.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Pseudoschwagerinenkalkes. – Palaeontographica, Abt. A, 87, 1–43, Taf. 1–3, Stuttgart

30 Kahler, F. & Kahler, G.: Ueber das Wirken der Klagenfurter Münze als Montanbank des Kärntner Edelmetallbergbaus im 16. Jahrhundert. – Zeitschrift Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, 1937, 333–337, Berlin

31 Kahler, F. & Kahler, G.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Ober-

karbon und Perm der Karnischen Alpen. – Compte rendu du deuxième Congrès pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifère, Heerlen 1935, 445–487, Taf. 59–62, 1 Abb., 3 Tab., Maastricht

1938

32 – Spuren vulkanischer Tätigkeit im Miozän des Lavanttales. – Carinthia II, 128, 27–30, Klagenfurt

33 – Eocänkalkgerölle aus dem Jungtertiär und Diluvium Kärntens. – Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1938/15, 1–5, Wien

34 – Ein neuer Nachweis von Paläozoikum am Westfuß der Saualpe. – Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1938/3–4, 101–103, Wien

35 – Zur Verbreitung der Kreideablagerungen in den Karawanken. – Carinthia II, 128, 50–54, Klagenfurt

36 Hofmann, E. & Kahler, F.: Entstehung und Alter des inneralpinen Basaltes von Kollnitz im Lavanttal (Ostkärnten). – Zentralblatt Min. Geol. Paläont., Abt. B, 1938/11, 399–409, 2 Abb., Stuttgart

37 Kahler, F. & Heritsch, F.: Die Gliederung der jungen Geröllablagerungen am Nordrand der Karawanken. – Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., 1938/14, 1–4, Wien

38 Kahler, F. & Kahler, G.: Beobachtungen an Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Zentralblatt Min. Geol. Paläont., Abt. B, 1938/4, 101–115, 1 Taf., 2 Abb., Stuttgart

1939

39 – Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattung *Pseudoschwagerina* und *Paraschwagerina* und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. – Senckenbergiana, 21/3–4, 169–215, Frankfurt a. M.

1940

40 Kahler, F. & Kahler, G.: Fusuliniden aus dem Tienschan. – Neues Jb. Min. Geol. Paläont., Abt. B, 83, 348–362, Taf. 9–10, Stuttgart

1941

41 – An einer Überschiebungs-Bahn. – Natur und Volk, 71, 509–514, 7 Abb., Frankfurt

42 – Bohnerze und Augensteinfelder in Kärnten. – Carinthia II, 131, 63–69, Klagenfurt

43 Kahler, F. & Kahler, G.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Pseudoschwagerina* und ihre Vertreter im Unteren Schwagerinenkalk und im Trogkofelkalk. – Palaeontographica, Abt. A, 92, 59–98, Taf. 10–11, 2 Tab., Stuttgart

1942

44 – Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Lebensraum und Lebensweise der Fusuliniden. – Palaeontographica, Abt. A, 94, 1–29, Taf. 1–2, 8 Abb., Stuttgart

1943

45 – Einige Vorkommen gespannten Grundwassers in Kärnten. – Carinthia II, 125/53, 17–21, Klagenfurt

46 – Der Trogkofelkalk. Ein vergessener Kärntner Marmor. – Carinthia II, 125/53, 22–26, Klagenfurt

1946

47 – Die Foraminiferengattung *Nummulostegina*, Schubert, 1907. – Verh. Geol. Bundesanst., 1946/7–9, 102–107, Wien

48 Kahler, F. & Kahler, G.: Zur Nomenklatur und Entwicklung der Fusuliniden. – Verh. Geol. Bundesanst., 1946/10–12, 167–172, Wien

1947

49 – Die Quarzversorgung der römischen Glasindustrie von Juenna. – Carinthia I, 134/135, 3, Klagenfurt

50 – Die Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia II, 136, 59–76, Klagenfurt

1948

51 – Bericht (1947) des auswärtigen Mitarbeiters Dr. Franz Kahler über Kartierungen auf Blatt Klagenfurt-Villach. – Verh. Geol. Bundesanst., 1948/1–3, 1–4, Klagenfurt

1949

52 – Bericht (1948) des auswärtigen Mitarbeiters Dr. Franz Kahler (Klagenfurt) über geologische Aufnahmen auf Blatt Klagenfurt-Villach. – Verh. Geol. Bundesanst., 1949/1–3, Klagenfurt

53 – Bericht (1949) des auswärtigen Mitarbeiters Dr. Franz Kahler über Kartierungen auf Blatt Klagenfurt-Villach. – Verh. Geol. Bundesanst., 1949/1, Klagenfurt

54 – Eozängerölle im Jungtertiär und Diluvium Kärntens. – Verh. Geol. Bundesanst. 1949/7–9, 173–180, Wien

1950

55 – Von Kärntner Heilquellen. – Festschrift 40 Jahre Kärntner Landsmannschaft, 3 S., Klagenfurt

56 – Der Schwerspat des Magdalensberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. – Karinthin, 10, 217–220, Klagenfurt

57 Kahler, F. & Steinhäußer, H. (1950): Die Schwankungen des Grundwasserstandes in Klagenfurt. Nach Beobachtungen der Jahre 1879 bis 1915. – Carinthia II, 58–60, 16–32, Klagenfurt

1951

58 – Fazies, Klima und das Problem der Gleichzeitigkeit im Karbon-Perm-Profil der Karnischen Alpen. – Compte rendu 3i'eme Congrès de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Heerlen, 1951, 307–310, Heerlen

59 – Über die Bruchfestigkeit einiger Typen von Fusulinidenschalen. – Sitzungsberichte Österr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Kl., Abt. I, 160/5, 377–386, 5 Abb., Wien

60 – Zur Geologie des Lavanttales. – In: Das Lavanttal. Wirtschaftsperle Kärntens, 3–4, Wolfsberg

61 – Aufnahmen auf Blatt Klagenfurt-Villach (Bericht 1950). – Verh. Geol. Bundesanst., 1950/51/2, Wien

62 – Über das Kohlenvorkommen des Turiawaldes südlich Velden am Wörther See. – Carinthia II, 141/61, 45–55, 5 Abb., Klagenfurt

1952

63 – Die Gliederung der Permformation. – Verh. Geol. Bundesanst., 1952/3, 1–4, Wien
64 – Die Rückprall-'Härte' als Maß für die Abschätzung der reinen Bohrgeschwindigkeit und der Bohrkronenabnützung. – Karinthin, 18, 137–141, Klagenfurt
65 – Baustoffkunde und Baugeschichte. – Carinthia I, 142/1–3, 18–22, Klagenfurt
66 – Die Gewinnung der 'Steine und Erden' im Wandel der Kärntner Wirtschaftsentwicklung. – Carinthia I, 142/1–3, 434–442, Klagenfurt

1953

67 – Geologische Gedanken zu den Bauerfahrungen beim neuen Semmeringtunnel. – Geologie und Bauwesen, 20/3, 129–132, Wien
68 – Geleitwort des Präsidenten des Naturwissenschaftlichen Vereines für Kärnten. – Carinthia II, 143, Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens, 7–10, Klagenfurt
69 – Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, Sonderheft 16, 78 S., 3 Beilagen, Klagenfurt
70 – Ansprache anläßlich der Wiedererrichtung des Wulfendenkmals in Klagenfurt am 9. 9. 1953. – Karinthin, 26, 350–353, Klagenfurt
71 – Die Rohstoffgrundlagen der Kärntner Zementindustrie (Zur Betriebsstandortskunde des Landes). – Radex-Rundschau, 7/8, 363–370, 6 Abb., Radenthein
72 Heritsch, H., Kahler, F. & Paulitsch, P.: Exkursion ins Gailtal. – Fortschritte der Mineralogie, 32, 94–97, Heidelberg
73 Clar, E. & Kahler, F.: Begleitworte zur Geologischen Übersichtskarte von Kärnten 1 : 500 000. – Carinthia II, 143, Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens, 18–22, 1 Beilage, Klagenfurt
74 Clar, F. & Kahler, F.: Ein neues Vorkommen von Eozän nördlich Guttaring (Kärnten). – Karinthin, 21, 219–222, Klagenfurt
75 Heritsch, H., Kahler, F. & Paulitsch, P.: Eine Exkursion ins Gailtal, insb. zu den Malchiten und zum Gailtaler Kristallin. – Carinthia II, 143, Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens, 60–66, Klagenfurt
76 Kahler, F. & Kahler, G.: Das Muschelkalk-Konglomerat der Südalpen. – Karinthin, 23, 270–274, Klagenfurt

1954

77 – Mußte der Bau des Karawankentunnels so schwierig sein? – Geologie und Bauwesen, 20/4, 198–211, 6 Abb., Wien
78 – Leidenschaft, Pflicht und Verpflichtung des Forschers. – Carinthia II, 64, 5–8, Klagenfurt

1955

79 – Über die Edelmetallverluste Kärntens durch den Auszug der Protestanten. – Carinthia I, 145, 596–601, Klagenfurt
80 – Breite Mylonitzonen als Vortriebshindernis am Beispiel des Förolacher Erbstollens (Pressegger See, Gailtal). – Geologie und Bauwesen, 21/3, 115–120, 1 Abb., Wien
81 – Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – Geol. Rundschau, 43, 169–174, Stuttgart
82 – Stratigraphische Begriffe. – Verh. Geol. Bundesanst., 1955/4, 242–246, Wien
83 – Moderne Schausammlungen nur in modernen Einrichtungen ! – Karinthin, 30, 102–104, Klagenfurt

84 – Urwelt Kärntens. Eine Einführung in die Geologie des Landes. – Carinthia II, Sonderheft, 18, 106 S., Klagenfurt
85 – Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden am eurasiatischen Kontinent. – Geologie, 4/2, 178–188, 2 Abb., Berlin
86 Kahler, F. & Metz, K.: Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. Bundesanst., 1955/4, 253–260, Wien

1956

87 – Handelsweg und Wald als Wirtschaftsfaktoren der Kärntner Eisenindustrie im 19. Jahrhundert. – 4. Historikertag, 1–7, Klagenfurt
88 Felser, K. & Kahler, F.: Die Bildung schmaler Felskämme durch Bergzerreißung und Talzuschub. – Mitt. Geograph. Ges. Wien, 98/3, 204–208, 1 Abb., Wien
89 – Metasomatische oder/und sedimentäre Entstehung ostalpiner Lagerstätten. – Karinthin, 31/32, 114–119, Klagenfurt
90 Kahler, F., Felser, K. & Kahler, G.: Dolomite im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft 20, Angel-Festschrift, 40–48, Klagenfurt

1957

91 – Die Verwurfshöhe der Zollfeldstörung Höfer's nördlich von Klagenfurt. – Carinthia II, 67, 36–39, Klagenfurt
92 – Steinbruch und Sandgrube in der Landschaft. – Natur und Land, 43/1–2, 6–8, Wien
93 – Sand- und Kiesgewinnungsstätten weichen der wachsenden Stadt (am Beispiel von Klagenfurt). – Österreichische Gesellschaft zur Förderung von Landesforschung und Landesplanung, Berichte zur Landesforschung und Landesplanung, 1/4, 25–27, 2 Abb., Klagenfurt
94 – Heilquellen und Bäder Kärntens. – Wiener Medizinische Wochenschrift, 107/24, 501–503, Wien

1958

95 – Beiträge zur Kenntnis der Höhlen im Griffener Schloßberg (1. Folge). I. Einleitung. – Carinthia II, 68, 2 S., Klagenfurt
96 – Die Tiefe der Felsoberfläche in den Senken des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, 68, 5–8, Klagenfurt
97 Kahler, F. & Prey, S.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 271–292, Wien

1959

98 – Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. – Geol. Rundschau, 48, 141–147, Stuttgart
99 – Die frühen Unterbaustollen in Kreuth bei Bleiberg als Kennzeichen des Wissens von den Gesetzmäßigkeiten der Lagerstätte. – Carinthia I, 149/1, 198–202, 1 Abb., Klagenfurt
100 – Möglichkeiten und Grenzen der geologischen Voraussage, erörtert am Beispiel des Loibltunnels. – Geologie und Bauwesen, 24/3–4, 165–170, Wien
101 – Zur Heimatkunde des oberen Lavanttales. Bemerkungen über Ursprung und Nutzung der Mineralquellen des oberen Lavanttales. – Carinthia I, 149/2–4, 424–431, 2 Abb., Klagenfurt

102 – Gefahren des Maschineneinsatzes in steilen Halden. – Geologie und Bauwesen, 26/1, 64–67, 3 Abb., Wien
103 – Ein bemerkenswertes Rohlehmvorkommen südlich von Klagenfurt. – Carinthia II, 69, 34–35, Klagenfurt
104 Kahler, F. & Prey, S.: Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen (1:25000). – Wien (Geol. Bundesanst.)

1960

105 – Die geologische Bedeutung der Nebenquellen. – Heilbad und Kurort, 6, 3 S., 3 Abb., Gütersloh
106 – Der Wert der Fusuliniden für stratigraphische Vergleiche auf große Entfernungen. – Geol. Rundschau, 49, 92–97, 2 Abb., Stuttgart
107 – Metallgewinnung in Kärnten. Die Bedeutung der Metall-Lagerstätten Kärntens im Verlaufe der Wirtschaftsgeschichte. – Kärnten in europäischer Schau, Kärntner Hochschulwochen 1960 der Karl-Franzens-Universität Graz, 1–17, 15 Abb., Klagenfurt
108 – Fels- und Geomechanik. Werde, Wege und Ziel einer neuen Wissenschaft. – Geologie und Bauwesen, 25/2–3, 89–94, Wien
109 – Ein gescheiterter Stollenvortrieb. – Geologie und Bauwesen, 25/4, 243–247, 2 Abb., Wien
110 – Anzeichen von Einsturzgefahren in Kies- und Sandgruben. – Geologie und Bauwesen, 25/4, 256–258, 2 Abb., Wien
111 – Die Stellung des Geologen zu den neuen Methoden der Stollensicherung. – Geologie und Bauwesen, 26/1, 14–17, Wien
112 – Fortschritte in der Stratigraphie des Jungpaläozoikums Südosteuropas. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 1958, 67–88, 1 Abb., 7 Tab., Wien

1961

113 – Synonyme und homonyme Gattungsnamen im Geschlecht der Fusuliniden (Foraminifera). – Neues Jb. Geol. Paläont. Monatshefte, 1961/1, 10–14, Stuttgart
114 – Ungenauigkeiten der Karbon-Permgrenze im Bereich der Fusuliniden-Fazies. – Neues Jb. Geol. Paläont. Monatshefte, 1961/3, 113–124, 5 Abb., Stuttgart
115 – Der Griffener Schloßberg und seine Höhlen. Die bisherigen Ergebnisse einer Arbeitsgemeinschaft. – Carinthia I, 151/2–4, 366–377, Klagenfurt
116 – Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung von Klagenfurt. – Gas/Wasser/Wärme, 15/5, 88–94, Wien
117 – Kurze Einführung in die Geologie des Einzugsgebietes der Gail. – In: Güntschl, E. (Herausgeber): Der Gailfluß. Das Buch von der Gail, 10–18, 5 Abb., Wien (Verlag Natur und Technik)

1962

118 – Einige Forschungsaufgaben im Gebiet der Geologie des Grundwassers dargestellt an Kärntner Beispielen. – Österreichische Wasserwirtschaft, 14/10–11, 213–215, Wien
119 – Aus dem neuen Botanischen Garten in Klagenfurt. 2. Folge. IV. Der Werksteinbruch des 16. Jahrhunderts. – Carinthia II, 152, 140–143, Klagenfurt
120 – Unser 'Karinthin' ist 15 Jahre alt geworden ! – Karinthin, 45/46, 206, Klagenfurt

121 – Geologische Grundlagen und Probleme der Wasserversorgung Kärntens. – Mitt. Österr. Salinenverwaltung, 63/4, 1–4, Wien
122 – Versiegende Bäche. – Carinthia II, 152, 106–107, Klagenfurt
123 – Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 1951, 147–161, 1 Abb., 2 Tab., Wien
124 – Der Wirkungsbereich eines naturwissenschaftlichen Landesmuseums. – Festschrift Gotbert Moro, Carinthia I, 152, 178–187, Klagenfurt
125 Alker, A., Clar, E., Fritsch, W., Homann, O., Kahler, F., Krajicek, E., Meixner, H., Murban, K., Scharbert, H. G., Schmidegg, O., Weiss, E. H. & Wieseneder, H.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – Neues Jb. Mineralogie, Monatshefte, 1962/7–8, 163–172, 5 Abb., Stuttgart

1963

126 – Die geologischen Verhältnisse im Raum des Draukraftwerkes Edling. – Österreichische Zeitschrift für Elektrizitätswirtschaft, 16/1, 24–27, Wien
127 – Die jungpaläozoischen Ablagerungen auf dem variszischen Sockel der Südalpen, des Balkans und Ungarns. – Giornale Geol., Ser. 2, 31, 245–254, 1 Abb., Bologna
128 – Exkursion zum Karbon und Perm des Naßfeldgebietes (Karnische Alpen, Kärnten). – Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium, 83–92, Wien (Geol. Bundesanst.)
129 – Eine Anregung zur Aufzeichnung des Wandels in Wirtschaft und Landschaft. – Carinthia I, 153, 722–729, Klagenfurt
130 – Ein bemerkenswerter schwacher Eisensäuerling bei Eisenkappel. – Carinthia II, 153/73, 150–152, Klagenfurt
131 Felser, K. & Kahler, F.: Die Geologie der Rattendorfer Alm (Karnische Alpen). – Carinthia II, 153/77, 72–90, 1 Abb., Klagenfurt
132 Kahler, F. & Meixner, H.: Minerale aus den Steinbrüchen der Wietersdorfer Zementwerke, Krappfeld, Kärnten. – Carinthia II, 153/73, 57–69, 2 Abb., Klagenfurt
133 Kahler, F. & Prey, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., 5 Taf., 26 Abb., Wien (Geologische Bundesanstalt)
134 Kahler, F. & Spang, J.: Gebirgsdruckbegriffe. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 1/3–4, 245–249, Wien

1965

135 Kahler, F. & Meixner, H.: Die naturwissenschaftliche Sammlung Herrmann in ihrer Bedeutung für die Stadt Villach. – Neues aus Alt-Villach, Jahrbuch des Stadtmuseums, 2, 13–20, Villach

1966

136 – Das Bergbaugebiet im Bereich der Fraganter Hütte. – Das Kärntner Jahr 1967, 99–104, Klagenfurt (Kelag)
137 Kahler, F. & Kahler, G.: Fusulinida (Foraminiferida). – Fossilium Catalogus, I, Animalia, Pars 111, Teil 1, 1–254; Pars 112, Teil 2, 255–538; Pars 113, Teil 3, 539–870, s'-Gravenhage (Junk)

138 Kahler, F. & Kahler, G.: Über die Doppelschalen der Fusuliniden. – Eclogae geol. Helvetiae, 59/1, 33–38, Basel

139 Kahler, F. & Kahler, G.: Nekotorie zadachi issledovaniya fuzulinid. – Voprosy mikropaleontologii, Akademiya nauk SSSR, Otdelenie nauk o zemle, Geologicheskie institut, Festschrift Rauser-Chernoussova, 10, 19–28, 1 Abb., Moskva

1967

140 – Die Bedeutung natürlicher Vorpressung für den Baugrund. – Felsmechanik und Ingenieugeologie, 5/4, 244–247, Wien

141 – Michele Gortani. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59/2, 1966, 271–273, 1 Taf., Wien

142 Kahler, F. & Kahler, G.: Fusulinida (Foraminiferida). – Fossilium Catalogus, I, Animalia, Pars 114, Teil 4, 871–974, s'-Gravenhage (Junk)

143 Kahler, F. & Kahler, G.: Zur Systematik der Fusuliniden. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 71, 107–115, Wien

1968

144 – Die Gipsvorkommen an der Südseite der Gailtaler Alpen. – Carinthia II, 158/78, 90–96, 1 Abb., Klagenfurt

145 – Geologische Übersicht des Rosentales. Österreichische Zeitschrift für Elektrizitätswirtschaft, 21/10, Sonderheft 'Das Draukraftwerk Festritz-Ludmannsdorf, 619–621, 1 Abb., Wien

146 Kahler, F. & Papp, A.: Über die bisher in Kärnten gefundenen Eozängerölle. – Carinthia II, 158/78, 80–90, Klagenfurt

147 Kahler, F. & Wanderer, J.: Gebirgsdruck im Felbertauern-Straßentunnel. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Suppl. IV, 151–157, 3 Abb., Wien

1969

148 – Zwei Bemerkungen zum Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft 27, 24–25, Klagenfurt

149 – Marines Unterperm in der Basis der Koschuta (südliche Karawankenkette, Kärnten). – Anzeiger Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., 1969/1, 12–13, Wien

150 Kahler, F. & Kahler, G.: Einige permische Fusuliniden aus dem Irak. – Neues Jb. Geol. Paläont., Monatshefte, 1969/4, 232–241, 14 Abb., Stuttgart

151 Kahler, F. & Kahler, G.: Einige südeuropäische Vorkommen von Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, 1968, 40–60, 1 Taf., 1 Abb., Wien

1970

152 – Wolfgang Fritsch. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 203–206, 1 Abb., Wien

1971

153 – Das Jungtertiär nördlich von Warmbad Villach. – Carinthia II, 161/81, 5–8, 1 Abb., Klagenfurt

154 – Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers der Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente. – Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges., 122, Jg. 1970, 137–143, Hannover

155 – Grenzen und Möglichkeiten der Vorbeugung von Unwetterkatastrophen im alpinen Raum. Geologische Gesichtspunkte. Generalbericht. – Interpraevent 1971, Band 4, 21–34, Klagenfurt

1972

156 – Das Perm der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. Bundesanst., 1972, 139–141, Wien

157 – Schlußwort. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 1013–1016, Innsbruck

1973

158 – Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Quasifusulina* in den Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, 141/5–6, 143–153, Taf. 14, Stuttgart

159 – Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Ein Kalkgeröll mit permischen Fusuliniden aus der Oberkreide der Weststeiermark. – Palaeontographica, Abt. A, 141/5–6, 154–173, Taf. 15–16, Stuttgart

160 – Der Durchbruch der Gurk durch die Endmoränen des Grafensteiner Stadiums östlich von Klagenfurt. – Carinthia II, 163/83, 141–145, 1 Abb., Klagenfurt

161 Fritz, A. & Kahler, F.: Ein Bergsturz am Nordfuß der Petzen (Nordkette der Karawanken). – Carinthia II, 163/83, 243–247, Klagenfurt

162 Gupta, V. J. & Kahler, F.: Permische Fusuliniden aus dem Himalaya. – Neues Jb. Geol. Paläont., Monatshefte, 1973/4, 207–215, 1 Abb., Stuttgart

1974

163 – Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – Reports from the Scientific Expedition to the North-West Provinces of China under the Leadership of Dr. Sven Hedin, The Sino-Swedish Expedition, Publ. 52, V, Invertebrate Palaeontology, 4, 148 S., 2 Taf., Stockholm (Sven Hedin Foundation)

164 – Zur Verbreitung permischer Fusuliniden im Iran. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sonderband 2, Festschrift O. M. Friedrich, 147–151, Leoben

165 – Einige Gedanken zur Gliederung der Permzeit. – Carinthia II, 164/84, 73–78, Klagenfurt

166 – Iranische Fusuliniden. – Jb. Geol. Bundesanst., 117, 75–107, 2 Taf., 1 Abb., Wien

167 Flügel, E. & Kahler, F.: Forschungsergebnisse im ost- und südalpinen Perm. Vorwort. – Carinthia II, 164/84, 7–8, Klagenfurt

1975

168 – Aus der Geologie Kärntens. – In: Kahler, F. (Herausgeber): Die Natur Kärntens, Band 1, 7–138, Klagenfurt (Heyn)

169 – Teilergebnisse aus Untersuchungen natürlicher Heilvorkommen Kärntens. – Carinthia II, 165/85, 127–141, 2 Abb., Klagenfurt

170 – Über die Notwendigkeit intensiver Vergleiche der marinen Karbonbereiche Europas mit den nordwesteuropäischen Kohlengebieten. – Bull. Soc. belge Géol., 84/1, 67–69, Bruxelles

1976

171 – Die Fusuliniden der Dorud Formation im Djadjerud-Tal nördlich von Tehran (Iran). – Rivista Ital. Palaeont. Strat., 82/3, 439–466, Taf. 61–62, 3 Abb., Milano

172 – Literaturbericht. Fortschritte der Fusuliniden-Stratigraphie im Perm Eurasiens. – Zentralblatt Geol. Paläont. Teil II, 1975/5–6, 171–174, Stuttgart

173 – Mögliche Zusammenhänge bei Kärntner Edelwässern. – Carinthia II, 166/86, 143–150, Klagenfurt

174 Fritz, A., Geyh, M. A., Hilscher, H., Kahler, F., Thenius, E. & Urbania, H.: Ein katastrophales Drauhochwasser im Ausklang der jüngeren Steinzeit. Nachgewiesen in der Baugrube des Krafthauses Rosegg der Österreichischen Draukraftwerke A. G. – Carinthia II, 166/86, 133–142, Klagenfurt

1977

175 – Bemerkenswerte Fusuliniden-Funde im ostmediterranen und iranischen Raum. – Neues Jb. Geol. Paläont., Monatshefte, 1977/4, 199–216, 10 Abb., Stuttgart

1978

176 – Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens. – Raumordnung in Kärnten, 10, 134 S., 20 Abb., Klagenfurt

177 – Geologische Vorbemerkungen. – In: Riedmüller, G. & Schwaighofer, B.: Tonmineralogische Untersuchungen von Proben aus Warmbad Villach und vom Altenberg am Obir. – Carinthia II, 168/88, 43–45, Klagenfurt

178 Flügel, E., Kahler, F. & Kahler, G.: Nachweis von marinem Mittelperm bei Forni Avoltri (Carnia, Südalpen). – Neues Jb. Geol. Paläont., Monatshefte, 1978/8, 449–458, 15 Abb., 1 Tab., Stuttgart

179 Herzog, U. & Kahler, F.: Geologische Ergebnisse geophysikalischer Messungen im Kohlentertiär südlich von Wolfsberg im Lavanttal (Kärnten). – Carinthia II, 168/88, 47–54, 3 Abb., Klagenfurt

1979

180 Kahler, F. & Kahler, G.: Fusuliniden (Foraminifera) aus dem Karbon und Perm von Westanatolien und dem Iran. – Mitt. österr. geol. Ges., 70, 1977, 187–269, 10 Taf., 6 Abb., 1 Tab., Wien

1980

181 – Die Definition der Trogkofel-Stufe (Unter-Perm, Karnische Alpen). – Carinthia II, Sonderheft, 36, 255–258, Klagenfurt

182 – Zur Definition der Saalischen Phase im marinen Bereich der Südalpen. – Carinthia II, Sonderheft, 36, 259–260, Klagenfurt

183 Kahler, F. & Kahler, G.: Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft, 36, 183–254, 9 Taf., Klagenfurt

1982

184 – Literaturbericht. Neue Ergebnisse der Fusuliniden-Stratigraphie im Karbon und Perm des Südrandes Asiens (Iran bis Japan). – Zentralblatt Geol. Paläont. Teil II, 1981/5–6, 203–216, Stuttgart

185 – Literaturbericht. Neue Ergebnisse der Fusuliniden-Stratigraphie im Karbon und Perm von West-Canada. – Zentralblatt Geol. Paläont. Teil II, 1982/3, 75–78, Stuttgart

186 – Ein denkbares Standardprofil für die Grenze Oberkarbon/Unterperm im marinen Bereich. – Anzeiger Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., 1982, 45–46, Wien

187 Kahler, F. & Cerny, I.: Untersuchungen von 'Bohnerzen' aus der Naturhöhle Altenberg (Hochobir, Kärnten). – Karinthin, 86, 338–341, Klagenfurt

188 Kahler, F. & Kahler, G.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen:

Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, 77/4–6, 89–128, 3 Taf., 2 Abb., Stuttgart

1983

189 – Fusuliniden aus dem Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft 41, 107 S., 11 Taf., Klagenfurt

190 – 35 Jahre Fachgruppe für Mineralogie und Geologie des Naturwissenschaftlichen Vereines für Kärnten. 35 Jahre 'Der Karinthin' Beiblatt der Fachgruppe zur Carinthia II des Gesamtvereins. – Karinthin, 88, 3–4, Klagenfurt

191 Kahler, F., Fritz, A., Janschek, H. & Köberl, R.: Beobachtungen und Probleme im Thermalgebiet von Warmbad-Villach. – Neues aus Alt-Villach, Jahrbuch des Stadtmuseums, 20, 159–213, 12 Abb., Villach

1984

192 – Ein Vergleich der Fusuliniden-Fauna des Oberkarbon und Unterperm der Ostalpen mit dem Dongebiet (UdSSR). – Mitt. österr. geol. Ges., 77, 247–261, 2 Abb., 1 Tab., Wien

1985

193 – Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft, 42, 93 S., 11 Taf., Klagenfurt

1986

194 – Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 176/96, 1–17, 2 Tab., Klagenfurt

195 – Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 176/96, 425–441, 1 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Klagenfurt

196 – Literaturbericht. Neue Ergebnisse der Fusuliniden-Stratigraphie im Tethysbereich und in Fernost der asiatischen UdSSR. – Zentralblatt Geol. Paläont. Teil II, 1986/3–4, 129–137, Stuttgart

1987

197 – Fusuliniden-Faunen auf Chios, Kalymnos und Kos in der Ägäis. – Mitt. österr. geol. Ges., 80, 287–323, 5 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Wien

1988

198 – Beobachtungen über Lebensweise, Schalenbau und Einbettung jungpaläozoischer Großforaminiferen (Fusuliniden). – Facies, 19, 129–170, 88 Abb., Erlangen

1989

199 – Die Fusuliniden. – Catalogus Fossilium Austriae. Heft II/b/1, 87–295, 2 Abb., Wien (Österr. Akad. Wiss.)

1991

200 Janschek, H. & Kahler, F.: Geologische und geophysikalische Ergebnisse im Thermalwassergebiet von Badgastein (Salzburg, Österreich). – Mitt. österr. geol. Ges., 83, 1990, 57–67, 3 Abb., Wien

1992

201 – Beziehungen der Fusuliniden der Karnischen Alpen zur Paläotethys. – Mitt. österr. geol. Ges., 84, 1991, 309–326, 1 Abb., 1 Tab., Wien

1993

202 Kahler, F. & Krainer, K.: The Schulterkofel Section in the Carnic Alps, Austria: Implications for the Carboniferous-Permian Boundary. – Facies, 28, 257–276, Taf. 66–70, 3. Abb., Erlangen

GEOLOGIJA *37*, *38*, 23–62 (1994/95), Ljubljana

Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia

Spodnjejurske plasti s školjkami v južni Sloveniji

Stanko Buser
University in Ljubljana, Faculty of Natural Science and Engineering,
Geology Department, Aškerčeva 2, SI-1000 Ljubljana, Slovenia

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

Abstract

The Lower Jurassic beds of south Slovenia outcrop on a surface of several hundred km² with their thickness in places exceeding 300 meters. They were deposited on the Dinaric Carbonate Platform. In them rich accumulations of characteristic bivalves occur that in Pliensbachian and Toarcian inhabited the wide interconnected shallow water regions of the western and southern margins of Tethys and the eastern Pacific. The most interesting are three large bivalve species: *Lithiotis problematica*, *Cochlearites loppianus* and *Lithiopedalion scutatus*. In addition, numerous other genera can be found: *Gervilleioperna*, *Mytilus*, *Opisoma* and *Pachyrisma* (with subgenera *Pachymegalodon* and *Durga*).

The bivalves formed in the region of south Slovenia, in the prevailingly quiet environment of the restricted shelf, sea-bottom mats or biostromes. Their shells can be only rarely found in their growth position. The horizon with bivalves ("lithiotid horizon") in south Slovenia is attributed to Pliensbachian (Domerian). It is up to 75 metres thick and it almost does not pinch out. Within it individual lumachelles of bivalves occur which are from several centimetres to ten metres thick. They are almost exclusively associated with dark, micritic, in places marly limestone and bituminous dolomite. The biodiversity in lumachelles is very low. The intermediate beds that do not contain bivalves mostly consist of oolitic and biosparitic limestone. In this article some localities from various areas of the carbonate platform are described. Considered are paleogeographical and paleoecological conditions that permitted the existence of this typical bivalve fauna.

Kratka vsebina

Spodnjejurske plasti južne Slovenije izdanjajo na površini več 100 km² in ponekod dosežejo debelino več kot 300 metrov. Nastale so na Dinarski karbonatni platformi. V njih so bogata nahajališča značilnih školjk, ki so v pliensbachiju in toarciju množično poselile obsežne, med seboj povezane plitvomorske predele zahodnega in južnega obrobja Tetide ter vzhodnega Pacifika. Najzanimivejše so tri vrste velikih školjk: *Lithiotis problematica*, *Cochlearites loppianus* in *Lithiopedalion scutatus*. Najdemo pa še številne vrste rodov *Gervilleioperna*, *Mytilus*, *Opisoma* in *Pachyrisma* (s podrodovoma *Pachymegalodon* in *Durga*).

Školjke so na področju južne Slovenije, v pretežno mirnem okolju zaprtega šelfa sestavljale podmorske trate ali biostrome. Njihove lupine le malokje najdemo v življenjskem položaju. Horizont s školjkami (»litiotidni horizont«) v južni Sloveniji uvrščamo v pliensbachij (domerij). Debel je do 75 metrov in se skoraj ne izklinja. V njem so posamezne lumakele školjk debele od nekaj centimetrov do 10 metrov in so vezane skoraj le na plasti temnega, mikritnega, ponekod laporнatega apnenca in bituminoznega dolomita. Biodiverziteta v njih je zelo nizka. Vmesne plasti brez školjk najpogosteje sestavljata oolitni in biosparitni apnenec. V našem prispevku so opisana posamezna nahajališča iz različnih predelov karbonatne platforme. Podane so paleogeografske in paleoekološke razmere, ki so pogojevale obstoj značilne školjčne favne.

Introduction

In south Slovenia which is situated in the northwesternmost part of the Dinarides the Jurassic beds exceed the thickness of 1500 metres, and they consist predominantly of limestone. They were deposited on the Dinaric Carbonate Platform, in the Mediterranean part of the ancient Tethys. Since in them no ammonites were found, they cannot be directly subdivided into stages or even zones. For more detailed dating the researcher can use the remains of fossil bivalves, gastropods, brachiopods, hydrozoans, foraminifers and algae.

For subdivision of Liassic beds the fossil bivalves are the most important. Characteristic is *Lithiotis problematica* Gümbel from the Lithiotidae family that is the most famous and geographically the most widespread Lower Jurassic bivalve. Its name is derived from "ear-like" sections that were noticed in north Italy already more than 250 years ago. They were described first as plant remains (Gümbel, 1874, 1890). The species is still "problematic" for paleontologists, since many features connected with the unusual shape of its shell cannot be explained (Reis, 1903; Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977; Chinzei, 1982).

The most abundant bivalves in south Slovenia are *Cochlearites loppianus* (Tausch) and *Lithiopedalion scutatus* (Dubar). *Lithiotis problematica* can be found only in few places. All three species are distinguished by large, unusually shaped and highly variable shells. Justified are question on the mode of life of these bivalves. Their sections are clearly visible in the black Podpeč limestone that is among the most beatiful ornamental stones of Slovenia (Buser, 1987b).

In the Liassic beds of south Slovenia also numerous other bivalves can be found (S. Buser, 1965a; I. Buser, 1989). In preparation is the article with systematic descriptions of individual species announced for the following issue of Geologija (Debeljak & Buser). In the present paper, however, the important localities in south Slovenia are described with the aim of reconstructing the paleoecological conditions during Lower Jurassic on the Dinaric Carbonate Platform that enabled thriving of this characteristic fauna for a relatively short time interval.

The Lower Jurassic bivalves are doubtlessly worth their attention. They are interesting from the biologic, and also from stratigraphic aspects. Further, they permit paleogeographic comparison with other world known localities.

Previous research

In 1890 Tausch von Gloeckelsthurn published his work on the fauna from Liassic limestones in South Alps. It is interesting to note that in his work he represented several beautiful megalodontid specimens from the Podpeč quarry near Ljubljana. In his treatise (1890, 28-29) he correctly established the age of the strata with bivalves that outcrop south of Ljubljana as Jurassic, and not Triassic, as it was considered earlier.

In the years 1959-65 S. Buser geologically mapped the territory of south Slovenia from the Italian-Slovenian border in the west, across Trnovski gozd, Hrušica, Nanos, Logatec and Bloke Plateau with Javorniki, Krim-Mokrec hills and Lower Carniola, to Suha krajina in the east. During this work he collected a rich fossil material, and achieved the subdivision of Jurassic beds (Buser, 1965a,b). As first he determined the species *Lithiotis problematica* and *Cochlearites loppianus* in Slovenia. He established a new bivalve genus with multivincular ligament to which most of specimens from south Slovenia belong. He named it *Lithiopedalion* in his doctoral thesis. He attributed it together with genera *Lithiotis* and *Cochlearites* to the family Lithiotidae.Therefore in Slovenia for these characteristic bivalves the name Lithiotidae became common, although they are nowadays attributed to various families. Buser presented his work at the 42nd annual meeting of the Paleontological Society in Graz in 1972. However, after many years of cooperation, he was overtaken with publication by the Italian paleontologist Accorsi Bennini (1979) who described her genus as *Lithioperna*, although the name *Lithiopedalion* was already used in the international professional literature (Bosellini, 1972).

Localities of Lower Jurassic bivalves elsewhere in the world

The shallow marine Lower Jurassic beds with bivalves are in many places developed lithologically in a similar facies as in Slovenia. Upwards and downwards they are usually not sharply limited. Beside more or less dark grey micritic and biosparitic limestone and dolomite frequently occur marly layers and sheets, and complexes of oolitic limestone.

The most typical faunistic element of the shallow marine Lower Jurassic beds is bivalve *Lithiotis problematica*. It gave its name to the beds and to the facies in which it occurs (e.g. *Lithiotis* limestones, *Lithiotis* facies), although other large, thick-shelled bivalves are usually more abundant (Berti Cavicchi et al., 1971).

The most well known and best studied are localities in the Southern Alps of north Italy (provinces of Verona, Trento and Vicenza). They occur in the upper part of grey Liassic limestones called "Calcari grigi" (Böhm, 1884; Tausch von Gloeckelsthurn, 1890; Bosellini & Broglio Loriga, 1971; Bosellini, 1972).

The Lower Jurassic beds with characteristic bivalves extend across south Slovenia also to neighboring Croatia: Velika Kapela and Velebit (Grubić, 1961), Herzegovina (Katzer, 1904) and Dalmatia (Schubert, 1906). They were found also at Plitvice Lakes. The best preserved specimens of *Lithiotis problematica* and *Cochlearites loppianus* come, however, from the locality Kopilje in Montenegro. Corresponding data unfortunately have not been published.

Similar Lower Jurassic facies with characteristic bivalves appear in south Spain (Turnšek et al., 1975; Geyer, 1977), in south and central Apennines (De Castro,

1962) and in Morocco (Dubar, 1948; Agard & Du Dresnay, 1965; Lee, 1983). Krumbeck (1923) thoroughly studied fauna on the Timor island in Indonesia. Broglio Loriga and Neri (1976), Geyer (1977) and Nauss and Smith (1988) collected data from localities in western France (Sarthe department), Switzerland (Graubünden), Tunisia, Algeria, Albania, Greece, Turkey, Somalia (Mogadiscio), Oman, south Iran, Iraq and in the Himalayas.

Von Hillebrandt (1981) reports genus *Lithiotis* from north Chili and Peru. In North America this genus occurs in California, Nevada and in east and central Oregon (Nauss & Smith, 1988). *Lithiotis* from Oregon was first described under generic name *Plicatostylus* (Lupher & Packard, 1930), which has since been recognized as a junior synonym of *Lithiotis* (Buser, 1965a).

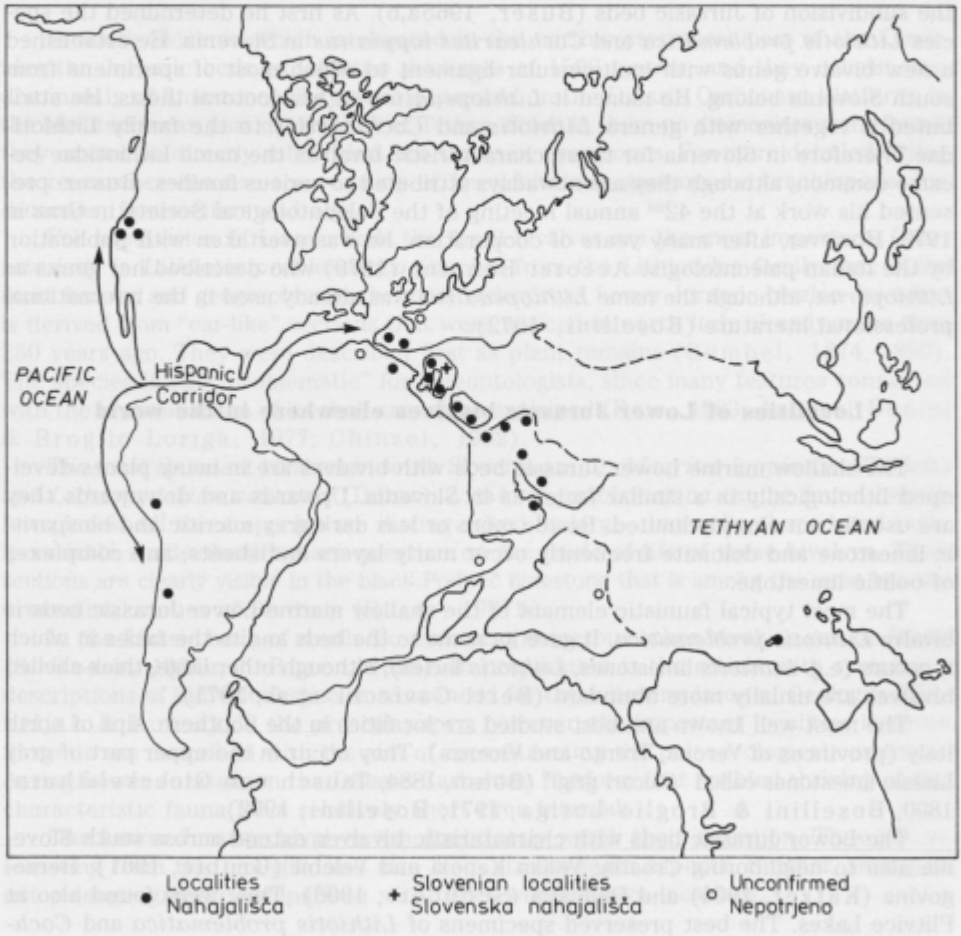


Fig. 1. Paleogeographic distribution of genus *Lithiotis* and presumed migration directions (After Broglio Loriga & Neri, 1976, and Nauss & Smith, 1988)

Sl. 1. Paleogeografska razširjenost rodu *Lithiotis* in predvidene migracijske smeri (Po: Broglio Loriga & Neri, 1976 in Nauss & Smith, 1988)

Such wide extension of localities across the world indicates the existence of wide interconnected shallow marine regions during Lower Jurassic along the western and southern margins of Tethys and the eastern Pacific. Here on carbonate platforms, in the tropic belt or under the influence of warm oceanic currents, very similar paleoecological conditions were established.

The paleogeographic reconstruction of the enumerated localities appears in figure 1. It can be hypothesized that already in Pliensbachian Tethys and the ancestor of the present Pacific were connected by a shallow marine corridor across the present Central America. The connection is called the Hispanic Corridor (Smith, 1983; Smith & Tipper, 1986). It enabled the migration of fauna and flora between the two oceans.

In all enumerated regions, large thick-shelled bivalves abundantly occur. Almost everywhere the most typical species is *Lithiotis problematica* (fig. 1). According to certain authors the bivalves flourished on the sea bottom in the form of mats or biostromes, while others report genuine reefs or bioherms (Agard & Du Dresnay, 1965; Bosellini, 1972; Göhner, 1980; Nauss & Smith, 1988).

In most of enumerated localities besides bivalves the corals, large gastropods, brachiopods and crinoids can be found. Also the microfauna is highly comparable. The most characteristic species among the foraminifers is *Orbitopsella praecursor* (Gümbel). In places also remains of terrestrial plants were found.

Finds of ammonites in shallow marine Lower Jurassic beds are very rare and accidental. Somewhere they occur in under- or overlying beds. On the basis of ammonites the beds with the mentioned fossil assemblage (*Lithiotis* facies) have been attributed to Pliensbachian (mostly to its upper part: Domerian), and somewhere (e.g. in South America) also to the lower part of Toarcian.

Localities of Lower Jurassic bivalves in Slovenia

The Lower Jurassic bivalves occur in the "lithiotid horizon" of southern Slovenia, as it was named in 1965 by Buser (1965a) after the characteristic bivalves that he then attributed owing to evident similarities to the same family: Lithiotidae. Their long, narrow sections serve as a clear identification of the rocks in the field. *Lithiotis problematica* is the most well known, but rather rare. Much more frequent are species *Lithiopedalion scutatus* and *Cochlearites loppianus*. Since nowadays the mentioned three species are attributed to distinct families, the name lithiotides should be abandoned. However, the terms as "lithiotid horizon" or "lithiotid limestone" can be used principally in the sense of facies. Next to enumerated bivalves also the genera *Pachyrisma*, *Gervilleioperna*, *Mytilus* and *Opisoma* are found.

On the basis of field data and comparisons with similar localities in north Italy Buser (1965a, 44–46) attributed the beds with characteristic bivalves to the **upper part of Middle Lias: Domerian**. In Trnovski gozd the characteristic bivalves vanish 10-30 thickness meters below the beds that contain the Upper Liassic brachiopods, and about 50-60 meters below the Lower Dogger beds that were proved by microfossils (Buser, 1979).

The lithiotid horizon in south Slovenia is constant and it almost does not wedge out. It might be less than half a meter thick, but in places it attains even 75 meters. The horizon reaches its maximal thickness at Podpeč, in the Krim-Mokrec hills and in the Krka valley. Here the limestone beds are typically dark grey or even black in color. Northwards the limestone becomes lighter, and the beds with bivalves thinner

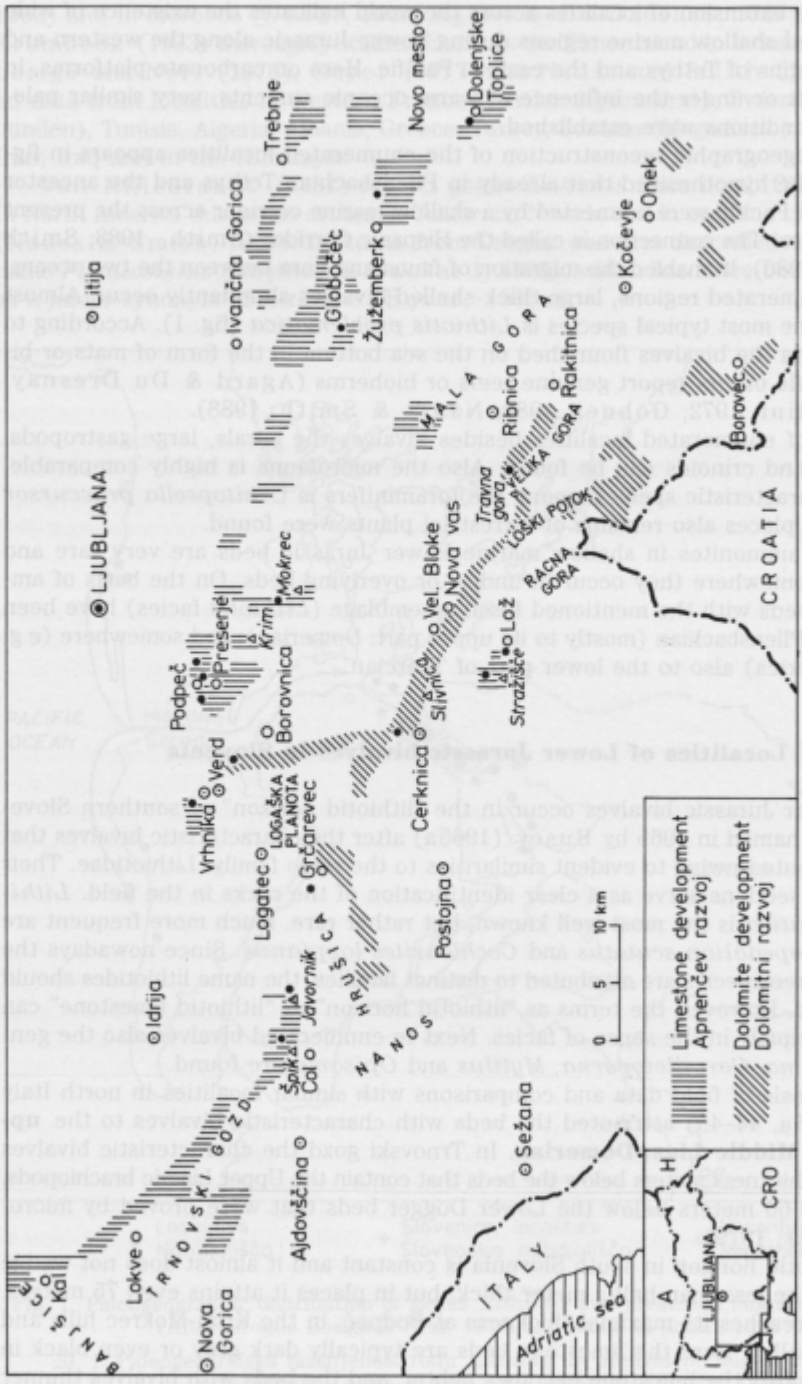


Fig. 2. Distribution of Lower Jurassic beds with bivalves in southern Slovenia with the localities (•) where bivalves can be prepared out of marly layers

Sl. 2. Razprostranjenost spodnjejurskih plasti s školjkami v južni Sloveniji z nahajališči (•), kjer je školjke mogoče izluščiti iz lapornatih plasti

and thinner; in Trnovski gozd and Banjišice plateau they in places even pinch out. Also towards the south the lithiotid horizon becomes thinner and it pinches out, especially in places of occurrences of black coal, i.e. at Loški Potok, Bloke, Cerknica and Rakitnica. On most of Logatec plateau, Hrušica, Bloke plateau, Slivnica, Mala and Velika gora and in Kočevje area the bivalves are found in bituminous coarse grained dolomite or in rare thin limestone intercalations within dolomite (Buser, 1965a; Savić & Dozet, 1985).

Figure 2 shows the extension of Lower Jurassic beds that contain bivalves. Specially marked are those localities in which shells can be isolated from the softer marly matrix.

Certain localities discovered by S. Buser during geological mapping more than thirty years ago are unfortunately destroyed or overgrown. This is the case for the abandoned quarry on the right bank of Sušica west of Dolenjske Toplice and for the locality on Javornik (east part of Trnovski gozd). Also the road cuts in Krim-Mokrec hills, southeast of Lož, north of Cerknica and at Grčarevec are almost totally overgrown. Individual specimens can still be found in railroad cuts between Preserje and Verd. Very numerous bivalves are found today in the quarry of Podpeč, in the eastern slope of Špik (north of Col in Trnovski gozd) and at the karst spring Globočec (west of Zagradec). Newly discovered is the locality in the eastern slope of the Stražišče hill east of Gorenje Jezero near Cerknica. The species *Lithiotis problematica*, which is the least abundant, is found east of the village Zafara near Žužemberk.

In the following text are described in detail the localities Špik in Trnovski gozd, the Podpeč quarry, Globočec near Zagradec, Grčarevec south of Logatec, Stražišče at Gorenje Jezero, Ravne at Borovec in the Kočevje area, and Travna gora. These localities are spatially distributed in the manner to represent distinct ancient environments. Besides, at them geological sections could be measured (fig. 3).

Špik in Trnovski gozd

Špik is about 950m high peak in Trnovski gozd about 2km north of Col. Well exposed Upper Triassic and Liassic beds gently dip towards the south. The Upper Triassic dolomite with characteristic stromatolites gradually passes into the Lower Liassic massive coarse grained dolomite of light grey color that is about 100m thick. Upwards follow approximetely 30m of light grey to white micritic limestone which contains in its upper part up to 3m thick intercalations of coarse grained dolomite. Lower Liassic limestone beds form steep rocky steps in the woody slope. At approximately 900 meters altitude their dip is 180/45. The lithologic boundary with the Middle Liassic beds was placed by Buser (1978) at the occurrence of brownish oolitic dolomite which is at that place about 30 meters thick.

Several meters below the Špik summit appears an approximately 70cm thick layer of grey brown marly limestone that contains abundant various bivalves. Prevailing is species *Lithiopedalion scutatus*. Its shells are up to 40cm long and intensely recrystallized. This species is accompanied by *Gervilleioperna buchi* (Zigno), *G. taramellii* (Böhm), *Mytilus lepsii* Tausch and *M. mirabilis* Lepsius. Very frequent are also medium sized megalodontid shells that belong to a new genus and new species. Various bivalve species were probably transported together after death. Their shells are rather well preserved, an indication of short transport. In limestone next to bivalves also numerous small fragments of various fossils occur. The layer from which shells can be separated extends for about 200 meters across the east slope of Špik.

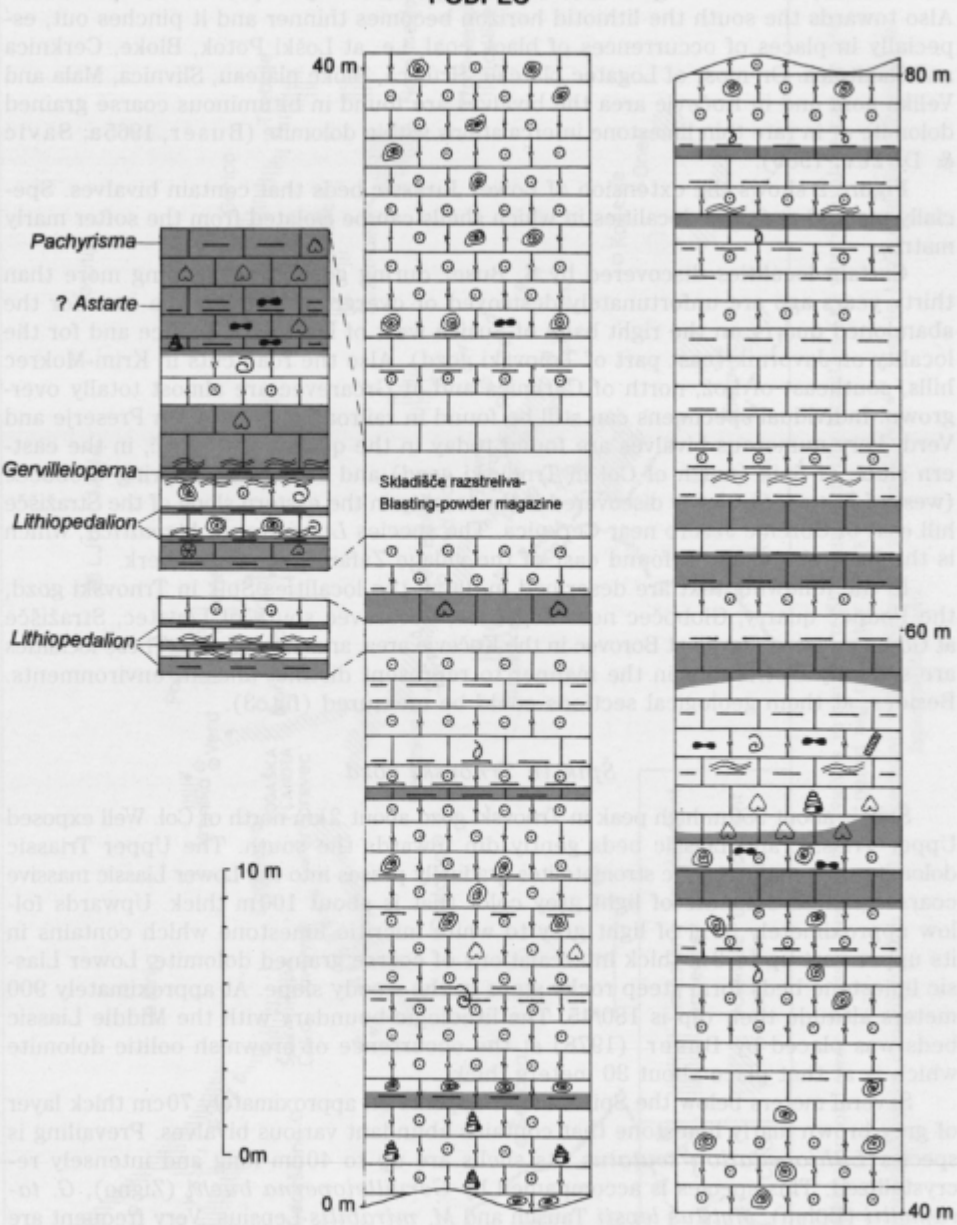
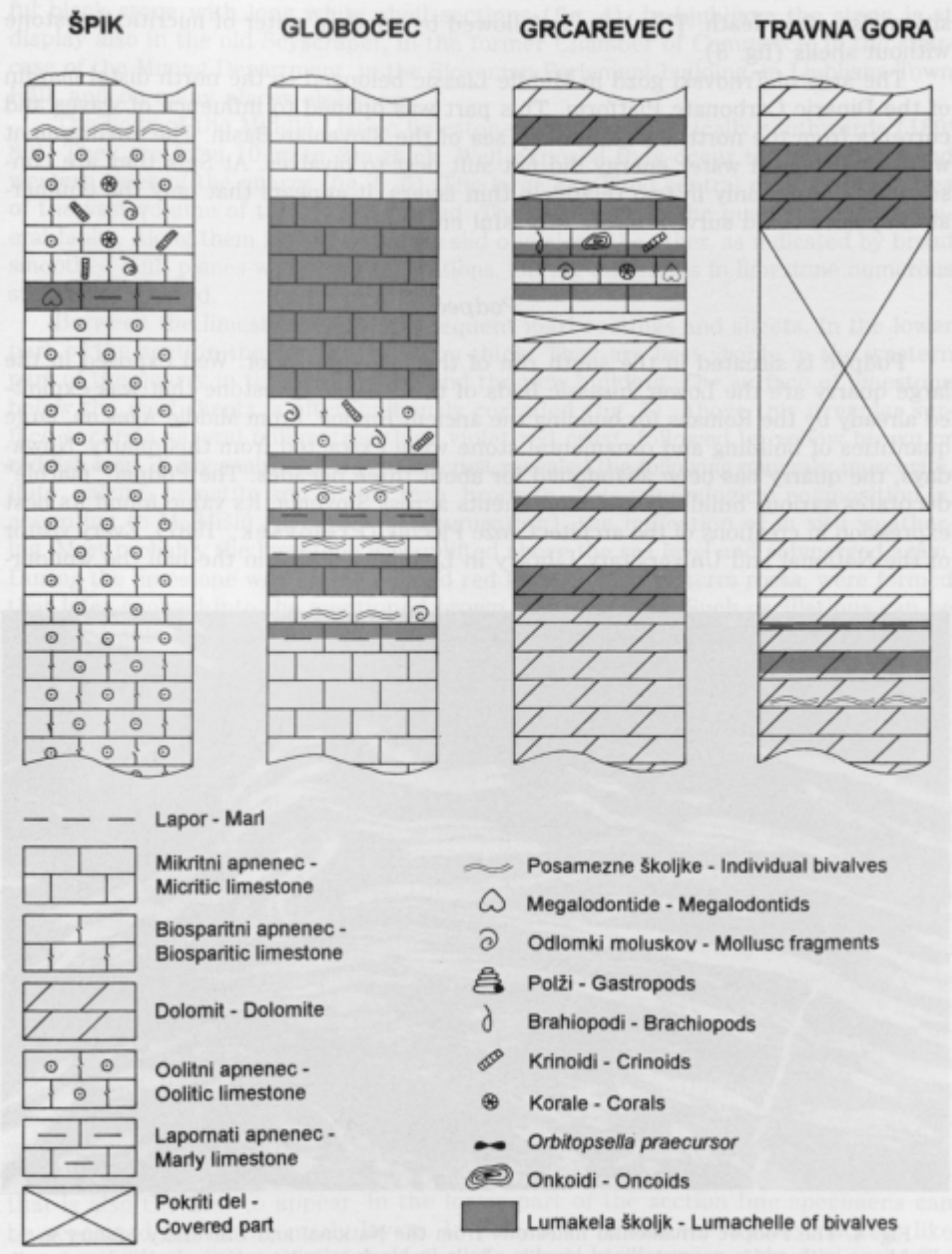


Fig. 3. Stratigraphic columns of Middle Liassic beds in different localities

Sl. 3. Stratigrafski stolpci srednjeliasnih plasti v različnih nahajališčih



Above the layer with shells occur about 5 meters of light oolitic dolomite with numerous fragments of crinoids, echinoids, bryozoans and solitary corals. Higher in the section is an about one meter thick layer of light grey micritic limestone with numerous, however not rock building bivalves of species *L. scutatus*. Some shells lie perpendicularily to the bedding, an indication of the preservation of their living po-

sition also after death. This layer is followed by another meter of micritic limestone without shells (fig. 3).

The area of Trnovski gozd in Middle Liassic belonged to the north distal margin of the Dinaric Carbonate Platform. This part was opened to influence of waves and currents from the northerly lying deep sea of the Slovenian Basin. The environment with an increased water energy did not suit best to bivalves. At Špik they are consequently found only in two relatively thin layers. It appears that only the enumerated species could survive in the stressful environment.

Podpeč

Podpeč is situated in the south rim of the Ljubljana Moor. Well exposed in the large quarry are the Lower Jurassic beds of the Podpeč limestone that was exploited already by the Romans for building the ancient Emona. From Middle Ages on, large quantities of building and ornamental stone were extracted from this quarry. Nowadays, the quarry has been abandoned for about three decades. The Podpeč "marble" decorates various buildings and monuments across Slovenia. Its value found its best expression in creations of the architect Jože Plečnik (Prelovšek, 1987). Every visitor of the National and Universitary Library in Ljubljana notice in the hall the wonder-

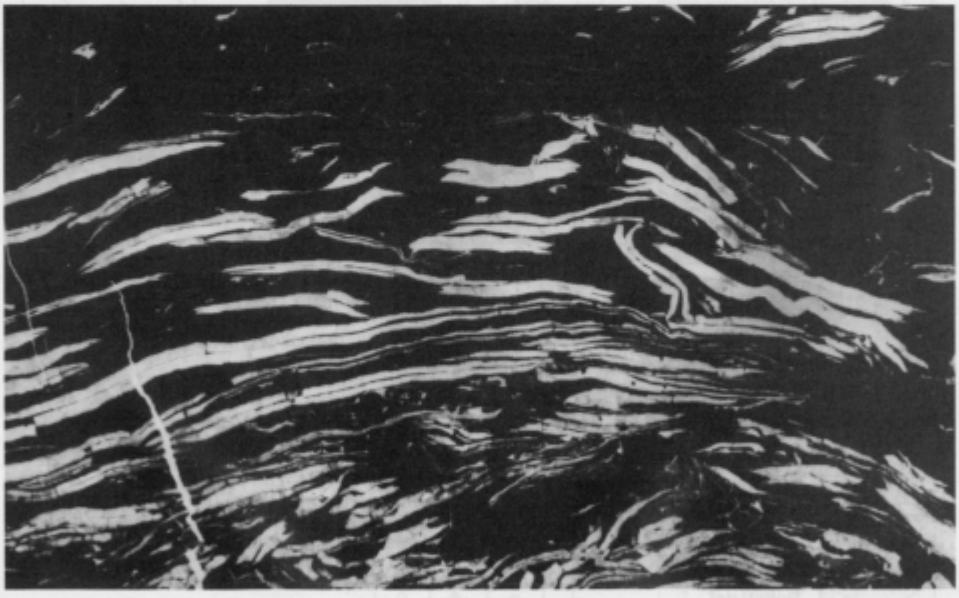


Fig. 4. The Podpeč ornamental limestone from the National and University Library in Ljubljana with white recrystallized bivalve shells in black micritic matrix. In the lower part of slab occur typical sections of genus *Cochlearites*, and in the middle part up to 60cm long sections of genus *Lithiopedalion*

Sl. 4. Okrasni podpeški apnenec iz Narodne in univerzitetne knjižnice v Ljubljani z belimi, prekristaljenimi lupinami školjk v črni mikritni osnovi. V spodnjem delu plošče so značilni preseki rodu *Cochlearites*, v sredini pa do 60cm dolgi preseki rodu *Lithiopedalion*

ful black stone with long white shell sections (fig. 4). In Ljubljana the stone is at display also in the old Scyscraper, in the former Chamber of Commerce, in the staircase of the Mining Department, in the Slovenian Parlament building, in Ljubljana Town Hall, and on many places elsewhere.

The beds of the Middle Liassic limestone dip almost vertically southwards (180/80). They are from 10cm to 2m thick. Well exposed they occur in the eastern and western sides of the quarry (fig. 5, 6). The large exploited central part gives the idea of the vast volume of the stone quarried. The limestone in the quarry is cut by several faults. Along them individual blocks slid one along the other, as indicated by broad smoothed fault planes with vertical striations. During diagenesis in limestone numerous stylolithes formed.

Between the limestone beds are frequent marl coatings and sheets. In the lower part of the section they are up to 15cm thick. They are best visible in the western part of the quarry in the fresh cut behind the new building. The surface of limestone below the marl sheets is often bulbously corroded (fig. 7). Above this irregular surface occurs a several millimetres thick violet red crust, followed by yellow brown or reddish marl. X-ray analysis of the violet crust revealed the following minerals: muscovite, illite, calcite, hematite and anatas resp. brookite. This mineralogical composition is, according to M. Mišič (personal communication), the indication of in situ weathering. Most probably the limestone was uplifted above the sea level and submerged again. During the limestone weathering on land red karstic clays, or terra rossa, were formed that later evolved into the mentioned brown and red marls. Such oscillations can be observed only in the lower part of the section. M. Mišič recognized in the marl the following minerals: muscovite, illite, calcite and goethite. The pollen analysis performed by B. Jelen did not have positive results (personal communication).

The profile (fig. 3) was recorded in the eastern side of the quarry. The lithiotid horizon in the Podpeč quarry is exposed in its entire thickness that amounts to 75 meters. It contains relatively thin beds with shells (0.1–1.5m), and thick intermediate beds without shells. In the section more than 15 isolated lumachelles can be found. Their total thickness is approximately 12 meters. The large number of relatively thin lumachelles suggests the idea of frequent disturbance or even interruption of the growth of bivalves. The bivalves in the Podpeč quarry are found in black micritic limestone, with the exception of the lower part of section where they occur also in marly layers. The lumachelles are most often followed by sparitic limestone with ooids, tiny rounded fragments of various shells (bioclasts) and intraclasts. Currents and waves that delivered various debris and washed out carbonate mud most probably disturbed the growth of bivalves. During periods of unfavorable conditions the animals survived somewhere in the neighborhood, and colonized the old places again when circumstances changed. In the upper part of section the micritic limestone is much more abundant than in the lower part. The environment at that time was quiter, with the resulting thicker and more numerous lumachelles.

The most abundant species among the bivalves is *Lithiopedalion scutatus* (Dubar) that is also the first to appear. In the lower part of the section fine specimens can be separated out of the marly layers. In places the shells are densely packed, like shards, with very little matrix inbetween (fig. 8). As demonstrated by sections in the limestone, certain individuals attained the size of 3/4 meter. In the second part of the section with indications of a quieter depositional environment also species *Cochlearites loppianus* is abundant. Here the shells cannot be separated out from the rock, and the presence of the species is demonstrated by sections in the limestone

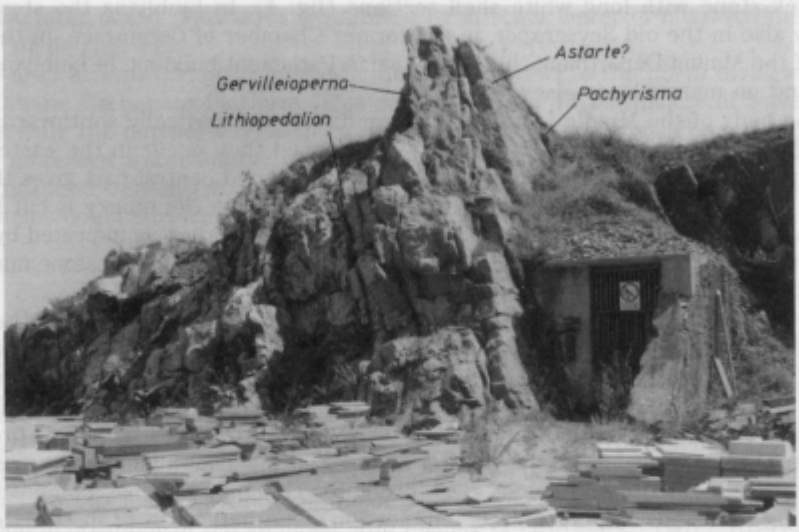


Fig. 5. Eastern part of quarry at Podpeč. Middle Liassic layers at the blasting-powder magazine with lumachelles of various bivalves

Sl. 5. Vzhodni del kamnoloma v Podpeči. Srednjeliasne plasti v bližini skladišča za razstrelivo z lumakelami različnih školjk

Fig. 6. The west part of the Podpeč quarry. The layer with individual bivalve specimens of genus *Opisoma* is marked

Sl. 6. Zahodni del kamnoloma v Podpeči. Označena je plast s posamičnimi primerki školjk iz rodu *Opisoma*

Fig. 7. Bulbously weathered upper surface of limestone, covered by violet crust (fossil soil) and overlain by a marl sheet. Podpeč quarry

Sl. 7. Gomoljasto preperela zgornja površina apnenca. Prevlečena je z vijoličasto skorjo (fosilna tla), sledi pa lapornata pola. Kamnolom v Podpeči

Fig. 8. Extraordinarily numerous shells of genus *Lithiopedalion* that can be separated from marly matrix. Podpeč quarry

Sl. 8. Izredno številne lupine rodu *Lithiopedalion*, ki jih je mogoče izluščiti iz lapornate osnove. Kamnolom v Podpeči

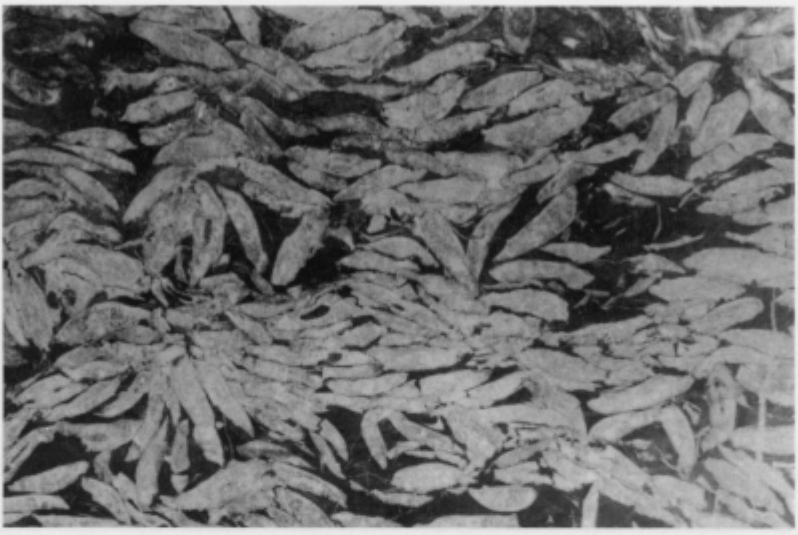


Fig. 9. Ornamental Podpeč limestone from hall of the Ljubljana scyscraper. 5–7 cm wide cross sections of species *Lithiotis problematica* are closely packed together

Sl. 9. Okrasni podpeški apnenec iz veže Ljubljanskega nebotičnika. 5–7 cm široki prečni preseki vrste *Lithiotis problematica* so tesno nagneteni eden ob drugem

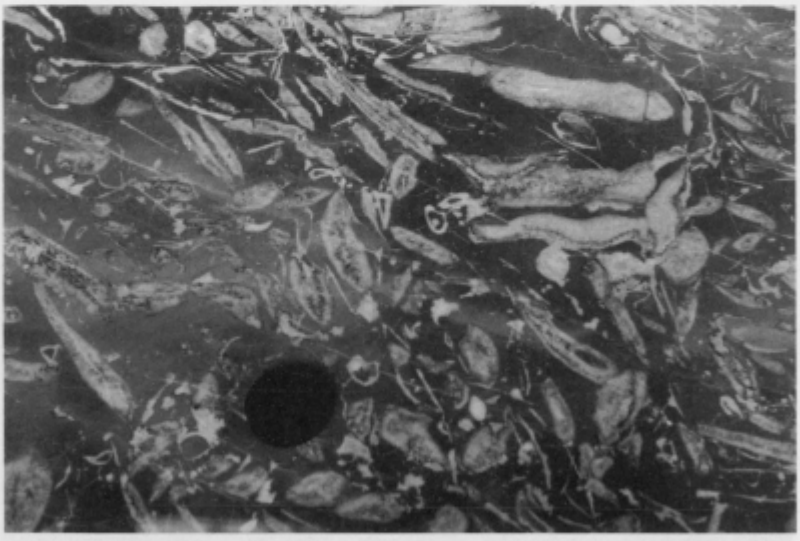


Fig. 10. Ornamental Podpeč limestone from staircase of Mining Department building. "Scattered" remains of various bivalves; among them characteristic remains of genus *Lithiotis* and of megalodontids can be recognized (scale presented by camera cover)

Sl. 10. Okrasni podpeški apnenec s stopnišča Montanistike. »Razmetani« ostanki različnih školjk; med njimi lahko prepoznamo značilne preseke rodu *Lithiotis* in megalodontid. (Merilo je pokrovček fotoaparata)

only. The species *Lithiotis problematica* is very rare at Podpeč; its characteristic sections (fig. 9, 10) can be found only in two or three layers in the upper part of the section.

In the quarry and in the field in general the sections of the mentioned bivalves are not easy to distinguish owing to patina that covered the limestone, or owing to tectonized surface. Fortunately, the orientation of bivalve shells can be studied on polished sheets of ornamental Podpeč limestone. Mainly well preserved shells are chiefly parallel with stratification. In the lumachelles usually a single species prevails. In cases of irregular "scattering" of shells of various species in the limestone, the shells are often damaged (fig. 10). Shells were often broken and in part dissolved also during diagenesis.

In addition to the genera *Lithiopedalion*, *Cochlearites* and *Lithiotis* occur in Podpeč also the following bivalve species: *Gervilleioperna buchi*, *G. taramellii*, *G. timorensis* Krumbeck, *Opisoma* cf. *excavatum* Böhm, *O.* cf. *menchikoffi* Dubar and *Pachyrisma* (*Pachymegalodon*) *chamaeforme* (Schlotheim). Interesting is also the approximately 40 cm thick layer of marly limestone with very small shells that probably belong to genus *Astarte*. This layer is exposed just at the blasting-powder magazine. The sample sites of various bivalves are marked on figures. All of the enumerated bivalves are rock-forming, with the exception of genus *Opisoma* that occurs individually (fig. 11), in biosparitic limestone full of organic detritus that was spherically overgrown by cyanobacteria. It is interesting that in lumachelles with other bivalves no oncoids are present, although they are very frequent elsewhere in the section. Evidently, the cyanobacteria were not able to thrive in association with bivalves.

Buser (1965a) described from the Podpeč quarry two brachiopod species: *Terebratula rotzoana* Schauroth and *T. renieri* Catullo. Gastropods are moderately numerous, but they cannot be prepared out of the tough rock. In thin sections numerous tiny tests may be found, and in the ornamental quality Podpeč limestone gastropods with sections measuring up to 10 cm across (fig. 12). Corals are rather rare. Individual specimens were fixed also on shells of the megalodontid bivalves. It is interesting that nearby, at Gornja Brezovica near Preserje, in the lithiotid horizon also a small coral patch reef can be seen. It is 35 meters long, a few meters wide and 5 meters thick. It laterally passes into dark grey oolitic limestone.

The most characteristic for the Middle Liassic is next to bivalves the large foraminifer *Orbitopsella praecursor* (fig. 13). It is rock-building in some layers of the Podpeč limestone. The microforaminifers are present almost in all beds, therefore they are not specially marked in the lithological column (fig. 3). They are the most abundant in the pelbiomicritic limestone (fig. 14). L. Šribar (manuscript report) determined the following foraminifer families: Ammonidiscidae (*Glomospira sp.*), Lituolidae (genera *Lituosepta*, *Orbitopsella*, *Haurania*, *Pseudocyclammina*), Verneuilinidae, Textularidae and Nubeculariidae (*Opthalmidium* sp.). Present are also dasycladaceans *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) and *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), codiaceans and problematica *Aeolissacus* sp. The microfossils from Podpeč were determined also by R. Radoičić (manuscript report). In the upper parts of the section R. Radoičić determined also the species *Labyrinthina recoarensis*. According to her opinion, several lowermost beds in the quarry belong to the upper part of Lower Lias. In the uppermost part of section that is rather heavily tectonized the boundary between the Middle and the Upper Lias could be expected.

The most frequent benthic foraminifer is *Glomospira*. It is very abundant in the

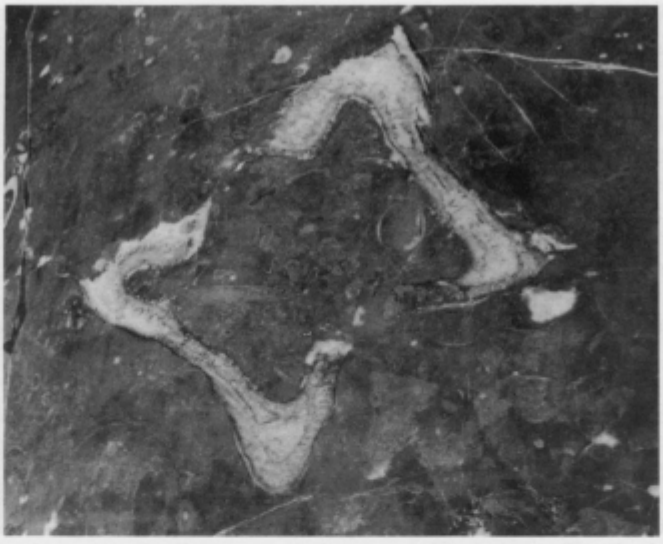


Fig. 11. Ornamental Podpeč limestone in the National and University Library. About 10×10cm large section of bivalve of genus *Opisoma*, most probably species *O. excavatum*. In limestone also characteristic sections of large foraminifers *Orbitopsella praecursor* occur

Sl. 11. Okrasni podpeški apnenec v Narodni in univerzitetni knjižnici. Približno 10×10cm velik presek školjke iz rodu *Opisoma*. Po vsej verjetnosti gre za vrsto *O. excavatum*. V apnencu so tudi značilni preseki velikih foraminifer *Orbitopsella praecursor*

Fig. 12. Ornamental Podpeč limestone from National and University Library. Sections of gastropods are up to 10cm in diameter. Fragments of bivalve shells of genus *Opisoma*

Sl. 12. Okrasni podpeški apnenec v Narodni in univerzitetni knjižnici. Preseki polžev so veliki do 10cm. Nekaj odlomkov školjčnih lupin rodu *Opisoma*

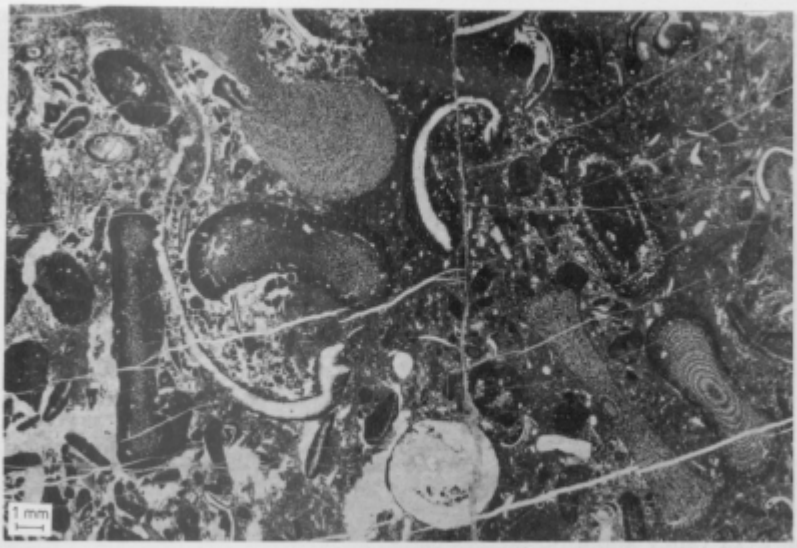


Fig. 13. Dismicritic limestone full of organic detritus, pellets and intraclasts. Above sections of foraminifer *O. praecursor* a section of dasycladacean. Podpeč

Sl. 13. Dismikritni apnenec, poln organskega detritusa, peletov in intraklastov. Nad presekoma foraminifere *O. praecursor* je presek dazikladaceje. Podpeč

Fig. 14. Passage of biomicritic limestone into sparitic limestone full of rounded fragments (bioclasts), ooids and intraclasts. Podpeč

Sl. 14. Prehod biomikritnega apnenca v sparitni apnenec, ki je poln zaobljenih odlomkov (bioklastov), ooidov in intraklastov. Podpeč

entire section, even there where no other microfossil appears. Although the above mentioned calcareous algae are quite frequent in the Podpeč quarry, they were not detected in the bivalve lumachelles. In general is the biodiversity very low in beds where the genera *Lithiopedalion*, *Cochlearites*, *Gervilleioperna* and *Lithiotis* were identified.

The characteristic bivalves in the upper part of section vanish suddenly, without gradual passage. However, according to lithology, the deposition at that did not change considerably. Possible changes in the foraminiferal assemblages have not been investigated.

Globočec near Zagradec

Globočec is a large karst source southwest of Zagradec. In this area the Upper Triassic Main Dolomite with stromatolites passes into light grey micritic Lower Liassic limestone. At the Globočec source layers of dark grey to black Middle Liassic limestone are very well exposed. They are from 10 to 100 cm thick and they dip towards southwest (220/15). In the wooded slope they form rocky steps that may be laterally traced for 50 m. Exposed are only the upper 20 meters of the lithiotid horizon that is in the Krka valley about 50 meters thick.

In the lower part of section (fig. 3) at Globočec appear 5 m of dark grey micritic limestone with rock-forming bivalves of genus *Cochlearites*. Inbetween are only two thin parts that contain just a few sections of shells. Limestone in the lower part is in places marly, therefore shells are easily separated from the rock. Certain specimens are typical representatives of species *Cochlearites loppianus*, whereas others, found about one meter higher, are much larger and of different shape. The latter belong to a new species, but according to the characteristic valve structure the genus is the same. In this part of section also individual specimens of solitary corals were found fixed upon thick bivalve shells.

Higher follow two meters of sparitic limestone with intraclasts, individual ooids, fragments of shells and crinoids. This is the only larger intercalation that does not contain shells. It is overlain by 7 meters of limestone packed with rock-building shells of *Cochlearites*. Sections of genus *Lithiopedalion* are rare. In this part the shells cannot be separated out of the hard rock. After this layer the shells vanish suddenly, without any gradual transition. In black micritic limestone of the last 30 meters of exposed beds not a single specimen can be found.

The type of limestone in the Globočec locality is an indication of quiet sedimentational environment. Bivalves grew almost completely undisturbed. The shells are mostly undamaged, and appear in certain beds even in vertical, i.e. living position. Most of them, however, were overturned on sea bottom after death, so that the fossil shells are oriented parallel to bedding. Very often also wedge-shaped agglomerations consisting of numerous shells can be observed. In such a case after death, or still during life, several shells were tilted together, so that they support each other in the inclined position.

Grčarevec

The small village of Grčarevec lies south of Logatec. About 1 km towards northwest the Middle Liassic beds are well exposed. They dip 300/15. Prevails dark grey

Fig. 15. Characteristic sections of species *Cochlearites loppianus* in limestone northwest of Grčarevec

Sl. 15. Značilni preseki vrste *Cochlearites loppianus* v apnencu severozahodno od Grčarevca

coarse grained dolomite containing individual bivalve lumachelles that are up to 2 meters thick.

In a limestone lens intercalated within dolomite is at the last summer houses northwest of Grčarevec a fresh road cut. In three separated layers that are up to 70 cm thick are well visible sections of rock-building bivalves. Species *Cochlearites loppianus* is here absolutely prevailing (fig. 15). Much less frequent are sections that most probably belong to genus *Lithiopedalion*, and in the middle layer also to genera *Gervilleioperna* and *Mytilus*. Limestone is micritic and dark grey to black in color. It is overlain by dolomite still containing in its lower part characteristic shells that higher up disappear.

At the sharp curve of the old road north of Grčarevec Buser (1978, 396) found in lithiotid horizon well preserved plant remains. This locality is now overgrown. The remains of terrestrial plants indicate the temporary existence of smaller land islands on the carbonate platform.

Stražišče near Gorenje Jezero

Above the Klance village in the Stražišče hill east of Gorenje Jezero near Cerknica, also west of Stari trg, one of the most perfectly exposed sections in the lithiotid horizon can be found.

In more than 20 meters of exposed section about 10 bivalve lumachelles can be numbered. They are from 0.5 to 1 meter, and at most 2.5 meters thick. Genus *Cochlearites* is prevailing. Its characteristically shaped shells appear in places in lens-like dispositions in the rock, the lumachelle pinching out in-between. In certain beds the shells are so numerous that there is practically no cement between them. As a rule they occur in dark grey micritic limestone. Owing to the marly admixture they can be in places isolated out of the rock. The intermediate beds with no shells mainly consist of oolitic and biosparitic limestone.

In the section the sudden massive appearance of bivalves, and also their sudden disappearance can be observed, both without gradual transitions. The lithiotid horizon is followed upwards by sparitic limestone with ooids and bioclasts. It forms the upper part of the hill in the form of an erosion remnant.

Travna gora

A couple of kilometers southeast of Travna gora in the wooded slope a more than 20 meters thick lithiotid horizon can be traced. It is entirely developed in dolomite (fig. 3). The shells can be isolated from the rock in this locality only from one 20 cm thick marl layer in the lower part of section. In dolomite only three real bivalve lumachelles can be found. The intermediate beds also contain individual shells that are more or less frequent and intensely recrystallized. With certainty only the genus *Cochlearites* was identified. In the lower part of the section its shells measure up to 30 cm, and are similar to those in the Globočec locality; they probably belong to a new species. In the uppermost part of the lithiotid horizon the bivalve lumachelle is about three meters thick. In the first half it consists of recrystallized shells that could be attributed to genera *Cochlearites* and *Lithiopedalion*, although the specimens here are much smaller and thinner than usual (valve length 5 cm, thickness not more than 1 cm). In the upper part of the mentioned lumachelle again predominate the typical representatives of genus *Cochlearites*. About 40 meters higher the dolomite is overlain by oolitic dark grey Upper Liassic limestone that alternates with thin sheets of black micritic limestone.

Ravne near Borovec

The Middle Liassic beds in the wider surroundings of Kočevje largely consist of coarse grained bituminous dolomite (fig. 2). This area originally belonged to the southerly, most restricted parts of lagoon, or to the inner part of the Dinaric Carbonate Platform.

The locality Ravne near Borovec is the southernmost in Slovenia. In the lower part of the northern slope of Borovska gora outcrops the black, bituminous thin-bedded limestone. It is overlain by a 1.5 meters thick layer of black micritic limestone that contains relatively small, about 10 cm long shells of genus *Cochlearites*. Upwards layers of bituminous dolomite follow. In the upper part, a 4 meters thick bank of dolomite occurs which is full of unusually thin specimens of genus *Cochlearites*. This bank protrudes from the slope as a steep rocky step which owes its higher resistance to numerous contained bivalve shells.

Living conditions of bivalves on the territory of southern Slovenia during the Lower Jurassic

On the territory of present southern Slovenia the wide Dinaric Carbonate Platform was situated during the Lower Jurassic. This shallow marine environment bordered in the north on the deep sea of the Slovenian Basin (Buser, 1987a), while in the south it continued across the present Croatia. Reconstruction of the ancient relations appears in figure 16.

It is interesting to note that *Lithiotis problematica* occurs also in the surroundings of Bovec (on the Poljanica hill and at the karstic source Glijun), consequently on the territory that with certainty belonged to the Julian Carbonate Platform that was situated north of the Slovenian Basin (fig. 16). It appears almost impossible that the shallow marine fauna could migrate from the Dinaric Carbonate Platform to the northerly lying Julian Carbonate Platform across the deep marine see of the Slovenian Basin. Our opinion is that the Slovenian Basin pinched out in the area of the present central part of the Soča valley, at Trnovo west of Kobarid. It follows that this deep marine

Fig. 16. Present extension of the ancient Julian and Dinaric Carbonate Platforms and the intermediate Slovenian Basin

Sl. 16. Današnja razprostranjenost nekdanje Julijske in Dinarske karbonatne platforme in vmesnega Slovenskega bazena

basin did not continue farther westward into the Belluno Basin of northern Italy. Owing to pinching out of the Slovenian Basin, the Dinaric and the Julian Carbonate Platforms directly bordered on each other in the mentioned area during Liassic.

Let us have a look at the conditions of those times in the region of south Slovenia, on the Dinaric Carbonate Platform (fig. 17):

The northern border of the platform intercepted most of the striking power of waves and currents that arrived from the open deep sea of the Slovenian Basin. Their destructive power is evidenced by limestone breccias on Banjšice and in north Lower Carniola. Otherwise in the northern parts of the Dinaric Carbonate Platform (Trnovski gozd, Banjšice) oolitic and crinoid limestones of light color predominate. They were deposited in wide shoals with warm water only 1-3 meters deep. Cooler waters flowed in from deeper parts of the Slovenian Basin. Owing to increased temperature, part of carbonates precipitated from them around tiny grains that floated in turbulent water. In shallows large amounts of ooids, small tests and fragments of various organisms accumulated that were rounded by wave action. In places, accumulations of this debris reached the sea level. Wide beaches and dunes were formed. Together with small coral and hydrozoan patch reefs (Trnovski gozd) they represented proper dams in front of the northerly lying open deep sea, and they protected the southerly lying lagoon.

At high tides and at storms the fresh water overflowed the barriers and flooded into the lagoon. It left behind beds of fine "oolitic sand". Therefore also in the areas of former lagoon a lot of dark oolitic limestone can be found. Biosparitic limestone is common as well. Prevailing, however, is the micritic limestone that was formed from

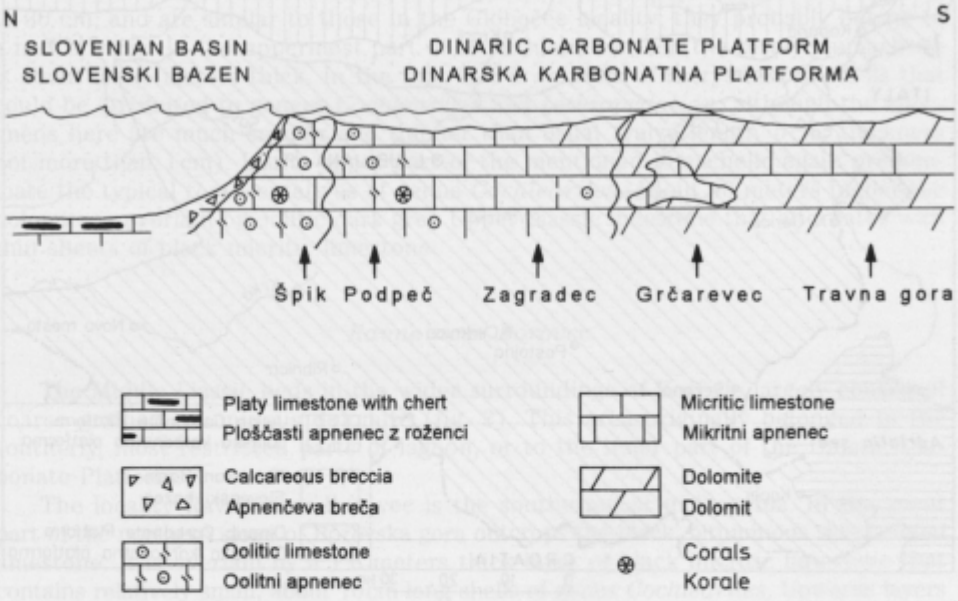


Fig. 17. Schematic representation of various sedimentation environments in lower Jurassic with characteristic types of rocks on the Dinaric Carbonate Platform

Sl. 17. Shematski prikaz različnih sedimentacijskih okolij v spodnji juri z značilnimi tipi kamnin na Dinarski karbonatni platformi

the lagoon carbonate mud. It contains a profusion of tiny tests of foraminifers that used to live at the sea bottom (benthos). In places of steady infolow of fresh water also corals, crinoids and green algae (dasycladaceans) lived. Otherwise in the lagoon most of the living environment on the muddy sea bottom was occupied by bivalves. They formed submarine biostromes with individual lense-like thickenings. In places also gastropods and brachiopods settled. The carbonate deposition was the fastest in this central area, and the lithiotid horizon attained the maximal thickness.

Towards the south the influence of the northerly deep marine region became progressively weaker. Waves and currents reached only to a certain distance. Farther extended the restricted and quiet parts of lagoon. Much oxygen was used for decomposition of organic matter. At the bottom reducing conditions were established. Rocks formed in restricted lagoon are highly bituminous and of characteristic dark grey to black color. Evaporation and with that also salinity of sea water were highest here. The pore water in these sediments contained high magnesium, and consequently they were most likely subjected to dolomitization during diagenesis. It may be conjectured that the alternation of drought periods with prevailing evaporation and rainy periods with heavy rainfall controlled the salinity variation in the restricted lagoon to a high degree.

In the larger part of the lagoon, or inner shelf, see water was only a few meters deep (subtidal). Indubitably existed also wider areas that were dry during low tide (intertidal); however, desiccation cracks and stromatolites are in Lower Jurassic beds extremely rare, a distinction that separates them from the Upper Triassic shallow marine beds. The fossil *Mytilus* bivalves, that can be used as indicators for such environment, are quite frequent in south Slovenia.

Occurrences of coal and remains of land plants in rare localities (Bloke, Loški Potok, Grčarevec) prove the periodic existence of small land islands that were probably surrounded by swamps.

The rocks and the organisms bear evidence of tropical or at least subtropical climate.The paleogeographic distribution of the present territories was essentially different in the Lower Jurassic times. The entire "Adriatic plate" was situated more to the south, in lower latitutes, in the then existing tropical belt (fig. 1).

Distribution of species and mode of life of bivalves

It appears that the northern, most exposed parts of the carbonate platform were not favorable for growth of bivalves. The animals from time to time colonized also these areas, but frequently their growth was soon interrupted. Strong waves could damage their shells or carry them away. The turbulent environment was the best endured by megalodontid bivalves, and also by genera *Lithiopedalion*, *Mytilus* and *Gervilleioperna*. Especially the megalodontid shells appear in the northwestern part of Trnovski gozd even in places where all other bivalve species already disappear.

In the more restricted parts of the shelf that, however, were nevertheless reached by fresh water, rich in oxygen and nutrients, the massive thriving of bivalves was the most frequent. The conditions for their growth were in this part the most favorable, but still rather unstable. Numerous, relatively thin lumachelles indicate that the growth of bivalves was often interrupted. The matrix in lumachelles is as a rule micritic. The sedimentological and paleontological characteristics of the deposits between lumachelles suggest that at times of interruption of bivalve growth, most often increases of wa-

ter energy occurred. Then sediments deposited from which oolitic, oncolitic and biosparitic limestones were formed. Periodically, perhaps during heavier storms, the currents brought so much material to lagoon that the bivalves were literally covered by various debris. On the other hand, strong waves could wash out all sediment that surrounded large shells of the characteristic bivalve species and provided support for them, and scattered them across the sea bottom where they perished. During the times of unfavorable conditions the bivalves survived elsewhere, and later they colonized the previous localities again. The base for the first colonization respectively fixation of juvenile bivalves could have been any firm bottom, various detritus or shells of decayed bivalves. In the central part of lagoon that was under influence of deep marine basin *Lithiopedalion* prevailed. Genus *Cochlearites* was frequent as well. More or less numerously were represented all above enumerated bivalves, also the genus *Lithiotis*.

For the moment, the data show that the quiet, muddy bottom in more southern parts of lagoon was mostly inhabited by genus *Cochlearites*. In the Middle Liassic dolomite often sections of valves are found that could be ascribed to genera *Lithiopedalion* and *Cochlearites*, but they are extraordinarily small. The shell size attains at most 10cm and its thickness at most 1cm, and usually even less. It is possible that the mentioned shells grew under very unfavorable living conditions (increased salinity, decreased influx of fresh water), and they remained small, or that they represent distinct species. Unfortunately, such specimens could not be separated out of the dolomitic rock at any place. We presume that the living conditions in the most restricted parts of the lagoon were in general less favorable than in its central part that used to be under steady, moderate influence of the pelagial. On the other hand, the environment in the most protected parts was much more stable, as proved by the rather thick (up to 4 meters), although not very frequent lumachelles.

At reconstructing various depositional environments on the carbonate platform it must be considered that the area of maximum influences from the deep marine region changed with time. This is the most expressed at the transition from basin to platform. In all parts of the shelf sea, respectively the lagoon, the water energy was subjected to changes, as well as the sea level, the sea bottom and the sediments that were deposited on it.

All enumerated Lower Jurassic bivalves formed submarine biostromes where hundreds of individuals of the same species were crowded together. The bivalves predominantly grew in very shallow water (intertidal-subtidal), since they were able to reach the maximum of nutrients near the sea surface.

The genus *Gervilleioperna* lived in a similar manner as the recent genus *Isognomon*. These bivalves were attached on a firm base with a bunch of byssus fibers. The same is valid for representatives of genus *Mytilus*. This is the same genus that even at present inhabits all shallow seas except for the extreme north. Characteristical for it is the colonization of the tidal environment. At low tide it can survive on the air for hours, so that it hermetically closes the valves. The organism has good resistance to changes of water salinity. It is the best adapted to brackish water in the near shore belt (Cox, 1969, N5-N15). The megalodontid bivalves lived with their apex anchored in the soft sea bottom. The valves and the hinge were very strong, and the round shape enabled the animals to be rolled without damage across the sea bottom in case of stronger waves.

There are still many unsolved questions about life mode of the most characteristic Lower Jurassic bivalves: *Lithiotis*, *Cochlearites* and *Lithiopedalion*. There is

no recent bivalves similar to them and we could hardly compare them also with some other fossil group. Their unusual shape and high degree of variability already for themselves rouse numerous questions concerning their biology (more in: Debeljak & Buser, in prep.). The animals were entirely adapted to the muddy sea bottom, fast sedimentation in the environment and sessile life in densely packed assemblage of specimens of the same species. With regard to relatively small size of their soft bodies they developed enormously large shells. They used to grow throughout their lives, so that the upper part of the shell remained above the level of the surrounding sediment, and that they obtained as much sunlight as possible. Such permanent and uniform growth in height is an extraordinary property, as the growth rate of animals usually exponentially diminishes with age. In deposits where the shells remained in their growth positions after death, we can observe that the individual specimens supported each other, and grew upwards in a tuft-like manner, similar to plants. Frequent are knee-shapedly bent individuals, at which most probably the valve was tilted too dangerously, so that the animal afterwards corrected its position by subsequent vertical growth. Considering such cases it is not surprising that the shape of the shell in the same species can be so variable. The external similarity of the mentioned three genera, which otherwise belong to distinct families, is a result of convergence, of adaptation to similar, very specific living environment. The shells of *Lithiotis*, *Cochlearites* and *Lithiopedalion* might have measured even 0.5 meters. Mussels of such size can be at present found in the equatorial belt or in regions of warm currents where the sea water temperature is constantly above at least 23 °C. Owing to the decrease of CO_2 concentration in water the precipitation of calcium carbonate and skeleton building is facilitated.

It is characteristic that the biodiversity in individual bivalve lumachelles is extraordinarily low. Different species of bivalves evidently did not live together in the same place. In the same manner, next to bivalves practically no other organisms became preserved as fossils. The reason can partly be ascribed to the selective influence of specific environment (muddy substrate, fast sedimentation) that required from organisms special adaptation. Probably also the bivalves themselves rendered impossible the existence of their competitors with fast overgrowth and production of large amounts of organic mud. Photosynthesis in muddy water was practically impossible, what excluded from the environment many organisms, especially the green algae and cyanobacteria. Similar circumstances can be observed nowadays in large oyster farms. Certain species of oysters are able to filter 40 liters of water per hour. In addition, they are genuine accumulators of sediment rich in organic matter that has a putrid smell and that decomposing produces reducing conditions. On the water surface H_2S oxidizes into sulfuric acid. At the top of the sediment the environment is acidic which results into often corroded shells (Stenzel, 1971, N1000-N1003), a phenomenon observed also on fossil remains.

The genera *Lithiotis*, *Cochlearites* and *Lithiopedalion* formed submarine mats or biostromes on the territory of present south Slovenia. In Slovenia there is no evidence of the existence of reef structures. Smaller lense-like thickenings of generally thin bivalve lumachelles are most probably beds of shells after a short transport. Lumachelles laterally do not pinch out, they only thin and thicken. The micritic matrix suggests a low water energy during the time of deposition of sediment. With respect to their shape, the shells are relatively well preserved. The shells of isolated specimens are usually not eroded. The biodiversity in the lumachelles is low. All this suggests generally short transport distances. We believe that the characteristic bivalves

grew on large surfaces, and that after death they were most often only somewhat overturned by the waves.

The blossom time of the characteristic Lower Liassic bivalves (genera *Lithiotis*, *Cochlearites* and *Lithiopedalion*) lasted only around 5–10 million years. On the territory of Slovenia, however, they did not last even that long. In all Slovenian localities at the end of the lithiotid horizon that is attributed to Domerian the mussels suddenly disappeared without gradual diminishing.

During the Upper Liassic in the region of Tethys extensive tectonic movements occurred. In the territory of northern Slovenia, on the former Julian Carbonate Platform, a short land phase took place, and afterwards it rapidly subsided and disintegrated (Buser, 1987a). The influence of these events undoubtedly reached also the Dinaric Carbonate Platform. In the areas of Stična, Šentvid, Radohova vas, in suroundings of Trebnje and Veliki Gaber the Malm beds transgressively overlie the Middle Liassic beds. At Loški Potok in the Upper Liassic coal ocurrences are known. All this may be understood as evidence of uplift of the territory after the deposition of Middle Liassic beds with bivalves. Tectonic activity was reported also from the neighboring Italy. On the Trento Carbonate Platform the shallow marine beds with bivalves are overlain by deep marine limestone of the ammonitico rosso type (Bosellini & Broglio Loriga, 1971).

It can be only conjectured about the causes that led to the sudden extinction of the characteristic Middle Jurassic bivalves. Most probably the reason was in the coincidence of various causes. It is known that these fossils were extremely specialized organisms that could not respond to the environmental change with new adaptations. Of the ancient life, only the interesting fossil record remained.

Acknowledgement

Dr. Stevo Dozet geologically studied the Lower Jurassic beds with bivalves in the wider area of Kočevje. He presented in the field several characteristical localities. Ljudmila Šribar and Dr. Rajka Radoičić determined microfauna in limestone. Msc. Miha Mišič did x-ray determination of marls from Podpeč. Arian Debeljak made graphic parts of the article. The authors are very grateful to them.

Spodnjejurske plasti s školjkami v južni Sloveniji

Uvod

V južni Sloveniji, ki zajema skrajni severozahodni del Dinaridov, so jurske plasti debele prek 1500 metrov; pretežno jih sestavlja apnenec. Usedale so se na Dinarski karbonatni platformi, v mediteranskem delu nekdanje Tetide. V njih ne najdemo amonitov, zato jih ne moremo neposredno razdeliti na stopnje ali celo na cone. Pri natančnejšem določanju starosti si lahko pomagamo s fosilnimi školjkami, polži, brahiopodi, koralami, hidrozoji, foraminiferami in algami.

Za členitev liasnih plasti so najpomembnejše fosilne školjke. Značilna je vrsta *Lithiotis problematica* Gümbel iz družine Lithiotidae, ki je najbolj znamenita in geografsko najbolj razširjena spodnjejurska školjka. Ime je dobila po »ušesastih« presekih, ki so jih v severni Italiji opazili že pred več kot 250 leti. Sprva so jih opisali kot rastlinske ostanke (Gümbel, 1874, 1890). Vrsta je za paleontologe še vedno »problematična«, saj si marsičesa v zvezi z nenavadno obliko lupine še vedno ne znamo razložiti (Reis, 1903; Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977; Chinzei, 1982).

V južni Sloveniji sta najpogostnejši školjčni vrsti *Cochlearites loppianus* (Tausch) in *Lithiopedalion scutatus* (Dubar). Vrsto *Lithiotis problematica* najdemo le na poredkih mestih. Vse tri vrste se odlikujejo po velikih, nenavadno oblikovanih in močno variabilnih lupinah. Najbrž se marsikdo vpraša, kakšen je bil način življenja teh školjk. Njihovi preseki se jasno razločijo v črnem podpeškem apnencu, ki je eden naših najlepših okrasnih kamnov (Buser, 1987b).

V liasnih plasteh južne Slovenije najdemo tudi številne druge školjke (S. Buser, 1965a; I. Buser, 1989). V pripravi je članek s sistematskimi opisi posameznih vrst, ki bo izšel v naslednji številki Geologije (Debeljak & Buser). Tokrat pa so obdelana pomembna nahajališča v južni Sloveniji, s pomočjo katerih lahko sklepamo na paleoekološke razmere, ki so v spodnji juri vladale na Dinarski karbonatni platformi in za razmeroma kratek čas omogočile množično uspevanje značilne favne.

Spodnjejurske školjke vsekakor zaslužijo našo pozornost. Zanimive so v biološkem in nič manj pomembne v stratigrafskem pogledu. Omogočajo pa nam tudi paleogeografsko primerjavo z drugimi svetovnimi nahajališči.

Dosedanje raziskave

Leta 1890 je Tausch von Gloeckelsthurn objavil svoje delo o favni liasnih apnencev v Južnih Alpah. Zanimivo je, da je upodobil in opisal nekaj lepih primerkov megalodontid iz podpeškega kamnoloma pri Ljubljani. V svoji razpravi (1890, 28–29) je pravilno ugotovil, da pripadajo plasti s školjkami, ki izdanjajo južno od Ljubljane, juri in ne triasu, kakor so domnevali pred njim.

V letih 1959–65 je S. Buser geološko kartiral ozemlje južne Slovenije od italijansko-slovenske meje na zahodu prek Trnovskega gozda, Hrušice, Nanosa, Logaške in Bloške planote z Javorniki, Krimsko-Mokrškega hribovja in Dolenjske do Suhe krajine na vzhodu. Pri tem je razčlenil jurske plasti in nabral bogat fosilni material (Buser, 1965a,b). Prvi je pri nas določil vrsti *Lithiotis problematica* in *Cochlearites loppianus*. Ugotovil je, da večina primerkov v južni Sloveniji pripada novemu rodu školjk z večveznim ligamentom. V svoji doktorski disertaciji ga je poimenoval *Lithiopedalion*. Skupaj z rodovoma *Lithiotis* in *Cochlearites* ga je uvrstil v družino Lithiotidae. Tako se je pri nas za te značilne školjke uveljavilo ime litiotide, čeprav jih danes uvrščamo v različne družine. Buser je svoje delo predstavil na 42. letnem srečanju Paleontološkega društva v Gradcu leta 1972. Po dolgoletnem sodelovanju pa ga je z objavo prehitela italijanska paleontologinja Accorsi Benini (1979) in opisala svoj rod *Lithioperna*, čeprav se je ime *Lithiopedalion* že uporabljalo v tuji strokovni literaturi (Bosellini, 1972).

Nahajališča spodnjejurskih školjk drugod po svetu

Plitvomorske spodnjejurske plasti s školjkami so marsikje litološko podobno razvite kot v Sloveniji. Navzgor in navzdol navadno niso ostro omejene. Poleg bolj ali manj temno sivega mikritnega in biosparitnega apnenca in včasih dolomita so pogostne tudi lapornate plasti in pole ter kompleksi oolitnega apnenca.

Najbolj značilen favnistični element plitvomorskih spodnjejurskih plasti je vrsta *Lithiotis problematica*. Po njej so dobile ime plasti in facies, v katerem se pojavlja (npr. *Lithiotis*-Kalke, *Lithiotis* facies), čeprav so druge velike, debelolupinske školjke v teh plasteh ponavadi pogostnejše (Berti Cavicchi et al., 1971).

Najbolj znamenita in najbolje raziskana so nahajališča v Južnih Alpah severne Italije (province Verona, Trento in Vicenza). Nastopajo v zgornjem delu sivih liasnih apnencev, imenovanih »Calcari grigi« (Böhm, 1884; Tausch von Gloeckelsthurn, 1890; Bosellini & Broglio Loriga, 1971; Bosellini, 1972).

Spodnjejurske plasti z značilnimi školjkami se prek južne Slovenije nadaljujejo tudi v sosednjo Hrvaško: Veliko Kapelo in Velebit (Grubić, 1961), Hercegovino (Katzer, 1904) ter Dalmacijo (Schubert, 1906). Našli so jih tudi pri Plitvicah. Najlepše ohranjeni primerki vrste *Lithiotis problematica* in *Cochlearites loppianus* pa so iz nahajališča Kopilje v Črni gori. Podatki o tem najdišču žal še niso bili objavljeni.

Podobni spodnjejurski razvoji z značilnimi školjkami so v južni Španiji (Turnšek et al., 1975; Geyer, 1977), južnih in centralnih Apeninih (De Castro, 1962) in Maroku (Dubar, 1948; Agard & Du Dresnay, 1965; Lee, 1983). Krumbeck (1923) je temeljito obdelal favno na otoku Timor v Indoneziji. Broglio Loriga in Neri (1976), Geyer (1977) ter Nauss in Smith (1988) so zbrali podatke o nahajališčih v zahodni Franciji (dept. Sarthe), Švici (Graubünden), Tuniziji, Alžiriji, Albaniji, Grčiji, Turčiji, Somaliji (Mogadiš), Omanu, južnem Iranu, Iraku in na Himalaji.

Von Hillebrandt (1981) poroča o rodu *Lithiotis* iz severnega Čila in Peruja. V Severni Ameriki pa se ta rod poleg drugih školjk pojavlja v Kaliforniji, Nevadi ter vzhodnem in centralnem Oregonu (Nauss & Smith, 1988). Lupher in Packard (1930) sta rod *Lithiotis* iz Oregona prvič opisala pod rodovnim imenom *Plicatostylus*. Kasneje se je izkazalo, da gre za isti rod (Buser, 1965a).

Takšna razprostranjenost najdišč po svetu priča, da so v spodnji juri na zahodnem in južnem obrobju Tetide in vzhodnega Pacifika obstajala obsežna, med seboj povezana plitvomorska področja. Tu so na karbonatnih platformah, v tropskem pasu ali pod vplivom toplih oceanskih tokov vladale zelo podobne paleoekološke razmere.

Paleogeografska rekonstrukcija naštetih nahajališč je na sliki 1. Domnevamo lahko, da je že v pliensbachiju obstajal neki plitvomorski pas, ki je prek današnje Centralne Amerike povezoval Tetido in prednika današnjega Pacifika. Imenujemo ga Hispanijski koridor (Smith, 1983; Smith & Tipper, 1986). Omogočil je migracijo favne in flore med obema oceanoma.

Na vseh naštetih področjih so pogostne velike, debelolupinske školjke. Skoraj povsod je najznačilnejša vrsta *Lithiotis problematica* (sl. 1). Po mnenju nekaterih avtorjev so školjke množično poseljevale morsko dno v obliki podmorskih trat oziroma biostrom, drugi pa poročajo o pravih grebenih oziroma biohermah (Agard & Du Dresnay, 1965; Bosellini, 1972; Göhner, 1980; Nauss & Smith, 1988).

V večini naštetih nahajališčih so poleg školjk prisotne korale, veliki polži, brahiopodi in krinoidi. Tudi mikrofavna je zelo podobna. Med foraminiferami je najznačilnejša vrsta *Orbitopsella praecursor* (Gümbel). Ponekod najdemo tudi ostanke kopenskih rastlin.

Najdbe amonitov so v plitvomorskih spodnjejurskih plasteh zelo redke in naključne.

Ponekod jih vsebujejo višje- oziroma nižjeležeče plasti. Z njihovo pomočjo plasti z omenjeno fosilno združbo (*Lithiotis* facies) uvrščajo v pliensbachij (večinoma v njegov zgornji del: domerij) in ponekod (npr. v Južni Ameriki) tudi v spodnji del toarcija.

Nahajališča spodnjejurskih školjk v Sloveniji

Spodnjejurske školjke se pri nas množično pojavljajo v »litiotidnem horizontu« južne Slovenije. Tako ga je leta 1965 poimenoval Buser (1965a) po izredno značilnih školjkah, ki jih je takrat zaradi očitnih podobnosti pripisal isti družini: Lithiotidae. Njihovi dolgi, ozki preseki dajejo kamninam na terenu zelo razpoznaven značaj. Vrsta *Lithiotis problematica* je najbolj znana, vendar precej redka. Veliko pogostnejši sta vrsti *Lithiopedalion scutatus* in *Coclearites loppianus*. Omenjene tri vrste danes prištevamo v različne družine, zato bi morali ime litiotide opustiti. Izraze kot so »litiotidni horizont« ali »litiotidni apnenec« pa lahko uporabljamo predvsem v smislu faciesa. Poleg naštetih školjčnih vrst najdemo tudi rodove *Pachyrisma, Gervilleioperna, Mytilus* in *Opisoma*.

Glede na terenske podatke in s pomočjo primerjave s podobnimi nahajališči v severni Italiji je Buser (1965a, 44–46) plasti z značilnimi školjkami uvrstil v **zgornji del srednjega liasa: domerij.** Na Trnovskem gozdu značilne školjke izginejo 10–30 debelinskih metrov pod plastmi, ki vsebujejo zgornjeliasne brahiopode in okoli 50–60 metrov pod spodnjedoggerskimi plastmi, ki so bile dokazane z mikrofosili (Buser, 1979).

Litiotidni horizont je v južni Sloveniji stalen in se skoraj ne izklinja. Debel je lahko manj kot pol metra, ponekod pa znaša celo 75 metrov. Največjo debelino doseže pri Podpeči, na Krimsko-Mokrškem hribovju in v dolini Krke. Tu so plasti apnenca značilno temno sive ali celo črne barve. Proti severu postane apnenec svetlejši, plasti s školjkami pa so vse tanjše; na Trnovskem gozdu in Banjški planoti se ponekod celo izklinjajo. Tudi proti jugu se litiotidni horizont močno stanjša in izklinja predvsem na mestih, kjer so pojavi črnega premoga, to je pri Loškem Potoku, na Blokah, pri Cerknici in Rakitnici. Na večjem delu Logaške planote, v Hrušici, na Bloški planoti, v Slivnici, na Mali in Veliki gori in na Kočevskem najdemo školjke v bituminoznem debelozrnatem dolomitu ali pa v redkih, tankih apnenčevih vložkih med dolomitom. (Buser, 1965a, 39–47; Savić & Dozet, 1985).

Slika 2 kaže razprostranjenost spodnjejurskih plasti s školjkami. Posebej so označena nahajališča, kjer školjke lahko izluščimo iz mehkejše lapornate osnove.

Nekatera izmed nahajališč, ki jih je S. Buser našel pri geološkem kartiranju pred več kot tridesetimi leti, so žal uničena ali zaraščena. To velja predvsem za nekdanji kamnolom na desnem bregu Sušice zahodno od Dolenjskih Toplic in za nahajališče na Javorniku (vzhodni del Trnovskega gozda). Tudi useki cest na Krimsko-Mokrškem hribovju, jugozahodno od Loža, severno od Cerknice in pri Grčarevcu so skorajda povsem zaraščeni. Posamezne primerke še dobimo ob železniški progi med Preserjem in Verdom. Zelo številne školjke danes najdemo v kamnolomu v Podpeči, na vzhodnem pobočju Špika (severno od Cola na Trnovskem gozdu) in ob kraškem izviru Globočec (zahodno od Zagradca). Na novo je odkrito najdišče na vzhodnem pobočju hriba Stražišče vzhodno od Gorenjega Jezera pri Cerknici. Vrsto *Lithiotis problematica*, ki je sicer najredkejša, najdemo vzhodno od vasi Zafara pri Žužemberku.

V nadaljevanju so podrobneje opisana nahajališča Špik na Trnovskem gozdu, kamnolom v Podpeči, Globočec pri Zagradcu, Grčarevec južno od Logatca, Stražišče pri

Gorenjem Jezeru, Ravne pri Borovcu na Kočevskem in Travna gora. Ta nahajališča so razporejena po obravnavanem območju tako, da zastopajo nekdanja različna okolja. Poleg tega je bilo tam možno posneti geološke profile (sl. 3).

Špik na Trnovskem gozdu

Špik je okoli 950 metrov visok vrh na Trnovskem gozdu, ki leži približno 2 km severno od Cola. Lepo odkrite zgornjetriasne in liasne plasti položno vpadajo proti jugu. Zgornjetriasni dolomit z značilnimi stromatoliti postopoma prehaja v spodnjeliasni masivni, debelozrnati dolomit svetlo sive barve, ki je debel približno 100 m. Navzgor sledi približno 30 m svetlo sivega do belega mikritnega apnenca, ki vsebuje v zgornjem delu do 3 m debele vložke debelozrnatega dolomita. Plasti spodnjeliasnega apnenca sestavljajo strme skalne stopnje v gozdnem pobočju. Na približno 900 metrih višine znaša njihov vpad 180/45. Litološko mejo s srednjeliasnimi plastmi postavlja Buser (1978) tam, kjer se pojavi rjavkasti oolitni apnenec. Tega je tu približo 30 metrov.

Nekaj metrov pod vrhom Špika je približno 70 cm debela plast sivo rjavega laporn atega apnenca, ki je poln različnih školjk. Prevladuje vrsta *Lithiopedalion scutatus*. Njene lupine so dolge do 40 cm in močno prekristaljene. Pridružujejo se ji *Gervilleioperna buchi* (Zigno), *G. taramellii* (Böhm), *Mytilus lepsii* Tausch in *M. mirabilis* Lepsius. Zelo veliko je tudi srednje velikih megalodontidnih školjk, ki pripadajo novemu rodu in vrsti. Različne vrste školjk so bile verjetno nanesene skupaj šele po odmrtju. Njihove lupine so precej dobro ohranjene, kar kaže na to, da transport ni bil dolg. V apnencu je poleg školjk vse polno drobnih odlomkov različnih fosilov. Ta plast, iz katere lahko luščimo školjke, se vleče po vzhodnem pobočju Špika približno 200 metrov daleč.

Nad plastjo s školjkami je približno 5 metrov svetlega oolitnega apnenca s številnimi odlomki krinoidov, iglicami morskih ježkov, briozoji in posameznimi koralami. Višje v profilu je približno en meter debela plast svetlo sivega mikritnega apnenca s številnimi, vendar ne kamnotvornimi školjkami vrste *L. scutatus*. Nekatere lupine leže pravokotno na plastnatost, kar kaže, da so školjke po odmrtju ostale v življenjskem položaju. Nad to plastjo sledi še meter mikritnega apnenca brez školjk (sl. 3).

Območje Trnovskega gozda je v srednjem liasu pripadalo severnemu, distalnemu robu Dinarske karbonatne platforme. Ta del je bil na udaru valov in tokov, ki so prihajali iz severno ležečega globokega morja Slovenskega bazena. Okolje s povečano vodno energijo školjkam ni najbolj ustrezalo. Na Špiku jih zato najdemo le v dveh, razmeroma tankih plasteh. Kaže, da so naštete vrste še najbolje prenašale razburkano okolje.

Podpeč

Podpeč leži na južnem obrobju Ljubljanskega barja. V velikem kamnolomu so lepo odkrite spodnjejurske plasti podpeškega apnenca, ki so jih že Rimljani izkoriščali za gradnjo nekdanje Emone. Od srednjega veka naprej so iz tega kamnoloma pridobili velike količine gradbenega in okrasnega kamna. Zdaj že več kot trideset let apnenca ne lomijo več. Podpeški »marmor« po vsej Sloveniji krasi različne stavbe in spomenike. Najlepše je zaživel v stvaritvah arhitekta Jožeta Plečnika (Prelovšek, 1987). Vsakdo, ki obišče Narodno in univerzitetno knjižnico v Ljubljani, opazi v njeni avli čudoviti črni kamen z dolgimi, belimi preseki školjk (sl. 4). V Ljubljani si ga lahko

ogledamo tudi v starem Nebotičniku, v nekdanji Trgovinski zbornici, na stopnišču Montanistike, v zgradbi Slovenskega parlamenta, na Magistratu in še marsikje.

Plasti srednjeliasnega apnenca skoraj navpično vpadajo proti jugu (180/80). Debele so od 10 cm do 2 metra. Lepo so odkrite na vzhodni in zahodni strani kamnoloma (sl. 5, 6). Vmesni odkopani del priča, kako velike količine kamna so tu pridobili. Apnenec v kamnolomu prečka več prelomov. Ob njih so posamezne grude drsele ena ob drugi, tako da so nastale velike zglajene prelomne ploskve z navpičnimi razami. Med diagenezo so v apnencu nastali številni stilolitni šivi.

Med plastmi apnenca so zelo pogostne lapornate prevleke in plasti. V spodnjem delu profila so le-te debele tudi do 15 centimetrov. Najlepše jih vidimo v zahodnem delu kamnoloma, kjer je svež odkop za novo halo. Površina apnenca pod polami laporja je pogosto gomoljasto razjedena (sl. 7). Nad to nepravilno površino je nekaj milimetrov debela, vijoličasto rdeča skorja, sledi pa rumeno rjav ali rdečkast lapor. Rentgenska analiza je pokazala, da vsebuje vijolična skorja naslednje minerale: muskovit, illit, kalcit, hematit in anataz oziroma brookit. Mineraloška sestava po mnenju M. Mišiča (ustno sporočilo) kaže na preperevanje in situ. Verjetno je bil apnenec večkrat dvignjen nad morsko gladino in potem zopet spuščen. Ob preperevanju apnenca na kopnem so nastale rdeče kraške gline oziroma terra rossa, ki je bila kasneje spremenjena v omenjene rjave in rdeče laporje. Takšne oscilacije lahko opazimo le v spodnjem delu profila. M. Mišič je v laporju določil naslednje minerale: muskovit, illit, kalcit in goethit. Analiza na pelod, ki jo je opravil M. Jelen, ni dala pozitivnih rezultatov (ustno sporočilo).

Profil (sl. 3) je bil posnet na vzhodni strani kamnoloma. Litiotidni horizont je v podpeškem kamnolomu odkrit v vsej debelini, ki znaša kar 75 metrov. V njem so plasti s školjkami razmeroma tanke (0,1–1,5 m), vmesne prekinitve brez školjk pa velike. V profilu lahko naštejemo več kot petnajst med seboj ločenih školjčnih lumakel. Njihova skupna debelina je približno 12 metrov. Veliko število razmeroma tankih lumakel kaže na to, da je bila rast školjk velikokrat motena ali celo prekinjena. Školjke v podpeškem kamnolomu najdemo v črnem mikritnem apnencu in v spodnjem delu profila tudi v lapornatih plasteh. Školjčnim lumakelam najpogosteje sledi sparitni apnenec z ooidi, drobnimi zaobljenimi odlomki različnih lupinic (bioklasti) in intraklasti. Tokovi in valovi, ki so v laguno nanašali različen drobir in spirali karbonatno blato, so najbrž motili rast školjk. Školjke so v času neugodnih pogojev preživele nekje v soseščini in se v ugodnejših razmerah spet naselile na prejšnjih mestih. V zgornji polovici profila je precej več mikritnega apnenca kot v spodnji. Okolje je bilo takrat mirnejše, zato so lumakele debelejše in številčnejše.

Med školjkami je daleč najpogostnejša vrsta *Lithiopedalion scutatus* (Dubar), ki se tudi prva pojavi. V spodnjem delu profila lahko iz lapornatih plasti izluščimo lepe primerke. Ponekod so lupine nagnetene ena ob drugi kot črepinje z zelo malo veziva (sl. 8). Po presekih v apnencu sodeč, so nekateri primerki dosegli velikost kar 3/4 metra. V drugi polovici profila, ki kaže na mirnejše sedimentacijsko okolje, je pogostna tudi vrsta *Cochlearites loppianus*. Tu je školjke nemogoče izluščiti iz kamnine, zato prisotnost te vrste dokazujejo le preseki v apnencu. Vrsta *Lithiotis problematica* je v Podpeči zelo redka; njene značilne preseke (sl. 9, 10) najdemo le v dveh ali treh plasteh v zgornjem delu profila.

Preseki omenjenih školjk se v kamnolomu, na terenu zelo slabo razločijo, ker je plasti prekrila patina ali pa je površina tektonizirana. Na srečo lahko orientiranost školjčnih lupin opazujemo na zglajenih ploščah okrasnega podpeškega apnenca. Večinoma lepo ohranjene lupine leže vzporedno s plastnatostjo. V takšnih lumakelah ponavadi

prevladuje le ena vrsta. V primerih, ko so školjke različnih vrst nepravilno »razmetane« v apnencu, so lupine večkrat poškodovane (sl. 10). Lupine so bile velikokrat razlomljene in deloma raztopljene tudi med diagenezo.

Poleg rodov *Lithiopedalion*, *Cochlearites* in *Lithiotis* nastopajo v Podpeči tudi naslednje školjčne vrste: *Gervilleioperna buchi*, *G. taramellii*, *G. timorensis* Krumbeck, *Opisoma* cf. *excavatum* Böhm, *O.* cf. *menchikoffi* Dubar in *Pachyrisma* (*Pachymegalodon*) *chamaeforme* (Schlotheim). Zanimiva je tudi približno 40 cm debela plast lapornatega apnenca z drobnimi školjkami, ki verjetno pripadajo rodu *Astarte*. Ta plast je tik ob skladišču za razstrelivo. Na slikah je označeno, kje so bile najdene različne školjke. Od naštetih vrst so prav vse kamnotvorne, samo primerke rodu *Opisoma* najdemo posamično (sl. 11), in sicer v biosparitnem apnencu, polnem organskega detritusa, ki so ga sferično obraščale modrozelene cepljivke. Zanimivo je, da v lumakelah z drugimi rodovi školjk ni onkoidov, čeprav so sicer v profilu zelo pogostni. Očitno je, da modrozelene cepljivke v družbi s školjkami niso mogle uspevati.

Buser (1965a) je iz podpeškega kamnoloma opisal dve vrsti brahiopodov: *Terebratula rotzoana* Schauroth in *T. renieri* Catullo. Polži so precej številni, vendar jih je iz trdne kamnine nemogoče izluščiti. V zbruskih najdemo številne drobne hišice, v okrasnem podpeškem apnencu pa so preseki polžev veliki tudi do 10 cm (sl. 12). Korale so precej redke. Posamezni primerki so se pritrjali tudi na lupine megalodontidnih školjk. Zanimivo je, da je v bližini, v Gornji Brezovici pri Preserju v litiotidnem horizontu razvit tudi manjši koralni greben (patch reef). Dolg je 35 metrov, širok nekaj metrov in debel 5 metrov. Lateralno prehaja v temno sivi oolitni apnenec.

Za srednji lias je poleg školjk najznačilnejša velika foraminifera *Orbitopsella praecursor* (sl. 13). V podpeškem apnencu je v nekaterih plasteh kamnotvorna. Mikroforaminifere so prisotne skorajda v vseh plasteh, zato na shematskem profilu (sl. 3) niso posebej označene. Najštevilnejše so v pelbiomikritnem apnencu (sl. 14). L. Šribar (rokopisno poročilo) je določila naslednje družine foraminifer: Ammodiscidae (*Glomospira* sp.), Lituolidae (rodovi *Lituosepta*, *Orbitopsella*, *Haurania*, *Pseudocyclammina*), Verneuilinidae, Textularidae in Nubeculariidae (*Opthalmidium* sp.). Prisotne so tudi dazikladaceje *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) in *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), kodiaceje in problematični fosil *Aeolissacus* sp. Mikrofosile iz Podpeči je določala tudi R. Radoičić (rokopisno poročilo). V višjih delih profila je R. Radoičić določila tudi vrsto *Labyrinthina recoarensis*. Po njenem mnenju pripada nekaj najnižjih plasti v kamnolomu zgornjemu delu spodnjega liasa. V najvišjem delu profila, ki je tektonsko precej prizadet, pa bi lahko pričakovali mejo med srednjim in zgornjim liasom.

Najpogostnejša bentoška foraminifera je *Glomospira*. Zelo številna je v celem profilu, tudi tam, kjer ni drugih mikrofosilov. Čeprav so zgoraj omenjene apnenčeve alge v podpeškem kamnolomu precej pogostne, jih v školjčnih lumakelah nismo zasledili. Nasploh je biodiverziteta v plasteh, kjer so bili ugotovljeni rodovi *Lithiopedalion*, *Cochlearites*, *Gervilleioperna* in *Lithiotis*, zelo nizka.

Značilne školjke v zgornjem delu profila dokončno izginejo nenadoma, brez postopnega prehoda. Po litologiji sodeč, se sedimentacija pri tem ni bistveno spremenila. Preučiti pa bi bilo treba, če je nastala kaka sprememba v združbi foraminifer.

Globočec pri Zagradcu

Globočec je velik kraški izvir jugozahodno od Zagradca. Na tem območju prehaja zgornjetriasni glavni dolomit s stromatoliti v svetlo sivi, mikritni spodnjeliasni apnenec. Ob izviru Globočec so lepo odkrite plasti temno sivega do črnega srednjeliasnega apnenca. Debele so od 10 do 100 cm in vpadajo proti jugozahodu (220/15). V gozdnem pobočju sestavljajo skalne stopnje, ki jim lateralno lahko sledimo na dolžini 50 m. Tu je odkritih le vrhnjih 20 metrov litiotidnega horizonta, ki je sicer v dolini Krke debel okoli 50 metrov.

V spodnjem delu profila (sl. 3) pri Globočcu je več kot 5 m temno sivega mikritnega apnenca s kamnotvornimi školjkami rodu *Cochlearites*. Vmes sta samo dve tanki prekinitvi z le posameznimi preseki lupin. Apnenec je v spodnjem delu ponekod lapornat, zato je školjke mogoče luščiti iz kamnine. Nekateri primerki so tipični predstavniki vrste *Cochlearites loppianus*, drugi, ki smo jih našli kak meter višje, pa so precej večji in drugačne oblike. Pripadajo novi vrsti, po značilni strukturi lupine sodeč pa gre za isti rod. V tem delu profila so bili najdeni tudi posamezni primerki solitarnih koral, ki so bile prirasle na debele lupine školjk.

Višje sledi dva metra debel sparitni apnenec z intraklasti, posameznimi ooidi, odlomki lupin in krinoidov. To je edina večja prekinitev brez školjk. Nad tem je 7 metrov apnenca, ki je poln kamnotvornih školjk iz rodu *Cochlearites*. Preseki rodu *Lithiopedalion* so redki. V tem delu školjk ne moremo izluščiti iz trdne kamnine. Zatem školjke nenadoma, brez postopnega prehoda izginejo. V črnem mikritnem apnencu, v zadnjih 30 metrih odkritih plasti ne najdemo niti enega primerka več.

Tip apnenca v nahajališču Globočec priča o mirnem sedimentacijskem okolju. Rast školjk je bila skorajda nemotena. Njihove lupine so večinoma nepoškodovane in jih v nekaterih plasteh najdemo celo v navpični, to je življenjski legi. Večina pa se jih je po odmrtju prevrnila na morsko dno, tako da so preseki orientirani vzporedno s plastnatostjo. Zelo pogosto lahko opazimo tudi nekakšne zagozde, sestavljene iz številnih lupin. V tem primeru se je po odmrtju ali pa še za življenja več primerkov nagnilo skupaj, tako da se podpirajo v poševni legi.

Grčarevec

Naselje Grčarevec leži južno od Logatca. Približno 1 km proti severozahodu so lepo odkrite srednjeliasne plasti. Njihov vpad znaša 300/15. Prevladuje temno sivi debelozrnati dolomit s posameznimi školjčnimi lumakelami, ki so debele do 2 metra.

V leči apnenca, ki leži med dolomitom, je pri zadnjih počitniških hišah, severozahodno od Grčarevca sveže odkopani usek. V treh ločenih plasteh, debelih približno 70 cm, se lepo vidijo preseki kamnotvornih školjk. Močno prevladuje vrsta *Cochlearites loppianus* (sl. 15). Neprimerno manj je presekov, ki verjetno pripadajo rodu *Lithiopedalion*, v srednji plasti pa tudi rodovoma *Gervilleioperna* in *Mytilus*. Apnenec je mikriten in temno sive do črne barve. Nad apnencem sledi dolomit, ki v spodnjem delu še vsebuje značilne školjke, navzgor pa teh ni več.

V ostrem ovinku stare ceste severno od Grčarevca je Buser (1978, 396) v litiotidnem horizontu našel lepo ohranjene rastlinske ostanke. To nahajališče je danes preraščeno. Ostanki kopenskih rastlin dokazujejo, da so na karbonatni platformi od časa do časa obstajali manjši kopni otoki.

Stražišče pri Gorenjem Jezeru

Iz vasi Klance zavijemo v hrib Stražišče, ki se nahaja vzhodno od Gorenjega Jezera pri Cerknici oziroma zahodno od Starega trga. Tu naletimo na enega najlepše odkritih profilov v litiotidnem horizontu.

V več kot 20 metrih odkritega profila lahko naštejemo okoli 10 školjčnih lumakel, ki so debele okoli 0,5–1 metra in največ 2,5 metra. Prevladuje rod *Cochlearites*. Njegove značilno oblikovane lupine so ponekod lečasto razporejene, vmes pa se lumakela izklinja. V nekaterih plasteh so lupine tako številne, da vmes skorajda ni veziva. Praviloma nastopajo v temno sivem mikritnem apnencu. Zaradi lapornate primesi jih v nekaterih delih lahko izluščimo iz kamnine. Vmesne plasti brez školjk v glavnem sestavljata oolitni in biosparitni apnenec.

Školjke se v profilu nenadoma množično pojavijo in tudi izginejo nenadoma, brez postopnega prehoda. Nad litiotidnim horizontom sledi sparitni apnenec z ooidi in bioklasti, ki kot erozijska krpa sestavlja vrhnji del hriba.

Travna gora

Dobra dva kilometra jugovzhodno od Travne gore lahko v gozdnem pobočju sledimo vsaj 20 metrov debelemu litiotidnemu horizontu, ki je v celoti razvit v dolomitu (sl. 3). Školjke je mogoče izluščiti iz ene same, 20 cm debele lapornate plasti v spodnjem delu profila. V dolomitu najdemo le tri prave školjčne lumakele, vmesne plasti pa vsebujejo tudi posamezne, bolj ali manj pogostne, močno prekristaljene lupine. Zanesljivo gre predvsem za rod *Cochlearites*. V spodnjem delu opazimo najprej do 30 cm velike preseke tega rodu, ki so podobni tistim v nahajališču Globočec in verjetno pripadajo novi vrsti. V najvišjem delu litiotidnega horizonta je lumakela s školjkami debela kar tri metre. V prvi polovici jo sestavljajo prekristaljene lupine, ki bi jih lahko pripisali rodovoma *Cochlearites* in *Lithiopedalion*, vendar so primerki precej manjši in drobnejši kot običajno (dolžina lupine 5 cm, debelina do 1 cm). V zgornji polovici omenjene lumakele pa spet prevladuje tipični predstavniki rodu *Cochlearites*. 40 metrov višje, nad dolomitom, sledi ooliten, temno sivi zgornjeliasni apnenec, ki se menjava s tankimi ploščami črnega mikritnega apnenca.

Ravne pri Borovcu

Srednjeliasne plasti v širši okolici Kočevja sestavlja predvsem debelozrnat, bituminozen dolomit (sl. 2). To je območje, ki je nekdaj pripadalo južnim, najbolj zaprtim delom lagune oziroma notranjega dela Dinarske karbonatne platforme.

Najdišče Ravne pri Borovcu je najjužnejše nahajališčev Sloveniji. Na spodnjem delu severnega pobočja Borovske gore izdanja črni, bituminozni, drobno ploščasti apnenec. Nad njim je 1,5 metra debela plast črnega mikritnega apnenca z razmeroma majhnimi, približno 10 cm dolgimi lupinami rodu *Cochlearites*. Višje sledijo plasti bituminoznega dolomita. V vrhnjem delu je 4 metre debela plast dolomita, ki je polna neobičajno drobnih primerkov rodu *Cochlearites*. Ta plast na pobočju izstopa kot strma skalna stopnja, ker je zaradi številnih školjčnih lupin mehansko bolj odporna.

Življenjske razmere školjk v spodnji juri v južni Sloveniji

V južni Sloveniji se je v spodnji juri razprostirala obsežna Dinarska karbonatna platforma. Ta plitvomorski prostor je proti severu mejil na globoko morje Slovenskega bazena (Buser, 1987a), proti jugu pa se je nadaljeval v današnjo Hrvaško. Rekonstrukcija nekdanjih razmer je na sliki 16.

Zanimivo je, da najdemo školjke vrste *Lithiotis problematica* tudi v okolici Bovca (na hribu Poljanica in pri kraškem izviru Glijun), torej na ozemlju, ki zanesljivo pripada Julijski karbonatni platformi, ki se je razprostirala severno od Slovenskega bazena (sl. 16). Skorajda nemogoče je, da bi plitvomorska favna migrirala z Dinarske karbonatne platforme na severnejšo Julijsko karbonatno platformo kar preko globokomorskega korita Slovenskega bazena. Sklepamo, da se je Slovenski bazen na območju današnjega osrednjega dela doline Soče pri Trnovem, zahodno od Kobarida, izklinil. Ta globokomorski bazen se torej ni nadaljeval proti zahodu v Belunski bazen severne Italije. Zaradi izklinitve Slovenskega bazena na omenjenem področju sta Dinarska in Julijska karbonatna platforma v liasu neposredno mejili ena na drugo.

Poglejmo zdaj, kakšne razmere so nekoč vladale v južni Sloveniji na Dinarski karbonatni platformi (sl. 17):

Severno obrobje platforme je prestreglo največjo udarno moč valov in tokov, ki so prihajali z globljega morja Slovenskega bazena. O njihovi rušilni moči pričajo apnenčeve breče na Banjšicah in severnem Dolenjskem. Sicer pa na severnem delu nekdanje Dinarske karbonatne platforme (Trnovski gozd, Banjšice) prevladuje oolitni in krinoidni apnenec svetle barve. Usedal se je v obsežnih plitvinah s toplo vodo, globoko le 1–3 metre. Iz globljih predelov Slovenskega bazena je sem prihajala bolj mrzla voda. Zaradi zvišanja temperature se je iz nje izločil del karbonatov in se odlagal okoli drobnih zrnc, ki so lebdela v nemirni vodi. V plitvinah so se kopičile velike količine ooidov, drobnih hišic in odlomkov različnih organizmov, ki so jih zaoblili valovi. Ponekod se je nabralo toliko tega drobirja, da je dosegel vodno gladino. Nastajale so obsežne peščene sipine in plaže. Skupaj z majhnimi koralnimi in hidrozojskimi grebenčki (Trnovski gozd) so predstavljale prave pregrade pred globokim morjem na severu in zapirale južneje ležečo laguno.

Ob plimi in neurjih je sveža morska voda prestopila pregrade in po širokih bibavičnih kanalih vdrla v laguno. Za njo so ostajale naplavine drobnega »oolitnega peska«. Tako tudi na področju nekdanje lagune najdemo precej temnega oolitnega apnenca. Pridružuje se mu biosparitni apnenec. Večinoma pa prevladuje mikritni apnenec, ki je nastal iz lagunskega karbonatnega blata. V njem kar mrgoli drobnih hišic foraminifer, ki so včasih živele na morskem dnu (bentos). Na mestih stalnega dotoka sveže vode so uspevale tudi korale, krinoidi in zelene alge (dazikladaceje). Sicer pa so v laguni največ življenjskega prostora na blatnem morskem dnu zasedale prav školjke. Sestavljale so prave podmorske trate (biostrome) s posameznimi lečastimi odebelitvami. Ponekod so se naselili tudi polži in brahiopodi. Karbonatna sedimentacija je bila v tem, osrednjem predelu najhitrejša, zato tudi litiotidni horizont doseže tu največjo debelino.

Proti jugu je bilo čedalje manj vpliva s severnega globokomorskega predela. Valovi in tokovi skorajda niso več dosegali tega področja. To so bili zaprti in mirni deli lagune. Veliko kisika je bilo porabljenega pri razpadanju organske snovi. Na dnu so tako zavladali redukcijski pogoji. Kamnine, ki so nastale v zaprti laguni, so močno bituminozne in značilne temno sive do črne barve. Evaporacija in s tem tudi slanost vode sta bili tu največji. Porna voda v sedimentih je vsebovala veliko magnezija in

so zato le-ti med diagenezo najlažje zapadli dolomitizaciji. Sklepamo lahko, da so menjave sušnih obdobij s prevladujočo evaporacijo in deževnih obdobij z močnimi nalivi precej vplivale na spremembe slanosti v zaprti laguni.

V večjem delu lagune oziroma šelfnega morja je bila voda globoka le nekaj metrov (subtidal). Zagotovo so obstajala tudi večja območja, ki so bila med oseko na suhem (intertidal); vendar so izsušitvene pore in stromatoliti v spodnjejurskih plasteh izredno redki, po čemer se ločijo od zgornjetriasnih plitvomorskih plasti. Školjke rodu *Mytilus* (klapavice), ki so lahko tudi indikatorji za takšno okolje, pa so v južni Sloveniji precej pogostne.

Pojavi premoga in ostanki kopenskih rastlin na redkih mestih (Bloke, Loški Potok, Grčarevec) dokazujejo, da so na platformi od časa do časa obstajali manjši kopni otoki, ki so jih najbrž obrobljala močvirja.

Kamnine in organizmi kažejo, da je bilo podnebje tropsko ali pa vsaj subtropsko. Paleogeografska razporeditev sedanjih ozemelj je bila v spodnji juri bistveno drugačna. Celotna »Jadranska plošča« se je nekdaj nahajala južneje, v nižjih geografskih širinah in tedanjem tropskem pasu (sl. 1).

Razporeditev vrst in način življenja školjk

Kaže, da severni, najbolj izpostavljeni deli karbonatne platforme za rast školjk niso bili ugodni. Školjke so od časa od časa poselile tudi to področje, vendar je bila njihova rast vsakokrat kmalu prekinjena. Močni valovi so lahko njihove lupine odnašali ali poškodovali. Nemirno okolje so še najbolje prenašale megalodontidne školjke, pa tudi rodovi *Lithiopedalion*, *Mytilus* in *Gervilleioperna*. Predvsem megalodontidne školjke se v severozahodnem delu Trnovskega gozda pojavljajo celo tam, kjer vse druge školjčne vrste že izginejo.

V bolj zatišnih delih šelfa, ki pa jih je vseeno dosegla sveža voda, bogata s kisikom in hranilnimi snovmi, so školjke uspevale najbolj množično. Razmere za njihovo rast so bile v tem delu najugodnejše, vendar tudi precej nestabilne. Številne, razmeroma tanke, po vertikali ločene lumakele pričajo, da je bila rast školjk velikokrat prekinjena. Prikamnina je praviloma mikritna; sedimentološka in paleontološka slika med njimi ležečih plasti pa kaže, da je ob prekinitvah rasti školjk največkrat prišlo do povišane vodne energije. Takrat so se usedali sedimenti, iz katerih so nastali oolitni, onkolitni in biosparitni apnenci. Občasno, morda ob večjih neurjih, so tokovi v laguno nanesli toliko materiala, da so školjke dobesedno zasuli z različnim drobirjem. Po drugi strani so lahko močni valovi izprali ves sediment, ki je obdajal velike lupine najbolj značilnih školjčnih vrst in jim dajal oporo, ter jih razmetali po morskem dnu, kjer so propadle. Ob neugodnih razmerah so školjke preživele nekje drugje in se ob priliki spet naselile na prejšnjem mestu. Osnovo za prvo poselitev oziroma pritrditev juvenilnih školjk je lahko predstavljala trdna podlaga, različni detritus ali pa kar lupine odmrlih školjk. V osrednjem predelu lagune, ki je bil pod vplivom globokomorskega bazena, je prevladoval rod *Lithiopedalion*, zelo pogostni pa so tudi primerki rodu *Cochlearites*. Bolj ali manj številčno so bile zastopane vse že prej naštete školjke, med njimi tudi rod *Lithiotis*.

Podatki zaenkrat kažejo, da je mirno, blatno dno v južnejših, najbolj zaprtih delih lagune poseljeval predvsem rod *Cochlearites*. V srednjeliasnem dolomitu pogosto naletimo na preseke lupin, ki bi jih lahko pripisali rodovoma *Lithiopedalion* in *Cochlearites*, vendar so neobičajno majhni. Velikost lupine doseže največ 10 cm in de-

belino do 1 cm, ponavadi pa še manj. Možno je, da so omenjene školjke rastle ob tako slabih pogojih (povečana slanost, zmanjšan dotok sveže vode), da so ostale majhne, lahko pa da gre za posebne vrste. Žal se takšnih primerkov nikjer ne da izluščiti iz dolomitne kamnine, pa tudi lupine so diagenetsko močno spremenjene. Predvidevamo, da so bile razmere v najbolj zaprtih delih lagune za školjke v splošnem manj ugodne kakor v osrednjem delu, ki je bil pod stalnim, zmernim vplivom iz pelagiala. Po drugi strani pa je bilo okolje v najbolj zatišnih delih bolj stabilno, na kar kaže precejšnja debelina sicer redkih školjčnih lumakel (do 4 metre).

Pri ugotavljanju različnih sedimentacijskih okolij na karbonatni platformi se moramo zavedati, da se je težišče vplivov iz globokomorskega predela sčasoma spreminjalo. To je bilo najbolj izrazito na prehodu iz bazena v platformo. Na vseh področjih šelfnega morja oziroma lagune pa so se vsaj deloma spreminjali vodna energija, nivo morske gladine in morsko dno, vključno s sedimenti, ki so se usedali na njem.

Za vse naštete spodnjejurske školjke velja, da so sestavljale prave podmorske trate, tako da se je skupaj nagnetlo na stotine osebkov iste vrste. Večinoma so školjke živele v zelo plitvi vodi (intertidal-subtidal), saj so blizu vodne gladine dosegle največ hranilnih snovi.

Rod *Gervilleioperna* je živel podobno, kot še danes živi rod *Isognomon*. Na trdno podlago so se te školjke pritrjale s šopom lepljivih bisusovih vlaken. Enako velja za predstavnike rodu *Mytilus*. To je edini rod, ki je še danes razširjen v vseh plitvih morjih, razen na skrajnem severu. Značilno zanj je, da poseljuje območje plimovanja. Ob oseki lahko več ur preživi na suhem, tako da hermetično zapre lupini. Dobro prenaša tudi spremembe v slanosti vode. Najbolj mu ustreza brakična voda v priobalnem pasu (Cox, 1969, N5-N15). Megalodontidne školjke so živele z vrhom zasidrane v mehko morsko dno. Lupina in sklep sta bila zelo močna, okrogla oblika pa jim je omogočala, da so se ob močnejših vaiovih in tokovih brez škode kotalile po morskem dnu.

O načinu življenja najznačilnejših spodnjejurskih rodov *Lithiotis*, *Cochlearites* in *Lithiopedalion* je še veliko nejasnosti. Podobne školjke danes ne živijo več, pa tudi s kako fosilno skupino bi jih le težko primerjali. Njihova nenavadna oblika in velika stopnja variabilnosti že sami po sebi zastavljata številna biološka vprašanja (več v: Debeljak & Buser, in prep.). Bile so docela prilagojene na blatno morsko dno, hitro sedimentacijo v okolju in sesilno življenje v gosti združbi istovrstnih primerkov. Glede na majhno velikost mehkega telesa so gradile izjemno velike lupine. Rastle so vse življenje, tako da je školjka ostajala nad nivojem obdajajočega sedimenta, in da si je v gosti družbi sosedov priborila dovolj sončne svetlobe. Takšna nenehna, enakomerna rast v višino je prava posebnost, saj se rast živali običajno eksponentno zmanjšuje s starostjo. V plasteh, kjer so lupine po odmrtju ostale v življenjskem položaju, lahko opazujemo, kako so se posamezni primerki med seboj podpirali in se navzgor šopasto razraščali; podobno kot rastline. Pogostni so »kolenasto« upognjeni primerki, pri katerih se je lupina morda nevarno nagnila in potem spet popravila svoj položaj z navpično rastjo. Pri vsem tem ni čudno, da pri isti vrsti oblika močno variira. Zunanja podobnost omenjenih treh rodov, ki sicer pripadajo različnim družinam, je rezultat konvergence: prilagoditve na podobno, zelo specifično življenjsko okolje. Lupine rodov *Lithiotis*, *Cochlearites* in *Lithiopedalion* so lahko merile kar 0,5 metra. Tako velike školjke danes najdemo predvsem v ekvatorialnem pasu ali pa na območjih s toplimi tokovi, kjer je temperatura vode ves čas najmanj 23 °C. Zaradi zmanjšane vsebnosti CO_2 v vodi je tam olajšano izločanje kalcijevega karbonata oziroma gradnja skeleta.

Značilno je, da je biodiverziteta v posameznih školjčnih lumakelah izredno nizka. Očitno se posamezne vrste školjk med seboj niso mešale. Prav tako med školjkami

skorajda ni drugih organizmov, ki bi se fosilno ohranili. Deloma lahko to pripišemo selektivnemu vplivu specifičnega okolja (blatni substrat, hitra sedimentacija), ki je zahtevalo od organizmov posebno prilagojenost. Najbrž pa so tudi same školjke onemogočale svoje tekmece s hitrim razraščanjem in produkcijo velikih količin organskega blata. V kalni vodi je bila fotosinteza praktično onemogočena, kar je iz tega prostora izključilo veliko organizmov, predvsem pa zelene alge in modrozelene cepljivke. Podobne razmere danes opažamo na velikih ostrižiščih. Nekatere vrste ostrig lahko v eni uri prefiltrirajo 40 litrov vode. Pri tem so pravi akumulatorji sedimenta, bogatega z organsko snovjo, ki zaudarja in ob razpadanju povzroča redukcijske pogoje. Na vodni gladini se H_2S oksidira v žvepleno kislino. Na vrhu sedimenta je kislo okolje, zato so lupine pogosto korodirane (Stenzel, 1971, N1000-N1003), kar lahko opazimo tudi na fosilnih ostankih.

Rodovi *Lithiotis*, *Cochlearites* in *Lithiopedalion* so v južni Sloveniji ustvarjali podmorske trate ali biostrome. Pri nas ni dokazov za obstoj grebenskih tvorb. Manjše lečaste odebelitve sicer razmeroma tankih školjčnih lumakel bolj verjetno predstavljajo nasutine po krajšem transportu prenesenih lupin. Lumakele se lateralno ne izklinjajo; kvečjemu tanjšajo in debelijo. Mikritna prikamnina kaže med usedanjem sedimenta na nizko vodno energijo. Glede na svojo obliko so lupine razmeroma dobro ohranjene. Lupine izoliranih primerkov navadno niso erodirane. Biodiverziteta v lumakelah je nizka. Vse to kaže, da običajno ni prihajalo do daljšega transporta. Menimo, da so značilne školjke uspevale na velikih površinah in da so jih valovi po odmrtju najpogostneje le nekoliko premetali.

Cvetoča doba značilnih spodnjejurskih školjk (rodovi *Lithiotis*, *Cochlearites* in *Lithiopedalion*) je trajala le okoli 5–10 milijonov let; na področju južne Slovenije pa se niso obdržale niti tako dolgo. V vseh naših nahajališčih ob koncu litiotidnega horizonta, ki ga uvrščamo v domerij, školjke izginejo nenadoma, brez postopnega pojemanja.

V zgornjem liasu je na področju Tetide prišlo do obsežnih tektonskih premikov. V severni Sloveniji, na nekdanji Julijski karbonatni platformi, je prišlo do kratke okopnitve, potem pa se je naglo pogreznila in razpadla (Buser, 1987a, 316). Vpliv teh dogajanj je gotovo segel tudi na Dinarsko karbonatno platformo. Na območju Stične, Šentvida, Radohove vasi, v okolici Trebnjega in Velikega Gabra ležijo malmske plasti transgresivno na srednjeliasnih. Pri Loškem Potoku pa so iz zgornjega liasa pojavi premoga. Vse to kaže, da je po odložitvi srednjeliasnih plasti s školjkami prišlo do dvigovanja ozemlja. Tektonske spremembe so se dogajale tudi v sosednji Italiji. Na Trento karbonatni platformi leže nad plitvomorskimi plastmi s školjkami globokomorski apnenci tipa ammonitico rosso (Bosellini & Broglio Loriga, 1971).

O vzrokih, ki so pripeljali do nenadnega izumrtja značilnih spodnjejurskih školjk, lahko samo ugibamo. Po vsej verjetnosti je šlo za splet različnih okoliščin. Vemo, da so bili to skrajno specializirani organizmi, ki se spremembi okolja niso mogli odzvati z novimi prilagoditvami. O nekdanjem življenju, ki nas vedno znova preseneča s svojo raznolikostjo, je ostal le zanimiv fosilni zapis.

Zahvala

Dr. Stevo Dozet, ki je geološko raziskal spodnjejurske plasti s školjkami na širšem območju Kočevja, je avtorjema članka na terenu predstavil nekaj nahajališč. Ljudmila Šribar in dr. Rajka Radoičić sta določili mikrofavno v apnencu. Mag. Miha Mišič je opravil rentgenske analize laporjev iz Podpeči. Arian Debeljak je izdelal grafične dele prispevka. Vsem se avtorja najlepše zahvaljujeta.

References

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

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

Agard, J. & Du Dresnay, R. 1965: La région minéralisée du jbel Bou-Dahar, pres de Beni-Tajjite (Haut-Atlas oriental). Étude géologique et métallogénique. – Not. Mém. Serv. Géol. Maroc, *181*, 135–152, 8 pl., Rabat.

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

Böhm, G. 1884: Beitrag zur Kenntnis der grauen Kalke in Venetien. – Z. dt. geol. Ges., *36*, 737–782, 12 pl., Berlin.

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

Bosellini, A. & Broglio Loriga, C. 1971: I "Calcari grigi" di Rotzo (Giurassico Inferiore, Altopiano d'Asiago). – Ann. Univ. Ferrara, n. s., IX, Sc. Geol. Paleont., *5/1*, 1–61, 4 pl., Ferrara.

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

Buser, I. 1989: Srednjeliasne školjke v Sloveniji in njihov način življenja. – Diplomska naloga. Manuscript, 57 pp., 16 pl. Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Aškerčeva 2, Ljubljana.

Buser, S. 1965a: Stratigrafski razvoj jurskih skladov na južnem Primorskem, Notranjskem in zahodni Dolenjski. – Doktorska disertacija, 101 pp., 20 pl., 3 geol. karte. Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Aškerčeva 2, Ljubljana.

Buser, S. 1965b: Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. – Gelogija, *8*, 34–57, Ljubljana.

Buser, S. 1968: Razvoj jurskih skladov v slovenskih zunanjih Dinaridih. – Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, *1*, 59–67, Ljubljana.

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

Buser, S. 1978: Razvoj jurskih plasti Trnovskega gozda, Hrušice in Logaške planote. – Rud.-metal. zb. 1978, 385–406, Ljubljana.

Buser, S. 1979: Jurassic beds in Slovenia. – 16th European micropaleontological colloquium Zagreb–Bled, 27–36, Ljubljana.

Buser, S. 1987a: Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). – Mem. Soc. Geol. It., *40*, 313– 320, Roma.

Buser, S. 1987b: Naravni arhitektonsko-gradbeni kamni v Ljubljani. – Geol. zbornik, *8*, 61–67, Ljubljana.

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

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

Debeljak, I. & Buser, S. (in prep.): Spodnjejurske školjke v Sloveniji in njihov način življenja. Lower Jurassic bivalves in Slovenia and their mode of living.

De Castro, P. 1962: Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro. – Boll. Soc. Nat. Napoli, *71*, 21–55, 19 pl., Napoli.

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

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

Göhner, D. 1980: "Covel de l'Angiolono", ein mittelliassisches *Lithiotis*-Schlammbioherm auf der Hochebene von Lavarone (Provinz Trento, Norditalien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Monatsch., *10*, 600–619, Stuttgart.

Grubić, A. 1961: Novo o litiotidima. – III. kongres geologa FNRJ u Budvi 1959, *1*, 193–199, Titograd.

Gümbel, C. W. 1874: Die sogenannten Nulliporen (*Lithothamnium* und *Dactylopora*) und ihre Betheiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. Anhang: *Lithiotis problematica*. – Abh. math.-phys. Cl. kgl. bayer. Akad. Wiss., *11/1*, 48–51, 1 pl., München.

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

Katzer, F. 1904: Lithiotiden–Schichten in der Herzegovina. – Zentralblatt f. Min. etc., p. 327, Stuttgart.

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

Lee, C. W. 1983: Bivalve mounds and reefs of the Central High Atlas, Marocco. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., *43*, 153–168, Amsterdam.

Lupher, R. L. & Packard, E. L. 1930: The jurassic and cretaceous Rudistids of Oregon. – Univ. Oregon Publ., *1*, 201–212, 6 pl., Portland.

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

Prelovšek, D. 1987: Arhitekt Jože Plečnik in kamen. – Geol. zbornik, *8*, 111–114, Ljubljana.

Reis, O. M. 1903: Über Lithiotiden. – Abh. Geol. Reichsanstalt, *17/6*, 1–44, 7 pl., Wien.

Savić, D. & Dozet, S. 1985: Osnovna geološka karta. Tumač za list Delnice. – Savezni geol. zavod, 66 pp., Beograd.

Schubert, R. 1906: Lithiotidenschichten in Dalmatien. – Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, 79–80, Wien.

Smith, P. L. 1983: The Pliensbachian ammonite *Dayiceras dayiceroides* and Early Jurassic paleogeography. – Can. J. Earth Sci., *20*, 86–91.

Smith, P. L. & Tipper, H. W. 1986: Plate tectonics and paleobiogeography: Early Jurassic (Pliensbachian) endemism and diversity. – Palaios, *1*, 399–412, Tulsa.

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

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

Turnšek, D., Seyfried, H. & Geyer, O. F. 1975: Geologische und paläontologische Untersuchungen an einem Korallen-Vorkommen im subbetischen Unterjura von Murcia (Süd-Spanien). – Razpr. IV. razr. SAZU, *18/5*, 117–151, 25 pl., Ljubljana.

Von Hillebrandt, A. 1981: Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias. – Geol. Rundsch., *70*, 570–582, Stuttgart.

GEOLOGIJA *37, 38*, 63–85 (1994/95), Ljubljana

Zobje fosilnih slonov iz osteološke zbirke Oddelka za geologijo Univerze v Ljubljani

Fossil mammoth teeth from the osteological collection of the Department for Geology, University in Ljubljana

Vida Pohar
Katedra za geologijo in paleontologijo,
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

Helena Recek
OŠ Riharda Jakopiča
Derčeva 1, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

V sestavku so opisane morfološke in evolucijske značilnosti molarjev fosilnih slonov; le-te hrani Katedra za geologijo in paleontologijo Univerze v Ljubljani. Večina najdišč ni znanih. Glede na podobno stopnjo razvitosti zoba iz okolice Knina in molarjev, ki jih je obdelala Lenardićeva (1991a), domnevava, da je verjetno večina opisanih zob v osteološki zbirki Oddelka za geologijo tudi s hrvaškega ozemlja. Paleontološka obdelava je pokazala, da pripadajo fosilni molarji vrsti *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) z različnih razvojnih stopenj.

Abstract

The present treatise deals with the morphological and evolutionary characteristics of fossil mammoths housed by the Chair for Geology and Palaeontology at the University of Ljubljana. Notwithstanding the fact that most localities are regarded as unknown, we may presume – according to the degree of development similar to the one of the tooth found in the vicinity of Knin as well as the molars treated by Lenardić (1991a) – that a major lot of teeth under examination is most probably from the Croatian territory. The palaeontologic examination of the teeth in question has established that they belong to the species *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) of different developing stages.

Uvod

Sloni, danes največji kopenski sesalci, so že zgodaj pritegnili človekovo pozornost. Poleg orjaške velikosti daje slonom posebno mesto med sesalci še njihov specializiran organ – rilec in nenavadno zobovje. Danes so sloni zastopani samo z dvema vrstama, z afriškim *Loxodonta africana* (L.) in azijskim slonom *Elephas maximus* (L.),

nekdaj pa je bila družina slonov (Elephantidae) s številom vrst veliko bogatejša. Sistematika slonov temelji v prvi vrsti na specifični zgradbi molarjev, neglede na druge skeletne dele. Poleg tega se prav zobje v fosilnem stanju najbolje ohranijo. Molarji fosilnih slonov se razlikujejo tako po velikosti kot po obliki in zgradbi, zato predstavlja prav ugotavljanje morfoloških in evolucijskih karakteristik zob osnovo za določanje rodov in vrst. Torej ne bo odveč, če nameniva nekaj vrstic evoluciji slonov.

Sloni spadajo v red trobčarjev. Kljub bogatim fosilnim ostankom njihov izvor še ni povsem znan. Najstarejši trobčar, to je rod *Moeritherium*, je znan iz srednjega eocena iz najdišča Fayum v Egiptu (Thenius, 1969). Meriteriji ne kažejo nobene podobnosti z današnjimi sloni, razen močno povečanih incizivov. V oligocenu so poleg meriterijev živeli paleomastodonti, ki so imeli incizive v zgornji in spodnji čeljustnici razvite v kratke okle, drugi zobje so bili v primerjavi z enakimi zobmi meriterijev delno reducirani. Oligocenski paleomastodonti so predniki miocenskih mastodontov, pri katerih se je redukcija zobovja nadaljevala. Okla v zgornji čeljustnici sta se povečevala, v spodnji pa skrajševala in sta pri geološko mlajših vrstah dokončno reducirala. Molarji so se povečevali na račun premolarjev, ki so vedno bolj krneli. Razvoj mastodontov je potekal v dveh smereh: v bunodontno in cigodontno. Glavna razlika med njima je v zgradbi molarjev. Molarje bunodontnih mastodontov sestavljajo grbine, ki so urejene v prečne grebene, med njimi pa so izoblikovane zaporne grbine. Pri cigodontnih molarjih zaporne grbine največkrat manjkajo ali so slabo izoblikovane, zato so prečni grebeni izrazitejši. Iz mastodontov so se v eno smer razvili stegodonti, ki so kot filogenetsko stranska veja v mlajšem pleistocenu izumrli. V drugo smer so se iz mastodontov razvili sloni.

Družina slonov (Elephantidae) je naprednejša družina trobčarjev. Samo pri slonih je prišlo do hipsodontije, to je do bistvenega povišanja zobne krone. Zobovje slonov kaže, v okviru zobovja trobčarjev, napredujočo redukcijo. Tako imajo sloni v zgornjih čeljustnicah po en okel in tri stalne molarje. Število zob v spodnjih čeljustnicah je podobno, manjkata le okla. Predhodniki stalnih molarjev so trije mlečni molarji. Pri večini sesalcev se stalni zobje izoblikujejo pod mlečnimi in jih izpodrivajo od spodaj navzgor. To je tako imenovana vertikalna zamenjava zob. Čeljustnica slonov je prekratka, da bi lahko naenkrat nosila vse tri molarje. Zato imajo sloni horizontalno zamenjavo zob. Molarji se zamenjujejo od zadaj naprej tako, da je v vsaki čeljustnici istočasno v funkciji le po en zob. Ko se ta obrabi, ga zamenja zadaj stoječi zob, ki pritiska na predhodnega in ga izriva (Guenther, 1955, 15).

Molarji slonov so zgrajeni iz različnega števila lamel. Vsako lamelo sestavlja dentinsko jedro, katerega obdaja plast sklenine. Sklenina je zelo trda in se zato le počasi obrablja, dentin je nekoliko mehkejši in bolj elastičen. Dentin in sklenina se nalagata skoraj istočasno. Lamele nastajajo posamično od vrha krone proti koreninam. Z rastjo zoba v višino nastajajo vedno nove plasti, ki se širijo v smeri proti koreninam. Pri slonih so se namreč visoke krone razvile zato, da se ne bi prehitro obrabile. V prostorih med lamelami se nalaga cement, ki na koncu obda krono. Cementni ovoj pokrije krono takrat, ko je zob pripravljen za žvečenje. Med samo rastjo se zobje v čeljustnicah pomikajo naprej. Kostno tkivo se medtem obnavlja in v zadnjem delu čeljustnic nastaja vedno znova. Abrazija molarjev se začne na sprednjem delu zoba in se nadaljuje proti zadnjemu koncu. Med žvečenjem se krona obrablja in s tem niža, vendar zob zaradi podaljševanja korenin kljub temu raste.

Sloni so znani le iz kvartarja. Čeprav so fosilni ostanki pleistocenskih slonov najštevilnejši, je njihov filogenetski razvoj še vedno zelo nejasen. Raziskovalci so vrstam pogosto spreminjali imena, spreminjali so celo pripadnost različnim rodovom.

Večina raziskovalcev meni, da so v pleistocenu v Evropi obstajale štiri vrste slonov: južni slon *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), po nekaterih avtorjih *Mammuthus meridionalis*, gozdni slon *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley), stepski slon *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) in mamut *Mammuthus primigenius* (Blumenbach). Po Guentherju (1954a, 38) predstavlja prav najstarejši slon, *Archidiskodon meridionalis*, osnovno obliko, iz katere so se razvile vse druge vrste.

Molarji južnega slona so nizki in široko ovalni z maloštevilnimi in širokimi lamelami. Vzorček na žvekalni ploskvi je širok in nepravilen. Predstavniki teh slonov so bili največji doslej znani kopenski sesalci, saj so merili v višino do 5m (Guenther, 1954a, 39).

Najbolj znani rod iz poddružine Palaeoloxodontinae je *Palaeoloxodon antiquus*, ki je že v srednjem pleistocenu živel v Evropi. Rod *Palaeoloxodon* se je ločil od drugih slonov predvsem po rombično oblikovanem vzorčku na žvekalni ploskvi molarjev.

Najpomembnejši pleistocenski sloni so Mammontinae. Sem sodita srednjepleistocenska vrsta *Mammuthus trogontherii* in njegov potomec iz mlajšega pleistocena *Mammuthus primigenius*. Oba imata vzorček na žvekalni ploskvi vzporeden, ločita se le po številu in frekvenci lamel ter debelini sklenine. Stepski slon je živel istočasno z gozdnim slonom, vendar v drugačnem habitatu, v stepah z redkim drevjem. Predniki stepskega slona so živeli še v toplem podnebju. Pri vrsti *Mammuthus trogontherii* pa so se že začeli pojavljati znaki prilagajanja na hladnejše podnebje. Zadnji predstavniki te vrste so bili v riškem glacialu sodobniki prvih primitivnih oblik mamuta (Thenius, 1969).

Nam najbližji in zato tudi najbolj znan izumrli slon je prav gotovo mamut, ki je bil v mlajšem pleistocenu dominantna vrsta v Srednji Evropi in je živel tudi pri nas. Na hladno klimo, ki je značilna za to obdobje, je bil dobro prilagojen. Imel je majhna ušesa in do tričetrt metra dolgo rjavo dlako. Zaradi spremenjenega podnebja (otoplitve) je ob koncu pleistocena izumrl.

Metodologija dela

Meritve vseh zob so bile opravljene na Katedri za geologijo in paleontologijo Oddelka za geologijo NTF v Ljubljani.

Glede na obliko, izračunane in izmerjene parametre molarjev določimo njihovo lego v čeljustnici in pripadnost vrsti. Oblika molarja je pomembna pri določanju lege zoba v čeljustnici. Molarji slonov so v longitudinalni smeri pogosto ukrivljeni. Zgornji so rahlo ukrivljeni navznoter, tako da je bukalna stran konveksna, palatinalna pa konkavna. Spodnji molarji so nasprotno ukrivljeni navzven. Pomemben kriterij za razločevanje zgornjih molarjev od spodnjih je oblika žvekalne površine. Le-ta je pri spodnjih molarjih konkavna, tako da ležita distalni in proksimalni del žvekalne površine višje kot sredina. Pri zgornjih molarjih je ravno obratno. Najpomembnejši parametri za določitev vrste so po Guentherju (1955, 21) dolžina, višina in širina molarja ter število in frekvenca lamel, debelina sklenine, dolžinsko lamelni kvocient (LLQ) in dolžinsko širinski kvocient (LWQ).

Število lamel je podano z lamelno formulo. Lamele lahko štejemo od distalnega (sprednjega) konca proti proksimalnemu (zadnjemu). V tem primeru označimo lamele z arabskimi številkami. V kolikor manjka sprednji del zoba, zadnji pa je dobro ohranjen, štejemo lamele od zadaj naprej in jih označujemo z rimskimi številkami. Prva in za-

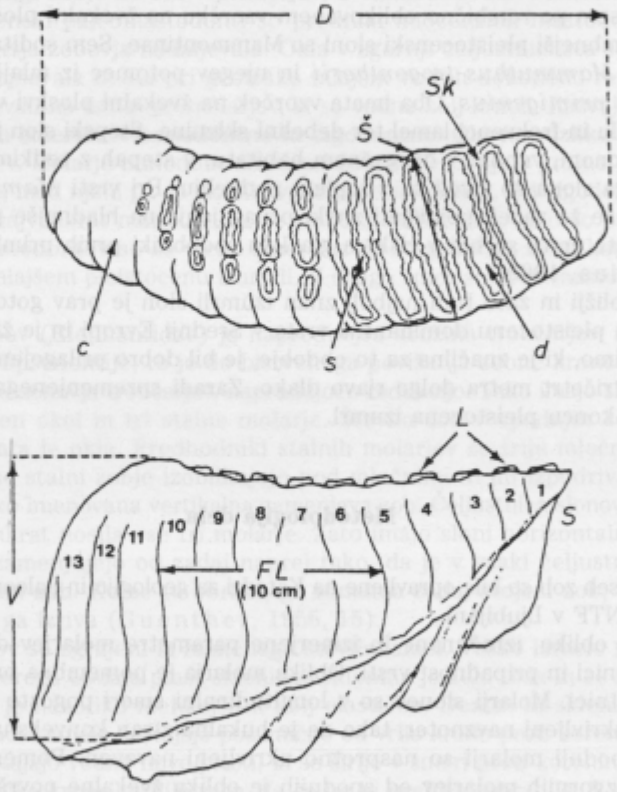
dnja lamela se imenujeta talon in ju pri štetju lamel ne upoštevamo. Nekateri avtorji pa talon prav tako upoštevajo in ga štejejo kot polovico lamele.

Dolžino molarjev (D) merimo s kljunastim merilom, in sicer na sredini krone, pravokotno na potek lamel (sl. 1). Če je zob na sprednjem ali zadnjem delu odlomljen, postavimo pred izmerjeno vrednostjo ali za njo znak minus (–).

Širino molarjev merimo na najširšem delu zobne krone vključno s cementom.

Višino zob (V) predstavlja najdaljša še ne načeta lamela, merjena od žvekalne ploskve do baze krone (sl. 1). Poleg izmere napišemo številko lamele, na kateri smo merili višino.

Debelina sklenine je pomemben parameter, ker se je med evolucijo zmanjševala, kar je posledica povečevanja števila lamel. Ta količina je spremenljiva in variira celo



Sl. 1. Način meritve zoba fosilnega slona (prirejeno po Lenardićevi, 1991b)
c cement; *d* dentin; *s* osrednji zavoj – sinus; *Sk* sklenina; *D* dolžina; *Š* širina; *V* višina; *L* lamele; *FL* frekvenca lamel; *S* sprednji del zoba

Fig. 1. Measurement procedure of the fossil elephant tooth (adapted by Lenardić, 1991b)
c Cement; *d* Dentine; *s* Medial enamel loop – sinus; *Sk* Enamel; *D* Length; *Š* Width; *V* Height; *L* Lamellae; *FL* Lamellar frequency; *S* Anterior part of the tooth

na različni višini iste lamele. Z napredujočo obrabo postaja namreč sklenina debelejša (Guenther, 1954b, 18). Pri merjenju debeline sklenine je pomemben kot, ki ga lamele oklepajo z žvekalno površino. Če je potek lamel na žvekalno površino približno pravokoten, je debelina sklenine na žvekalni površini manjša, kot če potekajo lamele poševno, ker pride v tem primeru do poševne obrabe. Zato moramo upoštevati povprečno vrednost vsaj petih merjenj (Lenardić, 1991b, 50–52).

Faktor, ki se je v času evolucije povečeval, je tudi frekvenca lamel (FL). Ta kaže število lamel, vključno s cementnimi intervali, ki so na 10 cm dolžine krone. Najbolje je vzeti srednjo vrednost štirih merjenj: v bližini vrha in baze krone na lingvalni in bukalni strani zoba (sl. 1).

Dolžinsko lamelni kvocient (LLQ) označuje razmerje med dolžino molarja in številom lamel. Talon štejemo za polovico lamele.

$$LLQ = \frac{\text{dolžina}}{\text{število lamel}}$$

Vrednost kvocienta LLQ kaže stopnjo razvoja slona, saj je pri mlajših vrstah vrednost kvocienta občutno nižja kot pri starejših.

Dolžinsko širinski kvocient (LWQ) podaja obliko molarja na podlagi razmerja med dolžino in širino.

$$LWQ = \frac{\text{dolžina}}{\text{širina}}$$

Molarji vrste *Mammuthus primigenius* in vrste *Archidiskodon meridionalis* so v primerjavi z molarji vrste *Mammuthus trogontherii* in *Palaeodoxodon antiquus* relativno široki (Guenther, 1954a, 39).

Paleontološki del

V tem poglavju podajava opise in izsledke meritev 6 molarjev, ki pripadajo vrsti *Mammuthus primigenius* na različnih razvojnih stopnjah.

Order **Proboscidea** Illiger, 1811
Familia Elephantidae Gray, 1821
Subfamilia Elephantinae Gill, 1872
Genus *Mammuthus* Burnett, 1830

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Tab. 1, sl. 1a, 1b

1954b *Mammuthus trogontherii-primigenius.* – Guenther, 17, tab. 2.
1981 *Mammuthus primigenius-trogontherii.* – Guenther, 29, tab. 3.

Najdba: spodnji levi tretji molar (M_3, inv. št. H. 45).

Najdišče: neznano, verjetno Hrvaška.

Opis: molar je umazano sive barve. Dentin in cement sta svetlo rjava, sklenina na žvekalni površini pa mlečno bela. Žvekalna ploskev je v podolžni in prečni smeri konkavna. Proksimalni in distalni del sta višja od sredine. Lingvalni rob je višji od bukalnega in ima konveksen potek. Ker je bukalni rob nižji, je žvekalna površina nagnjena na bukalno stran. Zobna krona je na lingvalni strani konveksna, na bukalni pa predvsem v proksimalnem delu konkavna. Vse opisane karakteristike so značilne za leve spodnje molarje.

Žvekalna ploskev ima ovalno obliko z najširšim delom v sredini (5. in 6. lamela), proti distalnemu in proksimalnemu koncu se postopno oži. Žvekalna ploskev je stopničasta, ker so lamele nagnjene v proksimalno smer. Zob ima 17 lamel, a od prve je ohranjen le še bukalni del, na lingvalni strani pa je lamela zaradi obrabe že izginila. Na bukalni strani je opazen še dentinski otoček, obdan s sklenino, ki je verjetno ostanek še ene izginule oziroma obrabljene lamele (Tab. 1, sl. 1a). Čepav sta se začela prvi in drugi element že združevati in sta ohranjena samo na bazi krone, je skoraj nemogoče, da bi izginila več kot ena lamela oziroma distalni talon. Sprednja, sicer odlomljena korenina (Tab. 1, sl. 1b) nosi 3 lamele; ponavadi jih več kot 4 sploh ne nosi (Guenther, 1981, 33). Poleg tega zob ni tako močno obrabljen, da bi manjkalo več lamel. Od 17 lamel je 12 načetih, od tega jih ima 8 popoln vzorček. Prva je že močno obrabljena in le fragmentarno prisotna na bukalni strani. Tudi druga je močno obrabljena in blizu tretje, torej tik pred združitvijo. V proksimalnem delu tik pod žvekalno površino se lamele zbližujejo in tu znaša frekvenca lamel od 8 do 9. Na bazi krone pa so lamele tako razmaknjene, da je frekvenca na 10 cm komaj 4,5. Sklenina je močno nagubana in debela na mestih, kjer je prišlo do poševne obrabe.

Večina parametrov (tabela 1) kaže na prehodno obliko, zato sva molar po Guentherju (1981, 39) pripisali obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* oziroma mamutu z močno izraženimi trogonteroidnimi znaki.

Tabela 1. Dimenzije spodnjega tretjega molarja (M_3) iz raznih najdišč (v mm)

Table 1. Parameters for the lower third molars (M_3) from different localities (in mm)

Najdišča / Localities Mere / Measuring parameters	*Mammuthus primigenius-trogontherii* Inv. št. H. 45 Hrvaška	*Mammuthus primigenius* Limbuš (Rakovec, 1954)	*Mammuthus trogontherii* Sisak (Lenardić, 1991a)
L	235	260	236,5
H	142	130	100 (12)
W	71	81	87 (9)
ET	1–2	1,5–2	1,54
P	+16×	(x–1) 20×	+15×
LF	4–9	7,5–8	6
LLQ	14,2	12,4	15,2
LWQ	3,3	3,2	–

L dolžina; *H* višina; *W* širina; *ET* debeline sklenine; *P* število lamel; *LF* frekvenca lamel; *LLQ* dolžinsko lamelni kvocient; *LWQ* dolžinsko širinski kvocient

L Length; *H* Height; *W* Width; *ET* Enamel thickness; *P* Number of lamellae, *LF* Lamellar frequency; *LLQ* Length-lamallae quotient; *LWQ* Length-breadth quotient

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Tab. 1, sl. 2a, 2b

Najdba: zgornji levi tretji molar (M^3, inv. št. HK. 2465).

Najdišče: okolica Knina.

Opis: zob je svetlo rjave barve in le fragmentarno ohranjen. Ima 7 lamel in je zelo krhek. Potek lamel je dobro viden (Tab. 1, sl. 2a), ker manjka krovni cement. Najbolj so obrabljene ploskve dentina, cement med lamelami je zelo razpokan. Žvekalna ploskev je rahlo konveksna, torej gre za zgornji zob, glede na ukrivljenost zobne krone je to levi molar. Lamele so vzporedne, vse razen zadnje imajo popoln vzorček. Sklenina je le rahlo nagubana. Možne meritve so podane v tabeli 2.

Čeprav ima fragmentirani molar ohranjenih le 7 lamel, se da iz vrednosti delnega LLQ in delno iz debeline sklenine sklepati, da gre za tretji zgornji molar mamuta z jasno izraženimi trogonteroidnimi znaki ali po Guentherju (1954b, 1981) za obliko *Mammuthus primigenius-trogontherii.*

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Tab. 2, sl. 1a, 1b

Najdba: zgornji levi tretji molar (M^3, inv. št. H. 46).

Najdišče: neznano, verjetno Hrvaška.

Opis: molar je sive barve, na žvekalni površini sta dentin in cement svetlo rjava, sklenina pa mlečno bela. Žvekalna ploskev je ovalna, nekoliko jo razširi le 3. lamela. Na proksimalnem delu je lepo zaokrožena, v longitudinalni in v transverzalni smeri konveksna. Bukalni rob žvekalne površine ima konveksen, palatinalni pa konkavni potek. Nagnjenost žvekalne ploskve zoba navznoter je jasno vidna na robovih, torej

Tabela 2. Dimenzije zgornjega tretjega molarja (M^3) iz raznih najdišč (v mm)

Table 2. Parameters for the upper third molar (M^3) from different localities (in mm)

Najdišča / Localities Mere / Mesuring parameters	*Mammuthus primigenius-trogontherii* Hrvaška – Croatia			*Mammuthus primigenius* Bobovk (Rakovec, 1954)		*Mammuthus trogontherii*	
	Inv. št. H. 2465 Knin	Inv. št. H. 46	Inv. št. H. 47b			Beočin (Lenardić, 1991a)	Süssenborn (Soergel, 1913)
L	94	234	225	225	231	234	213-358
H	73	172 (8)	180	117	89	132 (16)	102–218
W	66	70 (4)	69	90	92,5	97 (5)	57–102
ET	1,4–2,2	1,2–2	1,2–2	1,2–2	1,3–2	1,76	1,5–3
P	–7–	+17×	+17×	x19×	x19×	+17×	–14×–x21×
LF	–	7–8,5	7–8,5	9	10	7,25	–
LLQ	–	13,4	12,5	11,3	11,5	13,4	12,2–21
LWQ	–	3,3	3,3	2,4	2,5	–	–

L dolžina; *H* višina; *W* širina; *ET* debeline sklenine; *P* število lamel; *LF* frekvenca lamel; *LLQ* dolžinsko lamelni kvocient; *LWQ* dolžinsko širinski kvocient

L Length; *H* Height; *W* Width; *ET* Enamel thickness; *P* Number of lamellae; *LF* Lamellar frequency; *LLQ* Length-lamellae quotient; *LWQ* Length-width quotient

gre za levi zgornji molar. Krona zoba je obdana z bolj ali manj debelo cementno plastjo, ki se proti bazi krone tanjša, tako da postane potek lamel vedno bolj viden. Krovni cement je na več mestih razpokan. Od 18 lamel jih ima molar načetih samo 9, od tega jih ima 5 nepopoln vzorček (Tab. 2, sl. 1b). Prva lamela ima na distalnem koncu obrabljeno sklenino. Poleg tega je ta lamela precej širša od naslednje. Vse to kaže, da gre za združitev prvih dveh elementov. O tem nas prepriča tudi primerjava tega zoba s tretjim zgornjim desnim molarjem (H. 47b), kjer je to še jasneje vidno (Tab. 2, sl. 3b). Na bukalni strani je na prvi lameli ohranjeni otoček dentina obdan s sklenino, kar je verjetno ostanek distalnega talona. Da bi poleg distalnega talona izginila še kakšna lamela, je malo verjetno, ker zob še ni tako obrabljen. Ker so lamele nagnjene v proksimalno smer (Tab. 2, sl. 1a), je prišlo do poševne obrabe lamel in je žvekalna ploskev stopničasta (Tab. 2, sl. 1b). Najbolj obrabljeni so cementni intervali in ploskve dentina, sklenina je manj obrabljena, močno nagubana in zaradi poševne obrabe debela (Tab. 2, sl. 1b). Zato debelina ni odločilna za determinacijo vrste, razen na lamelah z nepopolnim vzorčkom, kjer ni prišlo do poševne obrabe. Izsledki meritev so podani v tabeli 2.

Iz tabele 2 je razvidno, da se pri molarju z inv. št. H. 46 prepletajo karakteristike, značilne tako za mamuta kot stepskega slona, zato sva zob po Guentherju (1981, 29, tab. 3) pripisali vrsti *Mammuthus primigenius* z močno izraženimi trogonteroidnimi znaki, ki se po Guentherju (1981, 40) pojavljajo pri samcih iz najdišča Salzgitter-Lebenstedt.

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Tab. 2, sl. 3a, 3b

Najdba: zgornji desni tretji molar (M^3, inv. št. H. 47b).

Najdišče: neznano, verjetno Hrvaška.

Opis: molar je rumenkasto siv. Dentin in cement sta svetlo rjava, sklenina na žvekalni površini je mlečno bela. Žvekalna površina je v prečni in podolžni smeri konveksna, tako ležita distalni in proksimalni del zoba nižje kot sredina. Bukalni rob je precej nižji od palatinalnega in ima konveksen potek. Zob je torej zgornji desni molar. Žvekalna površina je ovalno oblikovana z nekoliko razširjenim distalnim delom. Najširši sta 2. in 3. lamela. Molar je obdan s cementno plastjo, ki manjka le na zgornjem delu palatinalne strani krone. Tu so lamele dobro vidne, vendar zaradi odstranjenega cementa obrabljene tudi od strani. Lamele se od žvekalne površine navzdol najprej širijo in dosežejo maksimalno širino 3 do 4 cm pod žvekalno površino, potem se proti bazi spet ožijo. Nagnjene so v proksimalno smer. Sklenina je močno nagubana in zaradi poševne obrabe na videz debela. Molar ima vsega skupaj 19 lamel. Čeprav je prvi element že močno obrabljen in se je začel spajati z drugim elementom, je še dovolj jasno viden, da ga moremo imeti za distalni talon (Tab. 2, sl. 3b). Da zaradi obrabe ni izginilo še več lamel, sklepamo iz majhne obrabljenosti zoba, saj je od 19 načetih le 9 lamel. Razen prvih treh imajo vse druge nepopoln vzorček. Krovni cement je na več mestih razpokan. Na distalni strani zoba je viden odtis spredaj stoječega molarja.

Glede na veliko podobnost z molarjem inv. št. H. 46, pripada tudi ta molar obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* oziroma vrsti *Mammuthus primigenius* z izraženimi trogonteroidnimi znaki (Guenther, 1981, 40, tab. 3). V naslednji tabeli (2) so podani izsledki možnih meritev.

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1803)
Tab. 1, sl. 3a, 3b

Najdba: prvi levi zgornji molar (M^1, inv. št. H. 47a).

Najdišče: neznano, verjetno Hrvaška.

Opis: molar je rumenkasto siv, na bukalni strani krone pod žvekalno površino rdečkasto rjav. Dentin je rjavo obarvan; enake barve je cement med lamelami, ob straneh zoba je svetlejši. Žvekalna površina je ovalne oblike, s tem da je distalni del nekoliko širši od proksimalnega. Le-ta je top in lepo zaokrožen. Zob je malo obrabljen, saj je žvekalna površina dolga le 50 mm. Žvekalna ploskev je v longitudinalni in transverzalni smeri rahlo konveksna. Gre torej za zgornji molar. Palatinalni rob žvekalne površine je nižji od bukalnega, zato visi žvekalna površina na palatinalno stran. To je po Guentherju (1954b, 15) značilno za leve molarje zgornje čeljustnice. Da gre res za levi zob, sklepamo tudi iz konveksno oblikovane bukalne strani zobne krone, medtem ko je palatinalna stran konkavna. Zobna krona je na vseh straneh prekrita z bolj ali manj debelo cementno plastjo, ki se stanjša proti bazi krone tako, da je potek posameznih lamel od žvekalne ploskve proti bazi čedalje bolj viden, najlepše v sredini zobne krone (Tab. 1, sl. 3a).

Molar ima vsega 13 lamel. Obrabljeni so prvi trije elementi, distalni talon in dve lameli, obe z nepopolnim vzorčkom. Da je zob res malo obrabljen, je razvidno tudi iz velike oddaljenosti žvekalne površine od baze krone. Zato ni verjetno, da bi kaka lamela manjkala. Najbolj sta obrabljena cement in dentin, najmanj sklenina. Izsledki meritev in indeksi so podani v tabeli 3.

Po dolžinsko lamelnem kvocientu (LLQ), frekvenci lamel (FL) in debelini sklenine (ET) pripada molar vrsti *Mammuthus primigenius*.

Tabela 3. Dimenzije zgornjega prvega molarja (M^1) vrste *Mammuthus primigenius* iz raznih najdišč (v mm)

Table 3. Parameters for the upper first molar (M^1) of the *Mammuthus primigenius* from different localities (in mm)

Najdišča Localities / Mere Measuring parameters	Hrvaška, Croatia Inv. št. H. 47a	Meljski hrib pri Mariboru (Rakovec, 1955)	Vizvar (Lenardić 1991a)	Razna najdišča Different localities (Garutt & Foronova, 1976)
L	139	138	132	94–172
H	126 (7)	105	109	62–154
W	57 (3)	62	74,6	52–80
ET	1	1	1,31	0,9–1,6
P	x11×	x12×	+13×	- 11–16
LF	9–10	10	11	8–12,3
LLQ	11,6	10,6	9,8	–
LWQ	2,4	2,2	–	–

L dolžina; *H* višina, *W* širina; *ET* debeline sklenine; *P* število lamel; *LF* frekvenca lamel; *LLQ* dolžinsko lamelni kvocient; *LWQ* dolžinsko širinski kvocient

L Length; *H* Height; *W* Width; *ET* Enamel thickness; *P* Number of lamellae; *LF* Lamellar frequency; *LLQ* Length-lamellae quotient; *LWQ* Length-width quotient

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1803)
Tab. 2, sl. 2a, 2b

Najdba: drugi desni zgornji molar (M^2, inv. št. H. 2).

Najdišče: terasa Donave (Džerdap).

Opis: zob je sivkasto rjave barve. Sklenina je siva, cement in dentin sta rjava. Cement je za odtenek svetlejši od dentina. Žvekalna površina ima hruškasto obliko. Distalni del je precej širši od proksimalnega. Le-ta je lepo zaokrožen in top. Žvekalna površina je dolga le 60mm in ravna, torej gre za zgornji molar. Oba robova, tako palatinalni kot bukalni, sta konveksna, vendar je bukalni nekoliko nižji, kar je značilnost desnih molarjev. Zobna krona je na bukalni strani izraziteje izbočena kot na palatinalni in ni v celoti prekrita s cementno plastjo, zato je potek lamel dobro viden. Zaradi odstranjenega cementa so bile lamele nezaščitene in so se na vrhovih odlomile, npr. na palatinalni strani proksimalnega dela (Tab. 2, sl. 2a). Tudi sklenina je ob straneh lamel odpadla. Na žvekalni površini so najbolj obrabljene ploskve dentina. Zob se je komaj začel obrabljati, saj je načetih le 6 lamel z nepopolnim vzorčkom. Relativna širina je velika, proksimalni talon je 10cm pod žvekalno ploskvijo. Glede na našteto je verjetno, da predstavlja prva lamela distalni talon. Ta je močno obrabljen, in to na nenavaden način (Tab. 2, sl. 2b). Vzorček na žvekalni površini je še nepopoln, distalna stran pa je že skoraj v celoti obrabljena, predvsem sklenina. Krovni cement manjka na zobu zato, ker se je zob tesno dotikal spredaj stoječega molarja in se cement ni imel kam nalagati. Da gre za interakcijo dveh zob, je razvidno na naslednjih treh lamelah, ki so upognjene v proksimalno smer; zato so figure na žvekalni površini nepravilne. Videti je, da se je molar postavil v normalno lego šele, ko je izpadel pred njim stoječi zob. Šele takrat so se pričele lamele obrabljati in oblikovala se je žvekalna površina. Parametri v tabeli 4 kažejo, da pripada zob vrsti *Mammuthus primigenius*.

Tabela 4. Dimenzije zgornjega drugega molarja (M^2) vrste *Mammuthus primigenius* iz raznih najdišč (v mm)

Table 4. Parameters for the upper second molar (M^2) of the *Mammuthus primigenius* from different localities (in mm)

Najdišča / Localities Mere / Measuring parameters	Terasa Donave (Đerdap) Inv. št. H. 2	Slavonski brod (Lenardić, 1991a)	Vukovar (Lenardić, 1991a)	Razna nahajališča Diferent localities (Garutt & Foronova, 1976)
L	180	161	193,2	86–194
H	175	109,8 (14)	155,3 (9)	100–189
W	98 (7)	76,5 (5)	78 (4)	62–98
ET	1–1,2	1,46	1,3	0,8–2,3
P	x16×	+16	16×	14–21
LF	9–10	9,5	10	6,5–16,4
LLQ	10,6	10,1	11,7	–
LWQ	1,8	–	–	–

L dolžina; *H* višina; *W* širina; *ET* debeline sklenine; *P* število lamel; *LF* frekvenca lamel; *LLQ* dolžinsko lamelni kvocient; *LWQ* dolžinsko širinski kvocient

L Length; *H* Height, *W* Width; *ET* Enamel thickness; *P* Number of lamellae; *LF* Lamellar frequency; *LLQ* Length-lamellae quotient; *LWQ* Length-width quotient

Sklep in starost najdb

Paleontološka obdelava je pokazala, da pripadajo opisani zobje dvema oblikama fosilnih slonov, vrsti *Mammuthus primigenius* in obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* oziroma mamutu s trogonteroidno oblikovanimi zobmi (Guenther, 1954b, 1981). Pri determinaciji sva upoštevali navodila Guentherja (1954a, 1986), ki uporablja za ločevanje vrst fosilnih slonov naslednje parametre: dolžino, širino in višino molarja, debelino sklenine, število in frekvenco lamel ter dolžinsko lamelni (LLQ) in dolžinsko širinski kvocient (LWQ).

Glede na te kriterije pripadata molarja z inv. št. H. 47a (Tab. 1, sl. 3a, 3b) in inv. št. H. 2 (Tab. 2, sl. 2a, 2b) mamutu, torej vrsti *Mammuthus primigenius*.

Molar z inv. št. H. 46 (Tab. 2, sl. 1a, 1b) bi po frekvenci lamel 7–8,5 lako pripisali vrstama *Mammuthus trogontherii* ali *Mammuthus primigenius*. Število lamel v tem primeru ne more biti razlikovalni znak, saj dosegata tretja zgornja molarja (M^3) obeh vrst število 17. Vrednost dolžinsko lamelnega kvocienta 13,4 je na meji, ki jo še dosega mamut in zelo blizu vrednostnim (13,5–15,5), ki so po Guentherju (1969) značilne za prehodne oblike med stepskim slonom in mamutom. Ker se karakteristike, značilne za obe vrsti, prepletajo, sva zob pripisali obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther oziroma vrsti *Mammuthus primigenius* z izraženimi trogonteroidnimi znaki.

Molar z inv. št. H. 47b (Tab. 2 sl. 3a, 3b) je po dolžini, širini in številu lamel podoben molarju z inv. št. H. 46, zato sva ga prav tako pripisali obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther.

Molar z inv. št. H. 45 (Tab. 1, sl. 1a, 1b) kaže od vseh opisanih molarjev najbolj trogonteroiden karakter (tabela 1). To se odraža v frekvenci lamel, ki ima sicer velik razpon, vendar frekvence 4 ni mogoče pripisati mamutu. Frekvenca je sicer tako nizka samo na bazi lamel, vendar tudi na žvekalni površini v distalnem delu ni večja od 6,5. Sporno je tudi število lamel. Če zaradi obrabe ni izginila več kot ena lamela, je 16 lamel na M_3 premalo za mamuta. Vrednost LLQ (14,2) je med vrstama *Mammuthus primigenius* in *Mammuthus trogontherii*, čeprav bi se z nadaljnjo obrabo ta vrednost še nekoliko povečala. Razmerje med LLQ in LWQ po Guentherju (1954b) prav tako ustreza intermediarni obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther.

Fragmentiran molar z inv. št. H. 2465 (Tab. 1, sl. 2a in 2b) ima ohranjenih le 7 lamel (tabela 2), vendar se da iz vrednosti delnega LLQ in predvsem iz debeline sklenine (1,4–2,2) sklepati, da gre prav tako za tretji molar oblike *Mammuthus primigenius-trogontherii* ali mamuta s trogonteroidnimi znaki.

Za razločevanje vrst *Mammuthus trogontherii* in *Mammuthus primigenius* upoštevajo mnogi raziskovalci poleg že omenjenih kriterijev še druge, kot so npr. nagubanost sklenine in mediana razširitev lamel. Vendar so ti kriteriji precej subjektivni.

Guenther (1945b, 1981) in nekateri raziskovalci priznavajo prehodne oblike (*Mammuthus trogontherii-primigenius* oziroma *Mammuthus primigenius-trogontherii*) med stepskim slonom in mamutom, drugi pa ne (Rakovec, 1955). Številne dosedanje najdbe kažejo, da je bil prehod stepskega slona v mamuta dejansko zvezen. Torej je možen obstoj oblike, ki jo je Guenther (1954a) poimenoval *Mammuthus trogontherii-primigenius*. Glede na to, da je spolni dimorfizem pri slonih močno izražen, so molarji samcev pogosto večji od samičinih. Ker se število lamel pri tem ne poveča, imajo drugi in tretji stalni molarji samcev bolj trogonteoriden izgled. Zato

je morda bolj upravičeno, če zobe z inv. št. H. 45, H. 46, H. 47b in HK. 2465 prisodiva vrsti *Mammuthus primigenius* z bolj ali manj poudarjenimi trogonteroidnimi znaki, torej obliki *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther 1981. To ni napreden stepski slon, temveč primitiven mamut s poudarjenimi trogonteroidnimi znaki. Po Guentherju (1981, 46) je taka oblika živela v Srednji Evropi na koncu riškega in v začetku würmskega glaciala.

Ker najdišča opisanih molarjev niso znana, je njihova stratigrafska lega in geološka starost nedoločena. Toda glede na parametre sva mamutov molar z inv. št. H. 47a uvrstili v srednji würm, molar z inv. št. H. 2 pa pripisali naprednemu mamutu mlajšega würma. Vsi drugi molarji so glede na parametre iz konca riškega glaciala ali starejšega würma.

Fossil mammoth teeth from the osteological collection of the Department for Geology, University in Ljubljana

Elephants, the largest existing land mammals, have rather soon become the object of man's attention. Their gigantic size as well as their specialized organ – proboscis, together with the unusual dentition, definitely allow mammoths to have a specific position among mammals. The modern elephants are represented by two species only: the African elephant (*Loxodonta africana*) and the Asian elephant (*Elephas maximus*). However, the number of species of the Elephantidae family used to be much richer.

The systematic classification of elephants is primarily grounded on a specific structure of molars irrespective of the other parts of the skeleton. Moreover, the teeth are undoubtedly the best preserved remains in fossil state. The molars of fossil elephants differ as to the size as well as to the shape and structure, that is the reason why the determination of the morphological and evolutionary characteristics of teeth lays out the basis for the classification of genus and species.

The present article is dealing with six molars of fossil elephants, pertaining to the collection of the Chair for Geology and Palaeontology at the University of Ljubljana. The determinated fossil molars belong to the species *Mammuthus primigenius* at different developing stages.

The localities are mostly unidentified, yet compared to a similar stage of development of the tooth found in the neighbourhood of Knin and the molars treated by Lenardić (1991a) we presume that a major lot of teeth under examination is issued from the Croatian territory.

Palaeontological part

This chapter is meant to supply the descriptions and results of measurements of six molars.

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Plate 1, figs. 1a, 1b

1954b *Mammuthus trogontherii-primigenius.* – Guenther, 17, tab. 2.
1981 *Mammuthus primigenius-trogontherii.* – Guenther, 29, tab. 3.

Finding: Lower left third molar (M_3 with the symbol H. 45).
Locality: Unknown, presumably Croatia.
Description: The molar is of dirty grey shade, with light brown stain of the dentine and cement, the enamel along the chewing surface is of milky white colour, though. The occlusal surface is concave in its longitudinal, as well as transversal view. Proximal and distal parts are higher than the central portion. The lingual edge is superior to the buccal one and has a convex course. Due to a lower buccal rim, the occlusal surface remains inclined towards the buccal side. The lingual side of the dental crown is convex, while the buccal one is concave, especially in the proximal part. All the properties described so far are characteristic of the left lower molars.

The occlusal surface of oval shape with its broadest part in the central portion (5 and 6 lamella) straitens gradually towards its distal and proximal end. The occlusal surface is graded due to the lamellae being slanted in the proximal direction. The tooth consists of 17 lamellae, among whic the first has preserved only the buccal part, the lamella on the lingual side having already been worn out. Along the buccal side a dentine islet encircled by enamel is still to be noticed, which must be a remain of another disappeared or worn off lamella (Plate 1, fig. 1a). In spite of the already intiated joining process of the first and the second element – both of them are preserved only at the base of the crown – it is hardly plausible that more than one lamella or distal talon should have disappeared. The front root, actually broken off, (Plate 1, fig. 1b) bears 3 lamellae and is usually not supposed to bear more than 4 of them (Guenther, 1981, 33). Besides, the tooth is not that much worn off to infer the supposition of a loss of several lamellae. Out of 17 lamellae, 12 appear affected, 8 among them presenting a complete pattern, though. In the proximal part, right beneath the occlusal surface, the lamellae converge and the lamellar frequency totals 8 to 9. At the crown base, however, they diverge to such a degree that the frequency per 10cm totals hardly 4.5. The enamel is considerably folded and thick at the spots where an oblique wearing off occurred. The results of the measurements are displayed in the Table 1.

Most parameters point to a transitional form, therefore, the molar was, according to Guenther (1981, 39) attributed to the form *Mammuthus trogontherii-primigenius* or the mammoth with strongly expressed trogonteroid marks.

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Plate 1, figs. 2a, 2b

Finding: Fragment of the upper left third molar (M^3, with the symbol HK. 2465).
Locality: The vicinity of Knin.
Description: The molar, absolutely brittle, is of a light brown shade and fragmentary preserved. It comprises only 7 lamellae of a clearly visible course (Plate 1, fig. 2a), which is due to the missing investing cement. Dentine facets are among the most worn off, while the cement in between the lamellae is highly breached. Owing to the fact that the occlusal surface is slightly convex, the question is about the upper molar, moreover the upper left molar because of the curved shape of its crown. Lamellae are parallel and all of them, but the last one, they present a complete pattern (Plate 1, fig. 2b). The enamel is only slightly folded. All the possible measurements are displayed in the Table 2. The fragmentated molar has but seven still preserved lamellae, yet taken into account the value of partial LLQ and particularly the thickness of the enamel, it is possible to draw a conclusion about the tooth in question,

namely, it is the third upper molar of mammoth with clearly expressed trogonteroid marks and, according to Guenther (1954b, 1981), the form *Mammuthus primigenius-trogontherii*, respectively.

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Plate 2, figs. 1a, 1b

Finding: Upper left third molar (M^3, with the symbol H. 46).
Locality: Unknown, presumably Croatia.
Description: The molar is of a grey shade, with a lightly brown stained dentine and cement along the occlusal surface, the enamel being of a milky white colour, though. The occlusal surface is oval, slightly dilated only by the 3rd lamella, nicely rounded at the proximal part and convex in the longitudinal and transversal direction. The buccal rim of the occlusal surface has a convex and the palatinal one a concave course. The inward slanted position of the occlusal surface of the tooth is clearly perceptible at the rims, which proves its position, i.e. the left upper molar. The crown of the molar is encircled by a more or less thick cement layer, getting thinner towards the base of the crown, causing in this way the course of lamellae to be ever more distinct. The investing cement is frequently breached. Out of 18 lamellae, there are only 9 affected, 5 among them presenting an incomplete pattern, though (Plate 2, fig. 1b). The first lamella of the molar, being fairly broader than the following one, has a worn off enamel at its distal end, which definitely points at a joining of the first two elements. A further evidence is provided also by the comparison of the tooth in question with the third upper right molar (with the symbol H. 47b), where this is even more apparent (Plate 2, fig. 3b). At the buccal side the first lamella retains a well preserved dentine islet encircled by enamel being most probably the only vestige of the distal talon. The idea, based on the assumption that any other lamella but the distal talon could have disappeared, is not plausible as the tooth is not that much worn off. The oblique wearing off of the lamellae was brought about by the fact of their being inclined in the proximal direction (Plate 2, fig. 1a) which also results in a graded occlusal facet (Plate 2, fig. 1b).

Figuring among the most worn off parts are the cement intervals and the dentine facets, the enamel is less affected, though, but highly folded and thickened owing to an oblique wearing off. The thickness is therefore of no competence as to the determination of the species, except in the case of the incomplete pattern where an oblique wearing off did not occur.

The results of the measurements are provided in the Table 2.

As it clearly appears from the Table 2, in the case of the molar with the symbol H. 46 the characteristics typical of the mammoth as well as the steppe elephant, do mingle, that's why the tooth was attributed to a variety *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther.

Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Plate 2, figs. 3a, 3b

Finding: Upper right third molar (M^3, with the symbol H. 47b).
Locality: Unknown, presumably Croatia.
Description: The molar is of a yellow-grey shade with a light brown stain of the dentine and cement along the occlusal surface, the enamel being of a milky white

colour, though. The occlusal surface is convex in its lengthwise as well as transversal view, whith the proximal and distal parts of the tooth lying lower than the central portion. The buccal rim is rather lower than the palatinal one and is of a convex form. The question is, therefore, about the upper right molar. The occlusal surface of an oval shape somehow broadened in the distal part, the widest being the lamellae 2 and 3. The molar is encircled by a cement layer which is missing only at the upper part of the palatinal side of the crown. Here the lamellae are clearly seen, yet worn off sideways as well, due to the removed cement. Starting downwards from the occlusal surface the lamellae keep getting wider, reaching the maximum width at 3 to 4cm under the occlusal surface, and then they straiten again towards the base. The investing cement is frequently breached. The lamellae are inclined in the proximal direction. The enamel is highly folded and apparently thickened owing to an oblique wearing off. The molar has got 19 lamellae altogether. Notwithstanding a very severe wearing off of the first element and its process of joining the second element already well under way, it still appears sufficiently distinct to be regarded as a distal talon (Plate 2, fig. 3b). The disappearing of more numerous lamellae, which might have been caused by a constant wearing off, did not occur, though. The fact is in correlation with a very slight wearing off of the tooth itself, only 9 out of 19 lamellae are affected. With the exception of the first three, they have all got an incomplete pattern (Plate 2, figs. 3a, 3b). The distal part of the tooth clearly shows an impression of the forestanding molar.

Bearing a great resemblance to the molar H. 46, the molar in question will also belong to a variety *Mammuthus primigenius-trogontherii* and the species *Mammuthus primigenius* with trogonteroid marks, respectively. The results of all the measurements are shown in the Table 2.

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1803)
Plate 1, figs, 3a, 3b

Finding: First left upper molar (M^1, with the symbol H. 47a).

Locality: Unknown, presumably Croatia.

Description: The molar is of a yellow-grey shade with a red-brown colour at the buccal part of the crown just under the occlusal surface. The dentine is of a brown stain which is also the colour of the cement among the lamellae, the latter coming out a bit brighter along the lateral parts of the tooth. The oval shape of the occlusal surface entails a bit wider distal part compared to the proximal part, being blunt and nicely rounded. The tooth is somehow worn off, as the lenght of the occlusal surface does not exceed 50mm. The occlusal surface is slightly convex in its longitudinal as well as transversal view. Hence, the question is about the upper molar. The palatinal rim of the occlusal surface is lower than the buccal one, consequently the occlusal surface hangs above the palatinal side, which is, according to Guenther (1954b, 15), typical of the left molars of the upper gum. The convexely shaped buccal part of the tooth crown together with a concave palatinal part provides another evidence that the tooth in question is a left molar. The tooth crown invested from all sides by a more or less thick cement layer keeps straitening towards the base of the crown so that the course of the individual lamellae, running down from the occlusal surface in the direction of the base, is ever more visible, the central portion of the crown being the most distinct, though (Plate 1, fig. 3a).

The molar has got 13 lamellae altogether, the most worn off being the first three

elements, the distal talon and two lamellae, both with the incomplete pattern. The fact that the tooth is not much worn off is evident by a great distance between the occlusal surface and the base of the crown. Therefore it is hardly plausible that any lamellae would be missing. The cement and the dentine are the most, and the enamel the least, worn off. The results of the measurements and the indexes are given in the Table 3.

As to the length lamellae quotient (LLQ), the lamellar frequency (FL) and the enamel thickness (ET), the molar in question belongs to the species *Mammuthus primigenius*.

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1803)
Plate 2, figs. 2a, 2b

Finding: Second right upper molar (M^2, with the symbol H. 2).
Locality: The Danube terrace (Djerdap).
Description: The molar has a grey-brown colour and grey enamel, the dentine and the cement being just brown, the latter possessing a brighter shade than the former. The occlusal surface is of a pear-like shape. The distal part is fairly broader compared to the proximal part which is blunt and nicely rounded. The even occlusal surface does not exceed 60mm in length, which proves that the upper molar is implied. Both rims, the palatinal as well as the buccal one are somehow lower. The tooth crown, evidently more convex along the buccal part than along the palatinal one, is not entirely covered by the cement layer which makes the course of the lamellae more visible. Due to the removed cement, the lamellae got unprotected and did break off at the top, as for instance, at the palatinal side of the proximal part (Plate 2, fig. 2a). The enamel fell off by the sides, as well. As to the occlusal surface, the most worn off are the dentine facets. The tooth did hardly start getting worn off, as only 6 lamellae with an incomplete pattern appear as having been affected. The relative width is rather considerable, the proximal talon lying 10 cm beneath the occlusal surface. Judging from the above stated facts, it is plausible that the first lamella presents the distal talon being, however, severely as well as unusually worn off (Plate 2, fig. 2b). The small pattern on the occlusal surface is still incomplete, the distal part and, particularly, the enamel being almost entirely worn off. The investing cement is missing as the tooth used to be in a close contact with the forestanding molar and the cement had no space to lay on. The proof that an interaction of two teeth is involved appears clearly on the following three lamellae as they are inclined in the proximal direction, which entails irregular patterns on the occlusal surface. The molar seems to have taken its normal position only after the falling off of the forestanding tooth. Only then, the lamellae started getting worn off and the occlusal surface acquired its shape. The parameters in the Table 4 show that the tooth belongs to the species *Mammuthus primigenius*.

Conclusions and the age of findings

The palaeontological elaboration has put forward the fact that the teeth under treatment belong to two varieties of fossil mammoths, the species *Mammuthus primigenius* and a *Mammuthus primigenius-trogontherii*. In the course of determination we observed the instructions proposed by Guenther (1954a, 1986) who, in order

to distinguish among fossil mammoth species, considers the following parameters: length, width, height of the molar, enamel thickness, number of lamellae and lamellar frequency as well as the length lamellae quotient (LLQ) and length-width lamellae quotient (LWQ).

By these criteria, the molars marked with the symbol H. 47a (Plate 1, figs. 3a, 3b) and the symbol H. 2. (Plate 2, figs. 2a, 2b) belong to the mammoth, i.e. to the species *Mammuthus primigenius*.

The molar marked with the symbol H. 46 (Plate 2, figs. 1a, 1b) could be, as to the lamellar frequency 7–8.5, attributed to the species *Mammuthus trogontherii* or *Mammuthus primigenius*. In this case the lamellar number does not involve any distinguishing mark, as the third upper molars (M^3) of the two species reach the same number, namely 17. The LLQ value 13.4 has reached the upmost limit, set for the mammoth, and approached the values (13.5–15.5) being, according to Guenther (1969), typical of the transitional forms between the steppe elephant and the mammoth. As the properties, characteristic of both species, mingle, we were induced to attribute the tooth in question to the variety *Mammuthus primigenius-trogontherii* and the species *Mammuthus primigenius* with strongly expressed trogonteroid marks, respectively.

The molar marked with the symbol H. 47b (Plate 2, figs. 3a, 3b) being, as to its length, width and number of lamellae very similar to the molar with the symbol H. 46, we decided to attribute it to the form *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther, as well.

Among all the molars dealt with, the molar with the symbol H. 45 (Plate 1, figs. 1a, 1b) displays the most trogonteroid character (Tab. 1). It reflects in the lamellar frequency of a great span, yet, the frequency 4 can not be assigned to mammoth. The frequency is that low at the base of the lamella only, nevertheless it does not surpass 6.5 at the occlusal surface of the distal part, either. The number of lamellae is questionable as well. Unless not more than one lamella disappeared, having been worn off, 16 lamellae per M_3 would not be sufficient for a mammoth. The value LLQ (14.2) is competent between the species *Mammuthus primigenius* and *Mammuthus trogontherii*, although this value would increase a bit due to a consistent wearing off. The proportion between LLQ and LWQ corresponds according to Guenther (1954b) to an equally intermediary form *Mammuthus primigenius-trogontherii* sensu Guenther.

The fragmented molar with the HK. 2465 (Plate 1, figs. 2a and 2b) has preserved but seven lamellae (Tab. 2), yet it could be inferred from the value of the partial LLQ and particularly from the thickness of the enamel (1.4–2.2) that the third molar is implied, i.e. the variety *Mammuthus primigenius-trogontherii* or the mammoth with trogonteroid marks.

To differentiate between the species *Mammuthus trogontherii* and *Mammuthus primigenius* several researchers would apply other criteria besides those mentioned above, such as folding of enamel and median dilatation of the lamellae. However, these criteria are considered as rather subjective.

Guenther (1954b, 1981) and some other researchers do recognize transitional forms between the steppe elephant and the mammoth (*Mammuthus trogontherii-primigenius* and *Mammuthus primigenius-trogontherii* respectively), while on the other hand, some other researchers do not (Rakovec, 1955). On the basis of the findings effectuated so far, it can be concluded that the transition of the steppe elephant into the mammoth was actually uninterrupted. Consequently, the existence

of the variety assigned by Guenther (1954a) as *Mammuthus trogontherii-primigenius* is absolutely plausible. The fact is that in the case of elephants there is a highly expressed sex dimorphism, therefore the male molars usually outdo those of the females. Nevertheless, the number of lamellae equals in both cases, and the second as well as the third male molar of the permanent dentition has a rather trogonteroid aspect. Hence, it might be more justifiable to attribute the teeth with the symbol H. 45, H. 46, H. 47b and HK. 2465 to the species *Mammuthus primigenius* with more or less expressed trogonteroid marks. According to Guenther (1981, 46) such a form existed in Central Europe by the end of the Riss and the beginning of the Würm glacial.

The localities of molars being unknown, their stratigraphic position as well as the geological age remain undetermined. On the basis of parameters, the molar with the symbol H. 47a is attributed to mammoth and classified in the Middle Würm, and the molar with the symbol H. 2 is considered to have belonged to the highly developed mammoth from the Upper Würm. All other molars are related, according to the parameters, to the end of Riss–Würm glacial or the Lower Würm.

Literatura

Garutt, V. E. & Foronova I. V. 1976: Die Untersuchung von Zähnen ausgestorbenen Elefanten. Methodischer Führer. – Inst. Geol. U. Geophysik Sibir. Abt. Akad. Wiss. USSR, 1–36, Novosibirsk.

Guenther, E. W. 1954a: Die diluvialen Elefantenzähne aus dem Nord-Ostsee-kanal. – Meyniana, *2*, 34–69, Kiel.

Guenther, E. W. 1954b: Neue Funde von Elefantenmolaren aus Schleswig-Holstein. – Schriften des Naturw. Vereins für Schleswig-Holstein, *27*/1, 15–21, Kiel.

Guenther, E. W. 1955: Mißbildungen an den Backenzähnen diluvialer Elefanten. – Meyniana, *4*, 12–36, Kiel.

Guenther, E. W. 1969: Die Elefantenmolaren aus den Kiesen von Süßenborn bei Weimar. – Paläontologische Abhandlungen, *3*, 3/4, 711–734, Berlin.

Guenther, E. W. 1981: Die Backenzähne der Mammute von Salzgitter-Lebenstedt. – Quartärpaläontologie *4*, 27–41, Berlin.

Guenther, E. W. 1986: Funde von *Archidiskodon meridionalis* und von *Trogontherium cuvieri* aus den interglazialen Tegelen Schichten. – Quartärpaläontologie *6*, 53–66, Berlin.

Lenardić, J. 1991a: Kranijalni dijelovi, mandibule i izolirani zubi pleistocenskih slonova s raznih lokaliteta Hrvatske i Vojvodine. (Cranial parts, mandibles and isolated teeth of the Pleistocene elephants from different localities of Croatia and Voivodina). – Geološki vjesnik *44*, 15–29, Zagreb.

Lenardić, J. 1991b: Osnovne metode mjerenja zuba i lubanja fosilnih slonova (Elementary measuring methods on the teeth and skulls of fossil elephants). – Rad Hrv. Akad. Znan. Umjetn., 458/25, 37–60, Zagreb.

Rakovec, I. 1954: O fosilnih slonih iz Slovenije (On Elephant's Remains in Slowenia). – Razprave 4. razr. SAZU, *2*, 217-275, Ljubljana.

Rakovec, I. 1955: O novih najdbah proboscidov na Štajerskem (The New findings of Proboscidea in the North-Eastern Slovenia). – Razprave 4. razr. SAZU, *3*, 331–358, Ljubljana.

Soergel, W. 1913: *Elephas trogontherii* Pohlig und *Elephas antiquus* Falconer, ihre Stammesgeschichte und ihre Bedeutung für die Gliederung des deutschen Diluviums. – Palaeontographica, *60*, 1–114, Stuttgart.

Thenius, E. 1969: Proboscidea (Rüsseltiere). – Phylogenie der Mammalia, Stammesgeschichte der Säugetiere (einschließlich der Hominiden), 595–611, Berlin.

Tabla 1 – Plate 1

1a Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Spodnji levi tretji molar (M_3 sin.), inv. št. H. 45, okluzalno
Lower left third molar (M_3 sin.), with the symbol H. 45, occlusal

1b Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Spodnji levi tretji molar (M_3 sin.), inv. št. H. 45, lingvalno
Lower left third molar (M_3 sin.), with the symbol H. 45, lingual

2a Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Fragment zgornjega levega tretjega molarja (M^3 sin.), inv. št. HK. 2465, bukalno
Fragment of upper left third molar (M^3 sin.), with the symbol HK. 2465, buccal

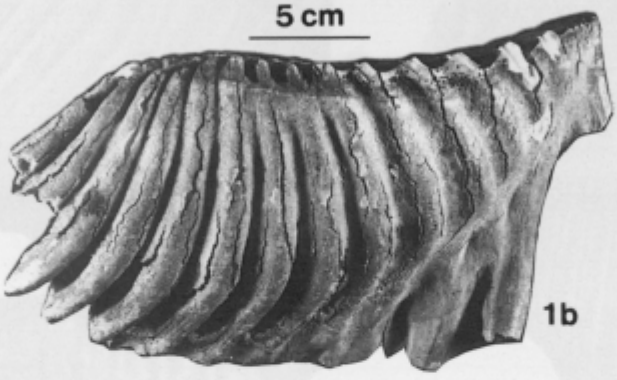
2b Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Fragment zgornjega levega tretjega molarja (M^3 sin.), inv. št. HK. 2465, okluzalno
Fragment of upper left third molar (M^3 sin.), with the symbol HK. 2465, occlusal

3a Mammuthus primigenius (Blumenbach)
Zgornji levi prvi molar (M^1 sin.), inv. št. H. 47a, bukalno
Upper left first molar (M^1 sin.), with the symbol H. 47a, buccal

3b Mammuthus primigenius (Blumenbach)
Zgornji levi prvi molar (M^1 sin.), inv. št. H. 47a, okluzalno
Upper left first molar (M^1 sin.), with the symbol H. 47a, occlusal

1a

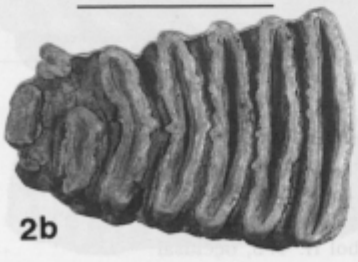
5 cm



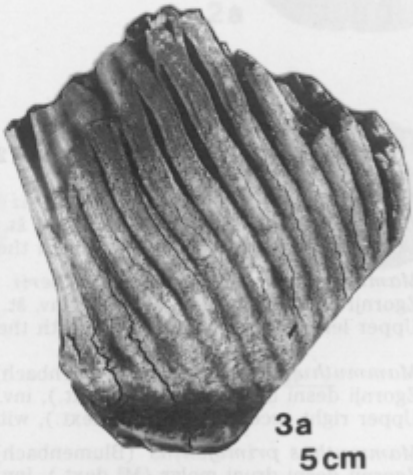
1b

2a

5 cm



2b



3a

5 cm

3b

Tabla 2 – Plate 2

1a Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Zgornji levi tretji molar (M^3 sin.), inv. št. H. 46, palatinalno
Upper left third molar (M^3 sin.), with the symbol H. 46, palatinal

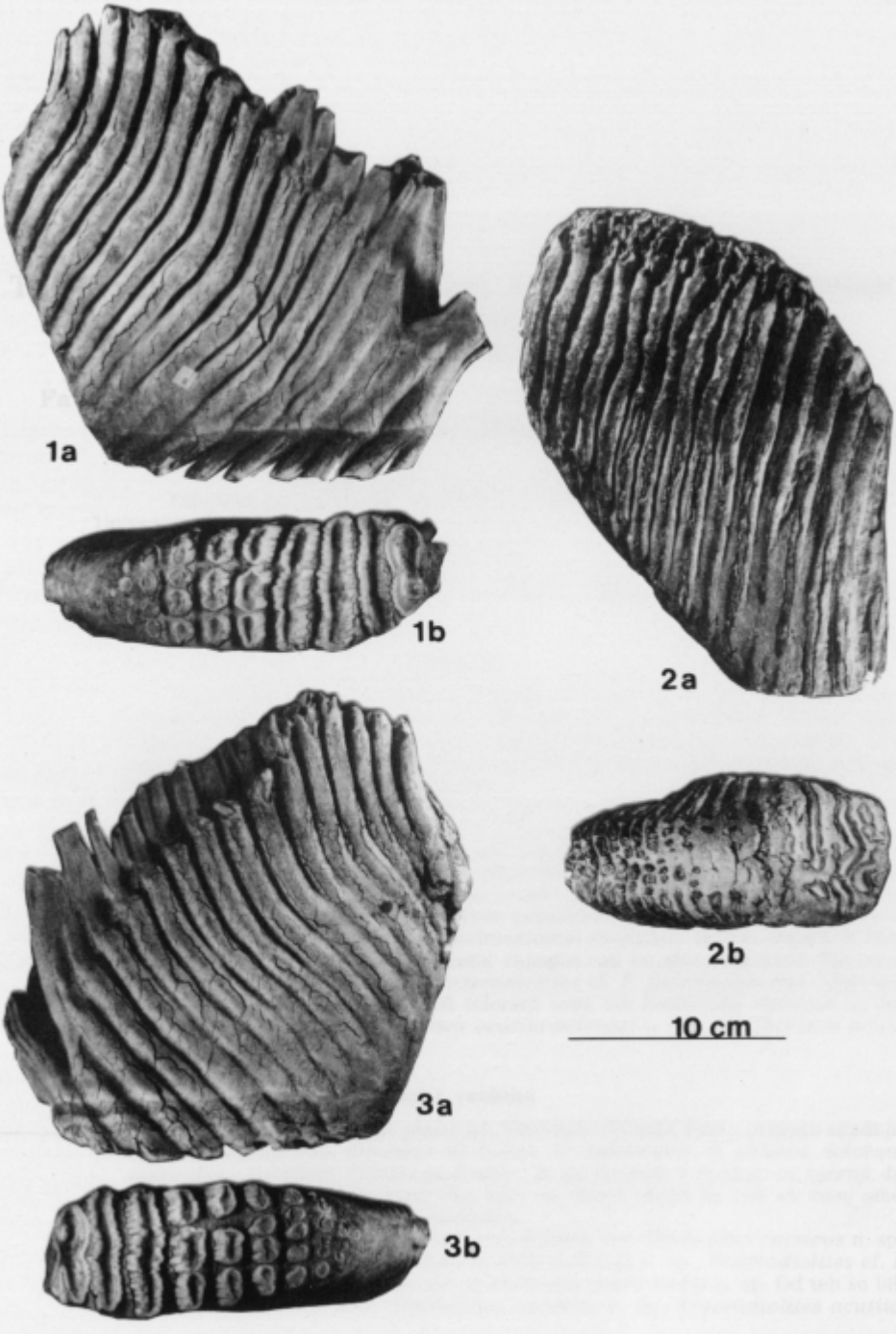
1b Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Zgornji levi tretji molar (M^3 sin.), inv. št. H. 46, okluzalno
Upper left third molar (M^3 sin.), with the symbol H. 46, occlusal

2a Mammuthus primigenius (Blumenbach)
Zgornji desni drugi molar (M^2 dext.), inv. št. H. 2, bukalno
Upper right second molar (M^2 dext.), with the symbol H. 2, buccal

2b Mammuthus primigenius (Blumenbach)
Zgornji desni drugi molar (M^2 dext.), inv. št. H. 2, okluzalno
Upper right second molar (M^2 dext.), with the symbol H. 2, occlusal

3a Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Zgornji desni tretji molar (M^3 dext.), inv. št. H. 47b, palatinalno
Upper right third molar (M^3 dext.), with the symbol H. 47b, palatinal

3b Mammuthus primigenius-trogontherii sensu Guenther
Zgornji desni tretji molar (M^3 dext.), inv. št. H. 47b, okluzalno
Upper right third molar (M^3 dext.), with the symbol H. 47b, occlusal


1a
1b
2a
2b
3a
3b
10 cm

GEOLOGIJA *37, 38*, 87–121 (1994/95), Ljubljana

The development of the mollusc fauna in the Cenomanian of the stratigraphic sequence of Visogliano (Karst of Trieste, Italy)

Favnistični razvoj mehkužcev v cenomanijskem stratigrafskem zaporedju pri Vižovljah (Tržaški Kras, Italija)

Mauro Caffau & Nevio Pugliese
Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine,
Università degli Studi di Trieste, Via Eduardo Weiss 2 CAP 34127 Trieste

Mario Pleničar
Katedra za geologijo in paleontologijo,
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

Abstract

The stratigraphic sequence of Visogliano (Karst of Trieste) belongs to lower part of the Zolla Member of the still informal and provisional "Trieste Karst Limestone Formation" and has been attributed to Middle-Late Cenomanian. This sequence records an environmental evolution of more or less restricted settings, where a rich mollusc fauna is present.

Among the molluscs, six radiolitid species occur (*Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni, Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus, Sauvagesia sharpei,* and *Durania acuticostata* n. sp.). Of these, three species are described as new (*Radiolites carsicus* n. sp., *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., and *Durania acuticostata* n. sp.). In addition, attention has been focussed on the link between radiolitids and environmental changes to refine the previously described environmental evolution. In this regard, a hierarchy of tolerability to environmental changes can be also suggested. The most tolerant radiolitids species are *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Sauvagesia sharpei*, meanwhile the least tolerant ones are *Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni, Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., and *Durania acuticostata.*

Kratka vsebina

Stratigrafsko zaporedje plasti pri Vižovljah (Tržaški Kras) pripada spodnjemu delu »člena Col« (Membro di Colla), še neformalne in začasno določene »apnenčeve formacije Tržaškega Krasa«, ki ga štejemo v srednji do zgornji del cenomanijske stopnje. To zaporedje kaže na razvoj okolja na bolj ali manj omejenih območjih z bogato favno moluskov.

Med moluski smo ugotovili šest radiolitidnih vrst (*Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni, Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus, Sauvagesia sharpei* in *Durania acuticostata* n. sp. Od teh so bile tri vrste opisane kot nove (*Radiollites carsicus* n. sp., *Praeradiolites acutila-*

mellosus n. sp. in *Durania acuticostata* n. sp.). Razen tega smo posvetili pozornost na zvezo med radiolitidi in spremembami okolja. Radiolitidi imajo različno stopnjo prilagodljivosti na spremembe okolja. Najbolj prilagodljivi radiolitidni vrsti sta *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* in *Sauvagesia sharpei*, medtem ko so najmanj prilagodljive vrste *Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni*, *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp. in *Durania acuticostata* n. sp.

Introduction

In agreement with Cucchi et al. (1987), the lithotypes outcropping in the Karst of Trieste pertain to the still informal and provisional Trieste Karst Limestones Formation which ranges from early Cretaceous to early Eocene. Within this formation, the lower part of the Zolla Member, which has been up to now attributed to Cenomanian-early Turonian, corresponds to the beginning of a clear development of the mollusc fauna and, particularly, of the radiolitids. Thus, the paleontological study concerning this member can be considered very useful to increase the knowledge of the stratigraphy and palaeoenvironmental evolution of the Karst of the Trieste.

This research focuses on the outcrops of Visogliano, near Sistiana (western Trieste Karst, F°40 III NE of the IGM; Fig. 1), where the geological survey highlights a thick sequence with very fossiliferous beds within the lower part of the Zolla Member. The fossils here found mainly consist of bivalves and, particularly, of radiolitids.

Purposes of this work are 1) the chronological and palaeoenvironmental study of the stratigraphic sequence of Visogliano, and 2) the identification of the mollusc fauna and, particularly, of the radiolitids here found in order to refine the interpretation of the environmental evolution.

Historical setting

Cucchi et al. (1987) include the Zolla Member between the underlying dolomitic Rupingrande Member (Albian p.p.-Cenomanian p.p.) and the overlying Borgo Grotta Gigante Member (early Turonian p.p.-Senonian p.p.). They subdivide it into two parts: the lower part, which is mainly characterized by blackish limestones, sometimes with a very rich radiolitid fauna and, at the basis, interbedded dolostones; the upper part, which is characterized by grey limestones, with rudist fragments and *Pithonella* specimens. The fossils of the lower part consist of radiolitids, such as *Sauvagesia nicaisei* and *Sauvagesia sharpei*, and microfossils, such as Nubeculariidae, Miliolidae, and ostracods. Because of these radiolitids, and of the lack of the microfossils, which are significant from the chronological point of view, these authors attribute the lower part of this member to an undefined time-span from Cenomanian to early Turonian. Besides, they attribute the upper part of this member to early Turonian for the finding of the *Pithonella* specimens, in agreement with Polšak (1979).

Other papers concerning the outcrops of the Zolla Member are due to Cucchi et al. (1986) and Colizza et al. (1987), who studied the stratigraphy of localities of the Karst of Trieste, such as Zolla-Monrupino and San Pelagio, respectively. These papers confirmed the stratigraphic data already presented in the above cited studies.

Fig. 1. Location map; the studied area is delimitated by a rectangle. The asterisk shows the location of interval 6 of the Visogliano stratigraphic sequence, where all the studied mollusc species were represented. Visogliano

Sl. 1. Situacijska karta; raziskano območje je omejeno s pravokotnikom. Zvezdica kaže lego šestega intervala stratigrafskega zaporedja pri Vižovljah, iz katerega so vse predstavljene vrste moluskov. Vižovlje

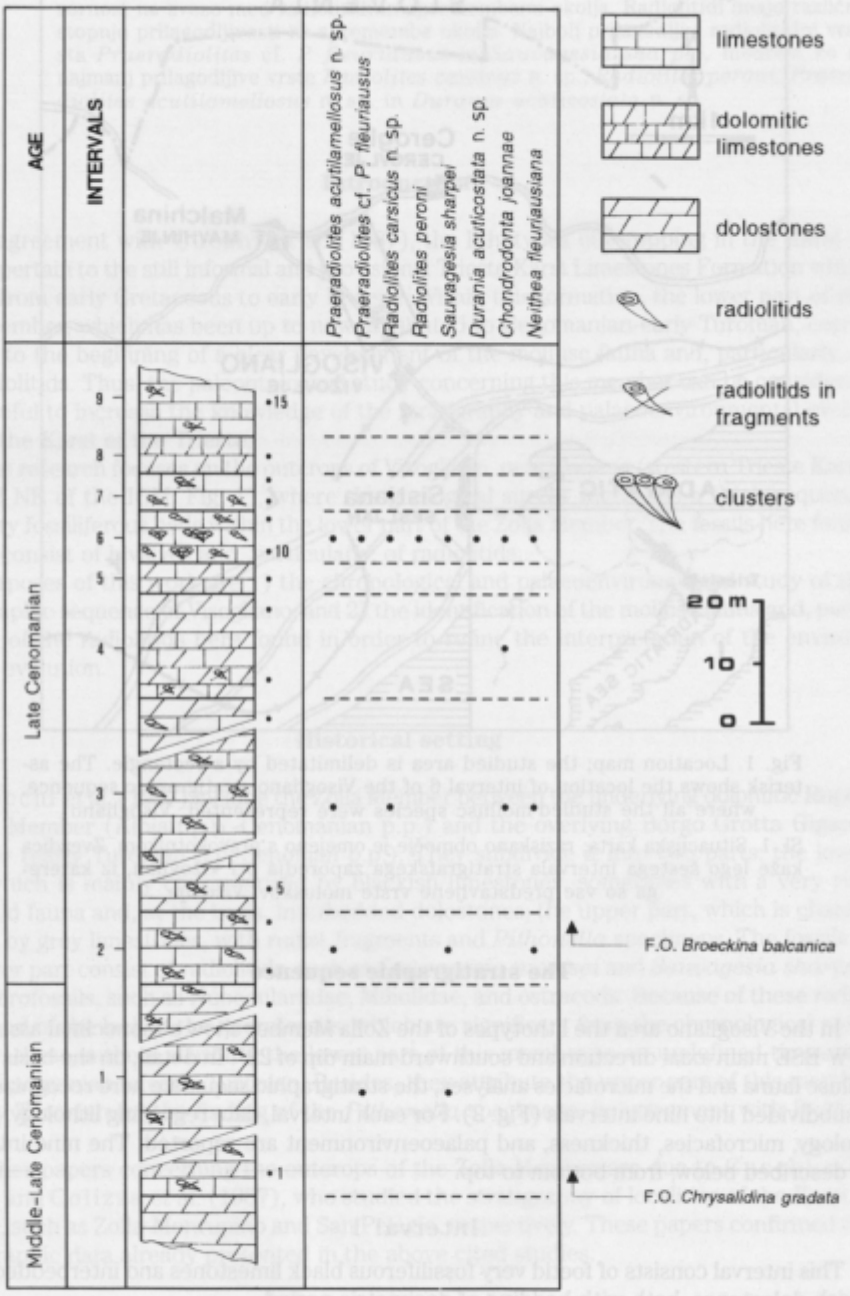
The stratigraphic sequence

In the Visogliano area the lithotypes of the Zolla Member show a monoclinal asset with WNW-ESE main axial direction and southward main dip of 22°. In detail, on the basis of the mollusc fauna and the microfacies analyses, the stratigraphic sequence here recognized can be subdivided into nine intervals (Fig. 2). For each interval, data regarding lithology, palaeontology, microfacies, thickness, and palaeoenvironment are reported. The nine intervals are described below, from bottom to top.

Interval 1

This interval consists of foetid very fossiliferous black limestones and interbedded dark greyish dolostones, both with bedding of decimetric period.

In the limestones, the fossils mainly consist of radiolitids (*Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Sauvagesia sharpei*), which are present in lenses of isooriented displaced shells.


AGE
INTERVALS
Late Cenomanian
Middle-Late Cenomanian
9
8
7
6
5
4
3
2
1
15
10
5
1
Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Praeradiolites cf. P. fleuriausus
Radiolites carsicus n. sp.
Radiolites peroni
Sauvagesia sharpei
Durania acuticostata n. sp.
Chondrodonta joannae
Neithea fleuriausiana
limestones
dolomitic limestones
dolostones
radiolitids
radiolitids in fragments
clusters
20 m
10
0
F.O. Broeckina balcanica
F.O. Chrysalidina gradata

These lenses are borded by isolated specimens, which seem to be *in situ*. On the contrary, the dolostones are devoid of fossils, save for some rare gastropod ghosts.

The limestones are characterized by microfacies such as bioclastic (rudist) wackestones and packstones with very common Nubeculariidae, Miliolidae, and subordinate algae (*Thaumatoporella parvovesiculifera, Cayeuxia* sp.), Textulariidae, *Chrysalidina gradata, Cuneolina* sp., *Nezzazata simplex*, and ostracods. The dolostones show a subeuhedral dolomitic mosaic with gastropod ghosts only.

This interval overlies the dolostones of the Rupingrande Member and is 71 m thick. From the palaeoenvironmental point of view, it testifies very restricted settings, sometimes characterized by local biostromes (lenses of displaced radiolitids) and the first isolated radiolitid specimens. The latter are probably able to colonize such restricted settings taking advantage of temporary permissive conditions for benthic life. These conditions degradate in correspondence with very restricted environment, as testified by the almost unfossiliferous dolostones.

Interval 2

This interval is characterized by dark-grey fossiliferous limestones, with bedding of decimetric period. The fossils consist of rare fragmented radiolitid specimens pertaining to *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Sauvagesia sharpei*, together with *Neithea fleuriausiana*.

The corresponding microfacies are represented by wackestones and packstones with bioclasts (radiolitids) and very common Nubeculariidae, Miliolidae, and subordinate algae (*Thaumatoporella parvovesiculifera, Cayeuxia* sp.), *Chrysalidina gradata, Broeckina balcanica, Cuneolina* sp., *Nezzazata simplex*, and ostracods. This interval is 12 m thick. It indicates episodes of an increased bottom energy in a restricted environment, as demonstrated by the presence of very abundant radiolitid fragments.

Interval 3

This interval is characterized by interbeddings of grey dolostones and blackish fossiliferous limestones, with bedding of decimetric period. The dolostones are devoid of fossils, meanwhile the limestones include fossils such as *Chondrodonta joannae, Neithea fleuriausiana*, and scattered fragments of *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp. and *Radiolites carsicus* n. sp.

The corresponding microfacies are respectively represented by euehedral/subeuehedral dolomitic mosaic, with gastropod ghosts, and bioclastic mudstones or wackestones with rare intraclasts and pellets; the microfossils are represented by very common Nubeculariidae

Fig. 2. The stratigraphic sequence of Visogliano within the Zolla Member, showing the age, lithology, sampling-stations of the 9 intervals. The real thickness of intervals 1 and 3 is reported in the text. The interval 1 overlie the dolostones of the Rupingrande Member. In addition, the mollusc fauna and the microfossils, significant from the chronostratigraphic point of view, are reported. For the latter the first occurrence (F. O.) is indicated. The numbers 1–15 indicate the sampling-stations

Sl. 2. Stratigrafsko zaporedje pri Vižovljah, ki predstavlja »člen Col« (»Zolla Member«). Na stolpcu vidimo geološko starost, litologijo in lego vzetih vzorcev iz devetih intervalov. Resnična debelina prvega in tretjega intervala je navedena v besedilu. Prvi interval leži na dolomitu »člena Veliki Repen« (»Rupingrande Member«). Razen tega je podana favna moluskov in mikrofosilov, pomembnih za kronostratigrafijo. Slednji so bili najdeni prvič. Številke 1–15 označujejo lego vzetih vzorcev

and Miliolidae, and subordinate *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Cuneolina* sp., *Broeckina balcanica*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudorhapydionina dubia*, Textulariidae, *Nezzazata conica*, and ostracods.

This interval, which is 65m thick, indicates very restricted settings (dolostones) with a moderately increased bottom energy (bioclastic limestones), where lamellar shells of *Chondrodonta joannae* colonize the substrate, also in correspondence with a low rate of sedimentation.

Interval 4

This interval is constituted by grey, sometimes dolomitic, limestones, with a fossiliferous level (in the basal part), which is from 1.80 to 3m thick and characterized by shells of *Chondrodonta joannae* and rare fragments of radiolitids.

The corresponding microfacies are represented both by bioclastic floatstones and boundstones (in the lower part), and wackestones or packstones (in the mid-upper part) with very common Miliolidae, and, subordinately, *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Broeckina balcanica*, *Chrysalidina gradata*, Textulariidae, Nubeculariidae, and thin carapaces of ostracods.

This interval is 18m thick. In the lower part, it records the colonization of the substrate due to the specimens of *Chondrodonta joannae*. Because of the lamellar morphology of the shell of *Chondrodonta joannae*, this colonization probably occurs in correspondence with episodes of moderate-high bottom energy and low sedimentation rate. In the mid-upper part of the interval, the mollusc fauna is substituted by a large number of microorganisms, probably in relation to environmental conditions showing a decreased bottom energy and an increasing sedimentation rate.

Interval 5

This interval is characterized by brown dolomitic limestones with not evident bedding.

The corresponding microfacies are characterized by very abundant euhedral dolomitic crystals included in a carbonatic mud, with rare Miliolidae and fragments of *Chrysalidina gradata*.

The thickness of this interval is 5m. It testifies very restricted settings, which become adverse for the benthic life.

Interval 6

This interval consists of grey-brown very fossiliferous limestones with bedding of decimetric period. The fossils are represented by requienids, and very common specimens of thickshelled radiolitids (*Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni*, *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus*, *Sauvagesia sharpei*, and *Durania acuticostata* n. sp.), very and *Chondrodonta joannae;* in addition, rare specimens of *Neithea fleuriausiana* are also present. Among the molluscs, the radiolitids are often present in clusters consisting of from 2 to 10 specimens *in situ*.

The main microfacies are represented by boundstones (clusters of radiolitids) and bioclastic wackestones, with abundant microfossils. These latter consist of very common *Chrysalidina gradata*, Nubeculariidae, Miliolidae, and subordinate specimens of *Bacinella irregularis*, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Cuneolina* sp. Textulariidae, *Broeckina balcanica*, and *Nezzazata simplex*.

This interval is 8.5m thick. It records restricted settings characterized by favourable environmental conditions for the benthic life, for both the growth of the build-ups and the

increased specific diversity of the microfossils. This episode can correspond to a dicreased bottom energy and an increased sedimentation rate.

Interval 7

This interval is characterized by grey limestones with bedding of decimetric period. The fossils are rare and consist of fragments of radiolitids, such as *Radiolites carsicus* n. sp.

The main microfacies are represented by bioclastic wackestones with *Chrysalidina gradata*, and rare Textulariidae, *Broeckina balcanica*, Miliolidae, *Nezzazata simplex*, and thick carapaces of ostracods.

This interval is 6m thick. It shows a decreased specific diversity for both the radiolitids and the microfossils. The radiolitids are represented by rare small specimens and, over all, by fragments. The latter also testify episodes of high bottom energy in a restricted setting.

Interval 8

This interval consists of from light grey to grey-brown dolomitic limestones, with bedding of decimetric period.

The corresponding microfacies are characterized by very abundant euhedral dolomitic crystals included in a carbonatic mud, with rare Miliolidae.

This interval is 6m thick and indicates very restricted settings, which are adverse for the benthic life.

Interval 9

This interval is characterized by from dark-grey to blackish foetid limestones, with rare fragments of radiolitids and bedding of centimetric period.

The corresponding microfacies are represented by muddy plane-parallel laminations including rare microfossils, such as *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Chrysalidina gradata*, *Cuneolina* sp., Nubeculariidae, Miliolidae, *Nezzazata* sp., and ostracods.

This interval tops the sequence studied and it has been analysed in the first meters only. It indicates restricted settings affected by episodes of increased bottom energy, probably linked to tractive currents, as demonstrated by the plane-parallel laminations.

The mollusc fauna

Mauro Caffau and *Mario Pleničar*

The Visogliano sequence shows the occurrence of a rich mollusc fauna, characterized by *Chondrodonta joannae*, *Neithea fleuriausiana*, requienids (*Requienia* sp.), and, over all, radiolitids. The radiolitid fauna consist of six species: *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus*, *Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni*, *Sauvagesia sharpei*, *Durania acuticostata* n. sp.

Chondrodonta joannae, *Neithea fleuriausiana*, and requienids have been already signalled in the Karst of Trieste by several Authors in beds which are Cenomanian and/or Turonian in age, as reported by Forti and Masoli (1969). Recently, *Chondrodonta joannae* and *Neithea fleuriausiana* are reported as *Chondrodonta* and *Neithea*, respectively, and occur in the limestones of Borgo Grotta Gigante Member (Cucchi et al., 1987), meanwhile requienids have been signalled by Masoli and Ulcigrai (1969) and Cucchi et al. (1987) in black limestones of Aptian-Albian age.

Among the radiolitids, *Praeradiolites acutilamellosus*, *Radiolites carsicus*, and *Durania acuticostata* are considered new. Thus, these species have been signalled for the first time in the Karst of Trieste, meanwhile *Radiolites peroni* and *Sauvagesia sharpei* had already been signalled in the Turonian beds by Parona (1932) and in the Zolla Member by Cucchi et al. (1987), respectively. In addition, *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Radiolites carsicus* are also present in the Cenomanian of the Archi locality (Karst of Gorizia) by Caffau and Pleničar (1991).

All the radiolitid species are described in the following sections, where data concerning their morphology, stratigraphic distribution, and geographical diffusion are reported. Basic source for the stratigraphic and geographic data is Sanchéz' catalogue (1981).

Family Radiolitidae Gray, 1848
Subfamily Radiolitinae Gray, 1848
Genus *Praeradiolites* Douvillé, 1902

Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Pl. 1, figs. 1, 2, 3, 4; Pl. 2. figs. 1, 2, 3; Pl. 7, fig. 1

Derivation of name: The specific name *acutilamellosus* is due to large and strongly dissociated lamellae.

Type-series: Holotype, MCV 104 (Pl. 1, fig. 1). Paratype, MCV 105 (Pl. 1, fig. 2), deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Examined material: Lower valves of 15 specimens from MCV 104 to MCV 118, deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Type-locality: Visogliano (Vižovlje) near Sistiana (Sesljan).

Diagnosis: The right valve shows strong external lamellae turned towards the commissure and proyecting outwards in correspondence of the cardinal zone (Pl. 2, fig. 2). A considerable variability characterizes the siphonal ridges which are protruding, flat (Pl. 1, figs. 1, 2) or rounded (Pl. 1, fig. 4; Pl. 2, fig. 1). The ridge "E" is wider than ridge "S". The interband is slightly concave; in its middle part it shows a weak rib, which does not appear in all the specimens. Where present, the rib is differently pronounced, mostly in the lower part of the valve. (Pl. 1, fig. 2; Pl. 2, fig. 2). The ligament ridge is thin. The valve layer is considerably broader in the cardinal zone than in the siphonal one.

Description: The valves are from 25 to 90mm long, with a commissural diameter of 30–60mm. The structure of the layer is characterized by parallel rows of rectangular prisms along the entire valve periphery, save for the siphonal zone where the rows of prisms bend and form a syncline-like arrangement (Pl. 7, fig. 1). External lamellae are both almost horizontal in correspondence of the cardinal side, and erected in the siphonal one.

Similarities and differences: *Praeradiolites acutilamellosus* resembles the species *Praeradiolites fleuriausus* (d'Orbigny), but it differs from the latter for the lack of foot fold "V".

Praeradiolites cf. *P. fleuriausus* (d'Orbigny, 1842)
Pl. 4, fig. 4; Pl. 7, fig. 2

Examined material: Lower valves of 6 specimens; from MCV 120 to 125, deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Description: The lower valves are cylindrical-conical, from 40 to 70mm long, with commissural diamater of 30–39mm. The lower valve has strong and protruding lamellae. In the lower part of the valve, in correspondence with the foot fold "V", the lamellae are pronouncedly inverted (Pl. 4, fig. 4). The siphonal zone is not entirely preserved in each valve examined. This part is damaged in all the specimens, and as a consequence, the species could not be exactly determined. Because of this, a dubitative taxonomic attribution is to be preferred. The cellulоprismatic structure of the layer is very evident in cros section (Pl. 7, fig. 2). The layer is 1–2mm thick in the siphonal side, and 3–4mm in the cardinal one.

Stratigraphic distribution and geographic diffusion: Even if this species is dubitatively determined, we recall that *Praeradiolites fleuriausus* (d'Orbigny) is characteristic of Cenomanian. It may be found in Italy, Istria (Croatia), France and Romania.

Genus *Radiolites* Lamarck, 1801

Radiolites carsicus n. sp.

Pl. 3, figs. 1, 2, 3; Pl. 4, figs. 1, 2; Pl. 8, figs. 1, 2, 3

Derivation of name: The specific name *carsicus* is due to Karst of Trieste.

Type-series: Holotype, MCV 126 (Pl. 3, fig. 2). Paratype MCV 127 (Pl. 4, fig. 1); MCV 128 (Pl. 4, fig. 2), deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Examined material: Lower valves of 20 specimens; from MCV 126 to MCV 145, deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Type-locality: Visogliano (Vižovlje) near Sistiana (Sesljan).

Diagnosis: The lower valve is from 41 to 110mm long, abruptly narrowing towards the basis, ornamented with fine longitudinal ribs. The external lamellae are numerous and well expressed. They also pass through the siphonal region. The latter consists of two protruding siphonal ridges. In some specimens, the ridge "E" is slightly stronger than ridge "S". The intersiphonal area is characterized by two different types of ornamentation. The most frequent ornamentation is constituted by three longitudinal ribs, which run along the shell, or by V-shaped protruding lamellae.

Description: Twenty lower valves have been studied. They are 40 to 112mm long, with a commissural diameter of 25–50mm. The shell is traversed by rounded and well expressed ribs interrupted by well developed neighbouring megacycles. The "E" siphonal band is rounded, protruding and similar to the "S" band. The interband consists of both three ribs, very similar to the others of the shell (Pl. 3, fig. 2) and by "V"-shaped lamellae (Pl. 4, figs. 1, 2). In a transversal section of the lower valve the siphonal zone shows a structure of pseudopillars. The "E" siphonal zone shows two small different-sized lobes, meanwhile the "S" zone presents only one prominent lobe (Pl. 8, figs. 1, 2). In cross section the cellular structure of the shell is evident (Pl. 8, figs. 1, 2, 3) The ligament ridge is triangular.

Similarities and differences: *Radiolites carsicus* n. sp. differs from *Radiolites lusitanicus* (Bayle) and *Radiolites trigeri* (Coquand) because of the siphonal area morphology. "E–S" bands are very protruding and rounded in *Radiolites carsicus* n. sp., while in the other mentioned species these bands are slightly pronounced and flattened.

Radiolites peroni (Choffat, 1886)
Pl. 4, fig. 3

1981 *Radiolites peroni* (Choffat) – Sánchez, p. 182 cum syn.

Examined material: Lower valves of 3 specimens, from MCV 29 to MCV 31, deposited in the rudist collection of the Geology and Paleontology Institute of Trieste university.

Description: The lower valves examined are from 30 to 45 mm long with a conical shape. The outer part of the shell consists of a series of protruding and neighbouring megacycles. The lamellae are traversed by wide longitudinal ribs which determine an undulating outline. The "E–S" bands are flattened, slightly protruding, and have similar sizes. The interband is concave and traversed by a pleat which vanishes towards the basis of the shell. The ligament ridge is small and triangular. The inner part of the layer shows a poligonal structure, which is sometimes seen as a quadrangular network. This effect should be due to oblique sections as reported by Alencaster and Pons (1992).

Stratigraphic distribution and geographic diffusion: *Radiolites peroni* (Choffat) is characteristic of Cenomanian. It may be found in Italy, Istria (Croatia), Portugal, France, Greece, Romania, Albania, Liban and Iran.

Subfamily Sauvagesiinae Douvillé, 1908
Genus *Sauvagesia* Bayle, 1887
Sauvagesia sharpei (Bayle, 1857)
Pl. 5, fig. 1; Pl. 9, fig. 1.

1981 *Sauvagesia sharpei* (Bayle) – Sánchez, p. 202 cum syn.

Examined material: Lower valves of 6 specimens, from MCV 20 to MCV 25, deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Description: The lower valves are cylindrical-conical and slightly curved, crossed by thin longitudinal ribs. The valves are from 45 to 100 mm long with a commissural diameter of 25–50 mm. The "E" siphonal band is three times wider than the "S" one. Along the "E" band there are 17 thin ribs, and other 7 can be seen in the "S" band. The interband is concave. The triangular ligament ridge is wellpronounced. The shell structure is prismatic, consisting of hexagonal prisms (Pl. 9, fig. 1).

Stratigraphic distribution and geographic diffusion: *Sauvagesia sharpei* (Bayle) is characteristic of late Cenomanian-early Turonian. It may be found in Italy, Croatia, Portugal, Spain, France and Algeria.

Genus *Durania* Douvillé, 1908
Durania acuticostata n. sp.
Pl. 5, figs. 2, 3; Pl. 6, figs. 1, 2; Pl. 9, fig. 2

Derivation of name: The specific name *acuticostata* is to due to its ornamentation, characterized by strong and longitudinal costae.

Type-series: Holotype, MCV 4 (Pl. 6, figs. 1, 2). Paratype, MCV 5. (Pl. 5, fig. 3), deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Examined material: Lower valves of 15 specimens from MCV 1 to MCV 15, deposited in the rudist collection of the Institute of Geology and Paleontology, University of Trieste.

Type-locality: Visogliano (Vižovlje) near Sistiana (Sesljan).

Diagnosis: The lower valve is conical-cylindrical and characterized by a commissural diameter which is 0.5–1 times longer than the shell. 13–16 triangular and well pronounced costae run longitudinally along the thick shell. The "E" siphonal band area is flattened and traversed by 9–11 thin ribs while the "S" area shows 5–7 ones. A concave interband, as wide as the "S" band, is traversed by a protruding thin rib.

Description: These specimens are characterized by graceless lower valves, with a development in length once or twice the commissural diameter. In the correspondence with the commissure, the thickness of the layer varies from 6 to 10mm, in the dorsal zone, and from 1 to 2.5mm, in the ventral one (Pl. 9, fig. 2). The "E" and "S" siphonal band areas are flattened, slightly protruding, and located in the thinner part of the shell (ventral zone). The "E" band is three times wider than the "S" band. Both are separated by a concave 1.8mm deep and 4mm wide interband, traversed by a thin 0.4mm wide and 0.6mm high rib (Pl. 6, figs. 1–2). Thin sections of lower valves show the cellulоprismatic structure of the shell. In addition, a great difference in thickness between the dorsal and ventral areas is evident. The former is thicker than the latter. The shell ornamentation consists of triangular and well pronounced ribs, with wide basis and acute apex. The distance between the ribs corresponds to the width of each rib.

Similarities and differences: *Durania acuticostata* n. sp. presents significant differences with respect to all the species of this genus so far described in literature, mainly for the morphology of siphonal area (presence of a concave interband) and the shell ornamentation (strong and longitudinal costae).

Discussion

Save for the interval 1, which should be generically attributed to middle-late Cenomanian for the presence of *Chrysalidina gradata* (Pl. 10, fig. 1), in agreement with De Castro (in Schroeder & Neumann, 1985), the Visogliano sequence can be entirely attributed to late Cenomanian p.p. This chronological attribution is due to *Broeckina balcanica* (Pl. 10, figs. 2, and 3), which is present in all the Visogliano sequence, and over all to *Chondrodonta joannae* and *Neithea fleuriausiana*. Really, the foraminiferal species is considered as middle-late Cenomanian in age by Cherchi and Schroeder (in Schroeder & Neumann, 1985), meanwhile the molluscs are considered as late Cenomanian in age by Dhondt and Dieni (1993). In agreement with the above described data, it is possible to refine the previous chronological attribution of the majority of the lower part of the Zolla Member by dating back it from Cenomanian-Turonian to late Cenomanian p.p.

Thus, the previously described environmental evolution mainly occurs during the late Cenomanian p.p. Within a frame of an evolution of restricted settings, it is possible to record a very important biological event: the development of the mollusc fauna and, particularly, of the radiolitids. Really, after a first very brief appearance of requienids within the Aptian-Albian limestones of the Monte Coste Member, the molluscs found in the Visogliano sequence are able to colonize the substrates.

In the Visogliano sequence, the development of the mollusc fauna begins with the occurrence of two radiolitid species, such as *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Sauvagesia sharpei*, in the interval 1. This colonization is interrupted several times, as recorded in the dolostones of the interval 1, the bioclastic high bottom energy limestones of the interval 2, and in the dolostones and bioclastic limestones of the interval 3. Thus, the above cited radiolitid species are able to colonize the substrate in the scattered way, only in correspon-

dence with the favourable environmental conditions, probably linked to restricted rather than very restricted settings. In the intervals 3 and 4, the specimens of *Chondrodonta joannae* begin colonizing the substrate with their lamellar shells. The succession of several generations of shells of *Chondrodonta joannae* is recorded in the thick build-up of the interval 4 and testifies their builders' activity. This action is again interrupted in the interval 5, in correspondence with the dolomitic limestones of very restricted environment. In the interval 6, several radiolitid species (*Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni*, *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus*, *Sauvagesia sharpei*, and *Durania acuticostata* n. sp.), *Chondrodonta joannae*, and rare specimens of *Neithea fleuriausiana* occur probably in relation to a change from very restricted to restricted environment. Such molluscs take advantage of this situation and begin again colonizing the substrate with specimens of *Chondrodonta joannae* and radiolitid elevators (Pl. 11, fig. 1; sensu Skelton, 1978, 1985). As soon as these forms have prepared a sufficiently coherent substrate, successive radiolitids, i.e. the encrusters (Pl. 11, fig. 2; sensu Skelton, 1978, 1985), appear and settle on the previous shells.

Among the radiolitids, the elevators are more frequent with respect to the encrusters. The elevators are able to aggregate in monospecific clusters mainly consisting of *Radiolites carsicus* n. sp. or *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp. These clusters consist of up to 10 specimens, which present thick, well ornamented, cylindric-conical, straight, more or less equal in size shells, with neighbouring megacycles. This shell morphology corresponds to an increased sedimentation and a decreased bottom energy. Other elevators present an individual development; they are characterized by very flattened ornamentations, such the megacycles in *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., or by conical shapes with broad basis in correspondence with the commissure, as present in *Sauvagesia sharpei*. These ornamentations and shapes represent adaptive strategies to avoid the burial. The encrusters always show an individual development and are represented by small specimens from 29 to 40 mm in size.

The following intervals show a probably local decline of the radiolitid fauna, probably due to an increased bottom energy (limestones of the intervals 7, and 9), with an interbedded period of very restricted conditions (dolomitic limestones of the interval 8).

In conclusion, the molluscs found in the Visogliano sequence are represented by a number of species, which is the highest of all the outcrops hitherto examined within the Zolla Member. Among them, three radiolitid species are described as new (*Praeradiolites acutilamellosus*, *Radiolites carsicus*, and *Durania acuticostata*.

It is also possible to underline the role of both *Chondrodonta joannae* and the elevators in preparing the substrate for the life of successive molluscs and for their builders' activity. In addition, among the radiolitids, it is also possible to consider *Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Sauvagesia sharpei*, which are able to tolerate a continuous shifting from restricted to very restricted environment (interval 1), as pionier species in colonizing the environment. Thus, they can be considered as opportunistic species. Other radiolitids species (*Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni*, *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., and *Durania acuticostata* n. sp.) appear successively and probably indicate stabler environmental conditions with respect to the previous ones. With respect to the tolerance of environmental changes, this can suggest a possible hierarchy of radiolitids from the most tolerant (*Praeradiolites* cf. *P. fleuriausus* and *Sauvagesia sharpei)* to the least tolerant *(Radiolites carsicus* n. sp., *Radiolites peroni*, *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., and *Durania acuticostata)*. This hierarchy will have to be tested and, if verified, enlarged in further studies on rudist communities of the Karst area.

Acknowledgements

We gratefully acknowledge geom. Marino Caffau for finding the fossiliferous area. We also thank Marjan Grm for the photographic job and Dr. Maria Ines Gutierrez and Dr. Simon Pirc for helping with the translation of the text. Research is supported by 40 % and 60 % MURST Programs (1992), directed by G. Longo Salvador and N. Pugliese, respectively, and with the grant of the Ministry for Science and Technology of the Rep. Slovenia and of the Slovene Academy of Sciences and Arts.

References

Alencaster, G. & Pons, J. M. 1992: New observation on the Upper Cretaceous rudist of Chiapas. – Comparison between american and european fauna and taxonomic implications *28*, 327–339, 1 fig., 2 pls., Roma.

Caffau, M. & Pleničar, M. 1991: Rudistid fauna from Turonian deposits of the locality Archi/Moščenice in the surroundings of Duino (Karst of Triest). – Razprave SAZU 4. razreda *32* (8), 259–315, 4 figs., 16 pls., Ljubljana.

Colizza, E., Costa, R., Cucchi, F., Knezaurek, G., Pirini Radrizzani, C., Pugliese, N., Ulcigrai, F. & Zucchi Stolfa, M. L. 1987: The geology of the San Pelagio area (Karst of Trieste, Italy). – Mem. Soc. Geol. It. *40*, 45–51, 6 figs., Trieste.

Cucchi, F., Melis, R., Pallini, M., Pirini Radrizzani, C., Pugliese, N. & Ulcigrai, F. 1986: Il passaggio Cenomaniano-Turoniano nell'area di Monrupino (Carso Triestino). – Quad. Mus. Geol. Paleont. Monfalcone, *num. spec.* 13–24, 11 figs., Monfalcone.

Cucchi, F., Pirini Radrizzani, C. & Pugliese, N. 1987: The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy). – Mem. Soc. Geol. It. *40*, 35–44, 1 fig., 2 tabs., Trieste.

Dhondt, A. V. & Dieni, I. 1993: Non-rudistid bivalves from late Cretaceous rudist limestones of NE Italy (Col dei Schiosi and Lago di S. Croce areas). – Mem. Sc. geol. *45*, 165–241, 18 text-figs., 20 pls., 1 tab., Padova.

Forti, F. & Masoli, M. 1969: Comparazioni cronostratigrafiche delle formazioni carbonatiche del Carso Triestino. – Boll. Bibl. e dei Mus. Civ. e delle Biennali d'arte antica, 1–23, Udine.

Masoli, M. & Ulcigrai, F. 1969: Termini Albiani della serie stratigrafica del Carso Triestini. – St. Trent. Sc. Nat., Sez. A *46*, 65–91, Trento.

Parona, C. F. 1932: Fauna cretacica di Aurisina (Trieste). – Giornale di Geologia, ser. 2, vol. *7*, 405–421, Bologna.

Polšak, A. 1979: Upper Cretaceous beds of the Northwestern part of Outer Dinarides (Lika, Croatian littoral and Istria). – 16th Europ. Micropaleont. Coll., 101–106, Ljubljana.

Schroeder, R. & Neumann, M. 1985: Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranénne. – Geobios, Mém. *7* spécial, 1–161, 68 pls., Lyon.

Sánchez, M. V. 1981: Hippuritidae y Radiolitidae (Bivalvia). – Catalogo de especies. – Univ. aut. Barcelona, pub. de geologia *15*, 1–228, Barcelona.

Skelton, P. W. 1978: The evolution of functional design in rudist (Hippuritacea) and its taxonomic implication. – Phil. Trans. R. Soc. London. *284*a, 305–318, 1 pl., 8 figs., London.

Skelton, P. W. 1985: Preadaptation and evolutionary innovation in rudist bivalves. – Spec. Pap. Paleont. *33*, 159–173, 2 pls., 3 figs., London.

Plate 1 – Tabla 1

1, 2 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Ventral side view of holotype (fig. *1*) and paratype (fig. *2*). The straight and protruding E–S siphonal bands can be seen (× 1). Visogliano. Samples MCV 104 (holotype) and MCV 105 (paratype)
Pogled na ventralno stran holotipa (sl. *1*) in paratipa (sl. *2*). Vidimo ravni in štrleči sifonalni progi E–S(× 1). Vižovlje. Primerka MCV 104 (holotip) in MCV 105 (paratip)

3 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Lateral view (× 1). Visogliano. Sample MCV 111
Pogled od strani (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 111

4 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Ventral side view. The E–S siphonal bands are rounded and protruding (× 1). Visogliano. Sample MCV 112
Ventralna stran. Sifonalni progi E–S sta zaobljeni in štrleči (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 112

1

2

3

4

Plate 2 – Tabla 2

1 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Ventral side view. The rounded E–S siphonal bands can be seen (× 1). Visogliano. Sample MCV 113
Ventralna stran. Vidni sta zaobljeni sifonalni progi E–S (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 113

2 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Protruding and flattened E–S siphonal bands (× 1). Visogliano. Sample MCV 114
Štrleči in sploščeni sifonalni progi E–S (× 1).Vižovlje. Primerek MCV 114

3 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Lateral view. The neighbouring megacycles can be seen (× 1). Visogliano. Sample MCV 107
Pogled od strani. Vidijo se sosednji megacikli na lupini (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 107

1

2

3

Plate 3 – Tabla 3

1, 2 Radiolites carsicus n. sp.
Ventral side view of holotype (fig. *2*) and paratype (fig. *1*). The E–S siphonal bands are seen as rounded and protruding ribs. The interband is traversed by three ribs (× 1). Visogliano. Samples MCV 127 and MCV 128
Ventralna stran holotipa (sl. *2*) in paratipa (sl. *1*). Sifonalni progi E–S sta zaobljeni štrleči rebri. V medsifonalni coni potekajo tri podolžna rebra (× 1). Vižovlje. Primerka MCV 127 in MCV 128

3 Radiolites carsicus n. sp.
Ventral side view (× 1). Visogliano. Sample MCV 131
Ventralna stran (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 131

1
2
3

Plate 4 – Tabla 4

1, 2 Radiolites carsicus n. sp.
Ventral side view of two specimens. The protruding and rounded E–S siphonal bands, and the V – shaped interband can be seen (× 1). Visogliano. Samples MCV 129 and MCV 130
Ventralna stran dveh vzorcev. Vidimo štrleči in zaobljeni sifonalni progi E–S in medsifonalno cono v obliki črke V (× 1). Vižovlje. Primerka MCV 129 in MCV 130

3 Radiolites peroni (Choffat)
Ventral side view. The E–S siphonal bands are flattened and protruding. The interband is traversed by a rib (× 1). Visogliano. Sample MCV 24
Ventralna stran. Sifonalni progi sta sploščeni in štrleči. Na medsifonalni coni je podolžno rebro (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 24

4 Praeradiolites cf. *P. fleuriausus* (d'Orbingny)
Lateral view of foot fold V (× 1). Visogliano. Sample MCV 121
Lateralna stran z nožno gubo V (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 121

1

2

3

4

Plate 5 – Tabla 5

1 Sauvagesia sharpei (Bayle)
Ventral side view (× 1). Visogliano. Sample MCV 21
Ventralna stran (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 21

2 Durania acuticostata n. sp.
Ventral side view. The E and S siphonal areas are wide, flattened and slightly protruding (× 1). Visogliano. Sample MCV 2
Ventralna stran. Sifonalni progi E in S sta široki, sploščeni in rahlo štrleči (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 2

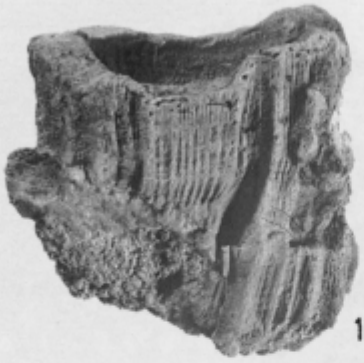
3 Durania acuticostata n. sp.
Lateral view. The ornamentation characterized by strong and triangular costae can be seen (× 1). Visogliano. Sample MCV 5
Lateralna stran. Značilna ornamentacija so močna trikotna rebra (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 5

1
2
3

Plate 6 – Tabla 6

1, 2 Durania acuticostata n. sp.
Holotype. Ventral (fig. *1*) and dorsal view (fig. *2*) of the same specimen. The E–S siphonal areas traversed by thin ribs, and the concave interband with a thin rib (fig. *1*) and longitudinal costae (fig. *2*) can be seen (× 1). Visogliano. Sample MCV 12
Holotip. Ventralna (sl. *1*) in dorzalna (sl. *2*) stran istega primerka. Čez sifonalni progi E–S potekajo tenka rebra, vidimo pa tudi konkavno medsifonalno cono s tenkim rebrom (sl. *1*) in še z več drobnimi rebri (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 12

3 Neithea fleuriausiana (d'Orbigny)
Left valve (× 1). Visogliano. Sample MCV 22b
Leva lupina (× 1). Vižovlje. Primerek MCV 22b



1

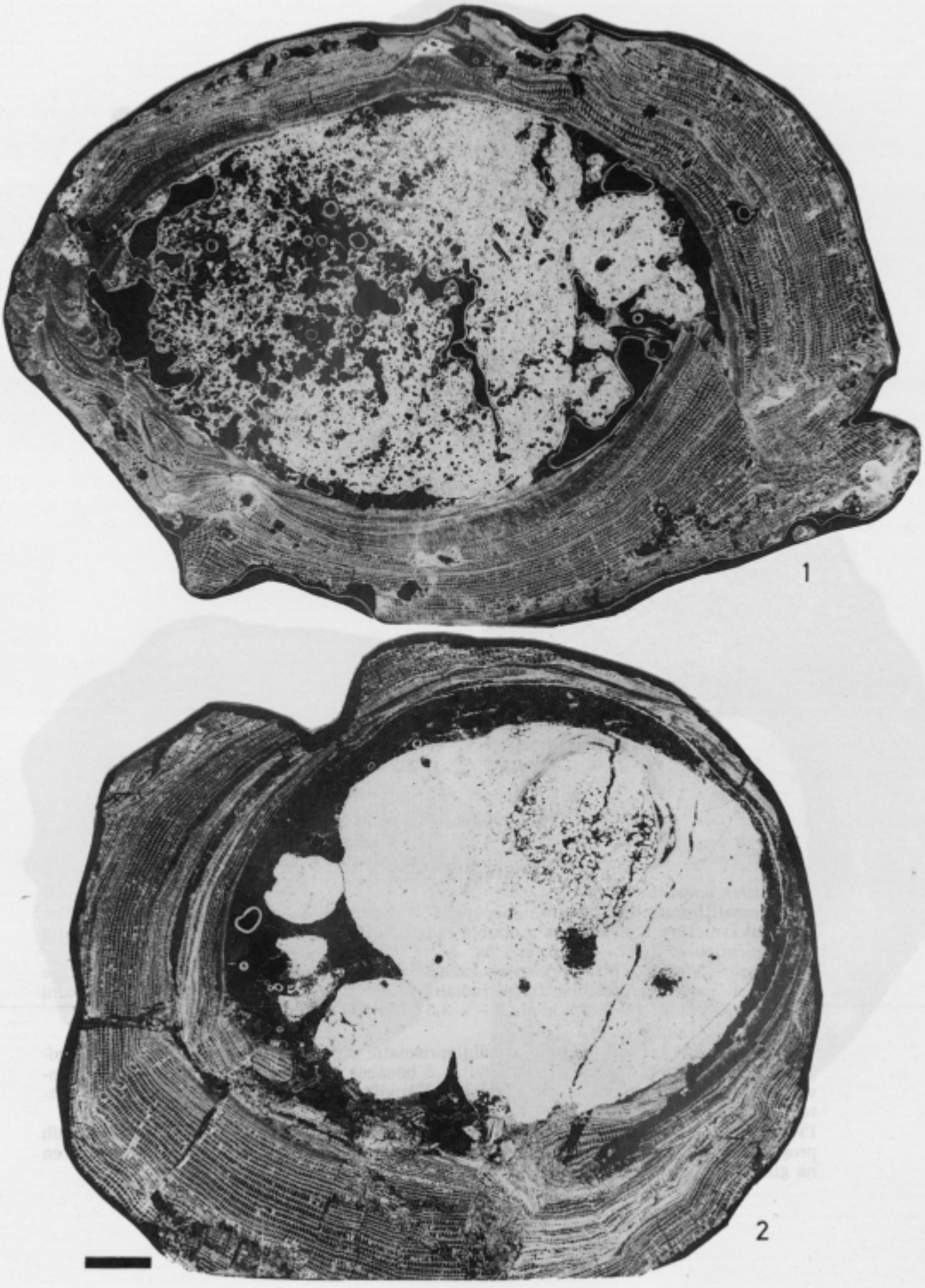
2

3

Plate 7 – Tabla 7

1 Praeradiolites acutilamellosus n. sp.
Transversal thin section showing the celluloprismatic structure. In the siphonal area, the prisms form a syncline-like arrangement. Visogliano. The length of the bar at the bottom of the table corresponds to 10mm
Prečni presek (zbrusek) kaže celuloprizmatično strukturo lupine. V sifonalni coni so prizme razporejene v obliki sinklinale. Vižovlje. Dolžina črtice spodaj ustreza dolžini 10mm

2 Praeradiolites cf. *P. fleuriausus* (d'Orbigny)
Transversal thin section showing the celluloprismatic structure. Visogliano. The length of the bar at the bottom of the table corresponds to 10mm
Prečni presek (zbrusek) kaže celuloprizmatično strukturo lupine. Vižovlje. Dolžina črtice spodaj ustreza dolžini 10mm


1
2

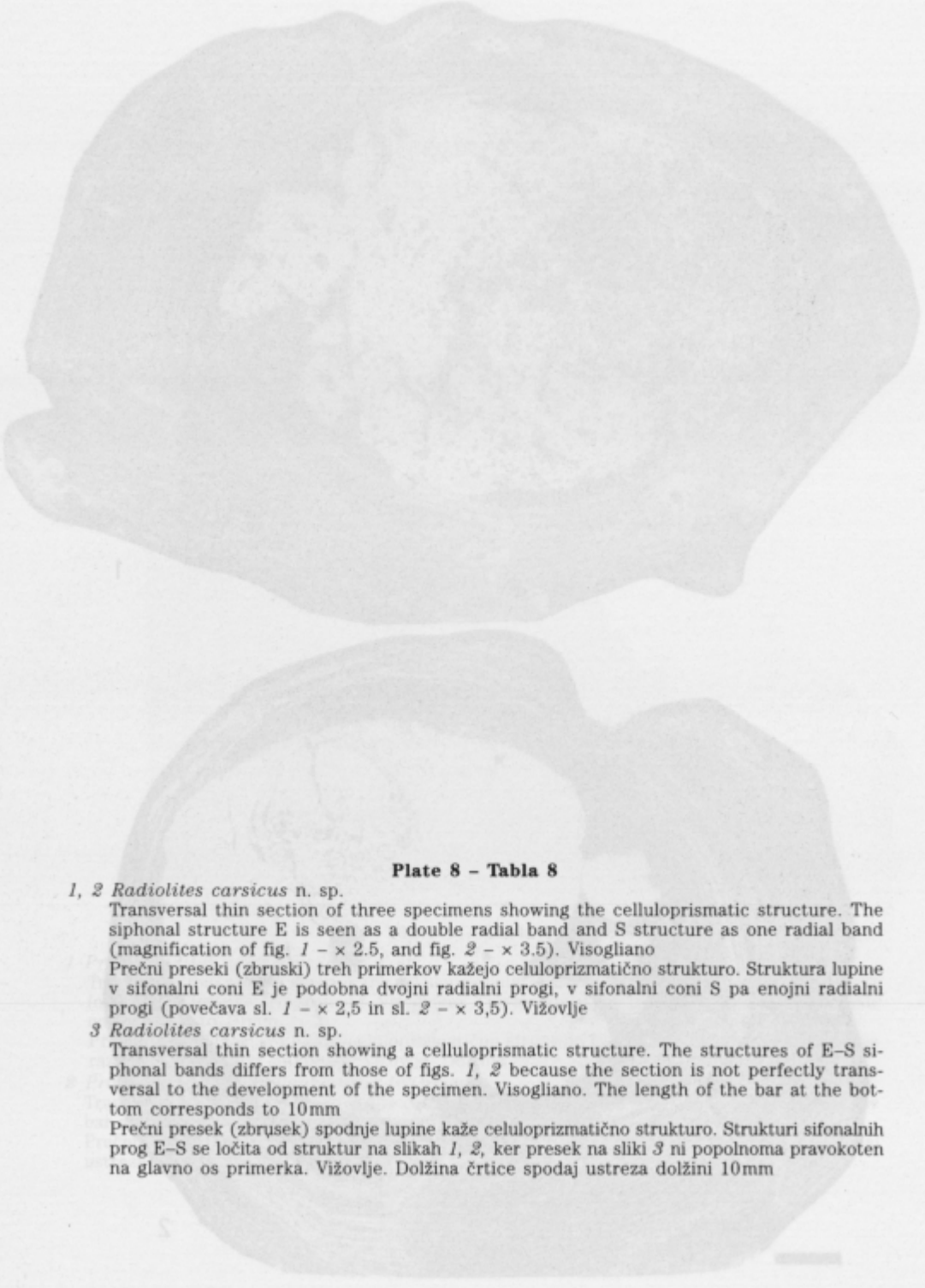


Plate 8 – Tabla 8

1, 2 Radiolites carsicus n. sp.
Transversal thin section of three specimens showing the cellulоprismatic structure. The siphonal structure E is seen as a double radial band and S structure as one radial band (magnification of fig. *1* – × 2.5, and fig. *2* – × 3.5). Visogliano
Prečni preseki (zbruski) treh primerkov kažejo celuloprizmatično strukturo. Struktura lupine v sifonalni coni E je podobna dvojni radialni progi, v sifonalni coni S pa enojni radialni progi (povečava sl. *1* – × 2,5 in sl. *2* – × 3,5). Vižovlje

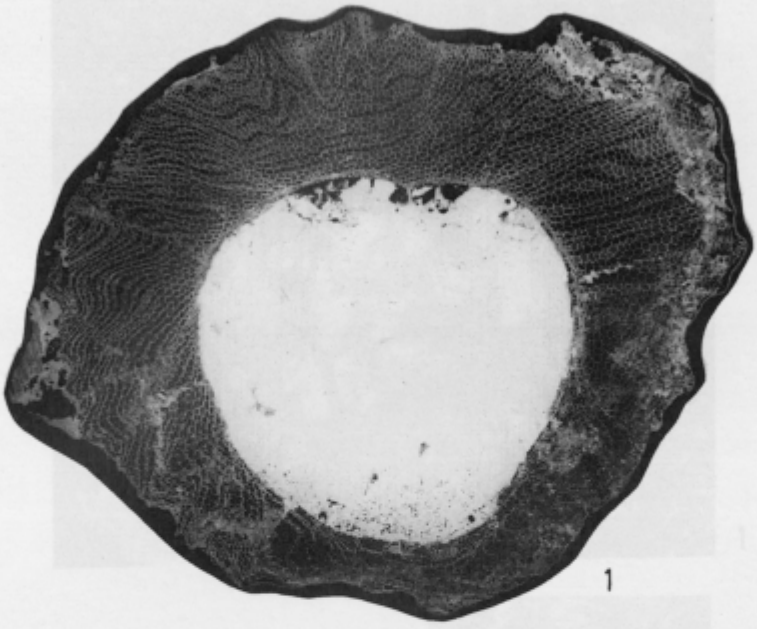
3 Radiolites carsicus n. sp.
Transversal thin section showing a cellulоprismatic structure. The structures of E–S siphonal bands differs from those of figs. *1, 2* because the section is not perfectly transversal to the development of the specimen. Visogliano. The length of the bar at the bottom corresponds to 10mm
Prečni presek (zbrusek) spodnje lupine kaže celuloprizmatično strukturo. Strukturi sifonalnih prog E–S se ločita od struktur na slikah *1, 2*, ker presek na sliki *3* ni popolnoma pravokoten na glavno os primerka. Vižovlje. Dolžina črtice spodaj ustreza dolžini 10mm

1
2
3

Plate 9 – Tabla 9

1 Sauvagesia sharpei (Bayle)
Transversal thin section showing the celluloprismatic structure (× 2). Visogliano
Prečni presek (zbrusek) spodnje lupine kaže celuloprizmatično strukturo (× 2). Vižovlje

2 Durania acuticostata n. sp.
Transversal thin section the lower valve showing the celluloprismatic structure (× 2). Visogliano
Prečni presek (zbrusek) spodnje lupine kaže celuloprizmatično strukturo (× 2). Vižovlje



1

2

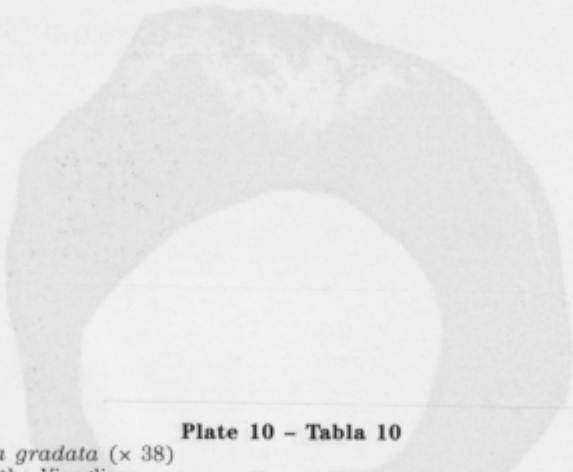


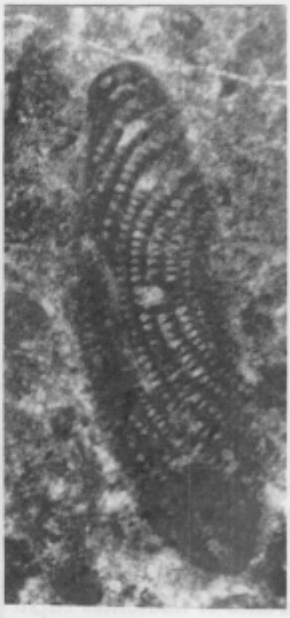
Plate 10 – Tabla 10

1 *Chrysalidina gradata* (× 38)
Interval 6 of the Visogliano sequence
Interval 6 stratigrafskega zaporedja pri Vižovljah

2, 3 Some sections of *Broeckina balcanica* (× 58)
Interval 6 of the Visogliano sequence
Nekaj presekov vrste *Broeckina balcanica* (× 58)
Interval 6 stratigrafskega zaporedja pri Vižovljah

1

2



3

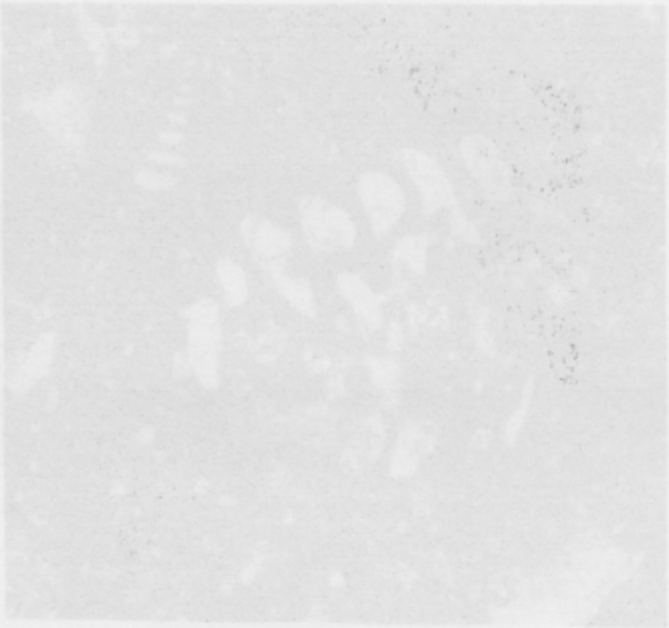


Plate 11 – Tabla 11

1 Monospecific cluster of *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp. consisting of specimens developped as elevators (× 1). Visogliano
Monospecifični skupek rudistov vrste *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp., razvit kot elevator (× 1). Vižovlje

2 Specimens of *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp. (signet by the arrow) encrusted on the shell of a shell of *Radiolites carsicus* n. sp. (× 1). Visogliano
Primerki vrste *Praeradiolites acutilamellosus* n. sp. (označeni s puščico), prirasli (inkrustirani) na lupini vrste *Radiolites carsicus* n. sp. (× 1). Vižovlje

1

2

GEOLOGIJA *37*, *38*, 123–140 (1994/95), Ljubljana

Preliminary biometrical analysis on three similar hippuritid species

Mauro Caffau
Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine, Università degli Studi di Trieste,
Via Eduardo Weiss 2 CAP 34127 Trieste

Mario Pleničar
Katedra za geologijo in paleontologijo NTF
Univerza v Ljubljani
Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

Abstract

The hippuritids species *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss, 1840), *Hippuritella nabresinensis* (Futterer, 1893) and *Hippuritella heritschi* (Kühn, 1947) were studied through biometrical analysis. For this purpose, the areas of three morphological characters which are related by their biological functions (as described by Realy, 1992) were measured on transversal sections of lower valves. These morphometrical values are: a) shell area *(Sa)*, b) inner area *(Ia)* and c) pillars area *(Pl–P2a)*. This analysis highlighted a morphological similarity between *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi*, meanwhile the morphometric values for *Hl. lapeirousei* showed to be different.

Introduction

The hippuritid species *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss, 1840), *Hippuritella nabresinensis* (Futterer, 1893) and *Hippuritella heritschi* (Kühn, 1947) are very similar from the morphological point of view. In fact, this topic was discussed in literature by different authors.

Douvillé (1891–97) observed a clear similarity between *Hl. lapeirousei* and *Hl. nabresinensis* and, later, Parona (1900) and Toucas (1903–1904) considered *Hl. nabresinensis* as a synonim of *Hl. lapeirousei*. However several authors observed a wide variability in the ornamentation of these species. Toucas (1903–1904) noted it analysing the lower valve of *Hl. lapeirousei*. Successively, Pleničar (1975, 1994) and Vicens (1992) observed this variability between *Hl. nabresinensis* and *Hl. lapeirousei*. Afterwards, Sladić-Trifunović (1972, 1978) and Laviano (1985) discussed the problem about the great similarity among the three species.

Thus, their similarity focuses on a still unsolved taxonomical problem. The aim of this paper is to discuss about this taxonomical problem through morphometric analysis carried out on specimens belonging to the three species.

Material

Part of the morphometrical measures was obtained analysing the specimens of *Hl. Lapeirousei, Hl. Nabresinensis* and *Hl. heritschi* described in literature, including the holotypes of the three species (tables 1, 2, 3). Moreover, 300 lower valves of *Hl. nabresinensis* coming from the area of the holotype (Aurisina/Nabrežina – Karst of Triest) have been analyzed (table 4). Forty-eight of them were selected in that they revealed an excellent state of conservation. Fifteen valves of *Hl. heritschi* coming from Stranice and Senožeče (Slovenia) have been analysed and measured. These samples show similar morphological characters with respect to those of the holotype described by Kühn (1947).

Unfortunately it was no possible to carry out similar analysis with specimens of *Hl. lapeirousei*, because in the area of the Karst of Trieste (Italy) and Triest–Komen plain (Slovenia) this species is represented by scarce and bad-preserved specimens.

The studied valves of *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* are deposited in the collection of the "Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Trieste", and in the collection of the "Katedra za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani", respectively, meanwhile those coming from Senožeče (Slovenia) have been kindly lent by doctor Bogdan Jurkovšek from his private collection.

The systematics and taxonomic aspects of the three species are shortly discussed below.

Palaeontological description

Familia Hippuritidae Gray, 1848
Genus *Hippuritella* Douvillé, 1908
Hippuritella lapeirousei (Goldfuss, 1840)

1891–97 *Hippurites lapeirousei* var. *crassa* Goldfuss – Douvillé, 222, pl. 24, fig. 10.
1900 *Hippurites lapeirousei* Goldfuss – Parona, 11, pl. 1, figs. 1–3.
1912 *Orbignya lapeirousei* var. *crassa* Goldfuss – Schubert, 62.
1975 *Hippurites (Orbignya) lapeirousei* Goldfuss – Pleničar, 87, pl. 1, fig. 10.
1981 *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss) – Sánchez 10, cum syn.
1992 *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss) – Vicens, 123.
1994 *Hippuritella lapeirousei* (Goldfuss) – Pleničar, 50, pl. 2, figs 9–10.

Taxonomical remarks: According to Douvillé (1891–97), *Hl. lapeirousei* is characterized by a cylindrical or cylindric–conical lower valve ornamented by longitudinal costae of variable wideness, which are separated by concave rounded canals. The distance between the costae varies among specimens coming from different geografical areas. The upper valve is covered by polygonal pores, which are arranged into regular and radial rows on the border of the valve.

The inner characters are the ligamental ridge, absent or hardly marked by a small inflexion in the outer layer of the shell, and the rounded pillars, which are slightly different between them. The cardinal apparatus is situated near the dorsal margin of the lower valve. The tooth *N* is X-shaped. The narrow and elongated alveolus of

the anterior tooth is situated along the dorsal margin, while that of the posterior one is small and rounded. The miophore cavities are well developed.

Douvillé (1895) observed that "les caractéres de l'ornamentation extérieure, quoique d'une importance beaucoup moindre, peuvent être aussi d'une certain utilité pour distinguer ces espèces."

Douvillé (1895) defined the group of *Hippuritella variabilis* Munier-Chalmas, 1867 in which he included the following species: *Hippuritella maestrei* Vidal, 1878, *Hippuritella variabilis* and *Hippuritella lapeirousei*.

Sladić-Trifunović (1978) observed that the holotype of *Hl. lapeirousei* is characterized by a conical valve, while the holotype of *Hl. nabresinensis* is cylindrical.

Distribution: This species has been found in the Upper Campanian-Lower Maastrichtian in Spain in the areas of Montsec and Valencia, in Italy in the zones of Matese Mt. And Maiella Mt. (Pons & Sirna, 1992) and at Stranice in the Maastrichtian (Slovenia) (Pleničar, 1994).

The transversal sections of the lower valves of the individuals of the species *Hippuritella lapeirousei* are presented on the plate 1, the morphometrical measures of the same individuals on the table 1.

Hippuritella nabresinensis (Futterer, 1893)

1926 *Hippurites (Orbignya) lapeirousei* Goldfuss – Parona, 349.
1969 *Hippurites nabresinensis acuticostatus* Lupu – Lupu, 210, pl. 1.
1975 *H. (Orbignya) nabresinensis* Futterer – Pleničar, 107, pl. 1, fig. 2., textfig. 3.
1981 *H. nabresinensis* Futterer – Sánchez, 20, cum syn.
1982 *H. nabresinensis* Futterer – Czabalay, 80, pl. 10, fig. 5.
1982 *H. nabresinensis* Futterer – Accordi et al., 770, pl. 7, figs. 8, 10.
1985 *H. nabresinensis* Futterer – Laviano, 325, pl. 7, figs. 2, 4.
1992 *H. nabresinensis* Futterer – Peza, 294, pl. 1, fig. 3.

Table 1. Morphometrical measures of samples of *Hl. lapeirousei* described in literature

N	SPECIMENS	*Sa*	*Ia*	*P1–P2a*
1	Douvillé, 1893, tab. 24, fig. 10	340	419	16
2	Toucas, 1903, p.53, fig. 83	140	207	8
3	Toucas, 1903, p.53, fig. 84	122	137	8
4	Pleničar, 1975, p.7, fig. 2	194	182	11
5	Parona, 1900, tab. 1, fig. 2	426	510	30
6	Goldfuss, 1840, tab. 165, fig. 5c	52	95	4
7	Czabalay, 1982, tab. 24, fig. 1	287	349	21
8	Pons, 1977, tab. 25, fig. 1	21	38	2
9	Pons, 1977, tab. 25, fig. 2	97	145	7
10	Pons, 1977, tab. 17, fig. 1	390	754	36
11	Pleničar, 1994, tab. 2, fig. 6	351	574	22
12	Vicens, 1992, tab. 1, fig. 17	239	336	13
13	Vicens, 1992, tab. 1, fig. 19	87	133	7
14	Vicens, 1992, tab. 1, fig. 20	226	371	17

Sa Shell area; *Ia* Inner area; *P1–P2a* Pillars area. The area's values are expressed in mm^2

Taxonomical remarks: Futterer (1893) in the description of the *Hl. nabresinensis* focused his attention specially on the external characters of this species. He described the cylindrical lower valve with a length of 270mm and a diameter of 30 to 40mm. The shell is crossed by about 21 longitudinal and rounded costae, which are from 2 to 5mm wide. The pillar *P1* is rounded and its base is wider than that of the pillars *P2*. Accordi et al. (1982) observed that the shell is crossed by rounded costae which include narrow canals. These canals are also crossed by thin ribs. The external shell presents weak concavities in correspondence to the pillars. The presence of a ligamental ridge is not mentioned by Futterer (1893) in his description of the holotype. This character is confirmed by personal observations on 300 lower valves of this species coming from the type locality Aurisina/Nabrežina.

The Futterer's description (1893) receives two years later the first objection from Douvillé (1895), who placed *Hl. nabresinensis* as a synonym of *Hippurites lapeirousei* var. *crassa* because these characters were not enough to create a new species. Parona (1900) also observed the great similarity between *Hl. nabresinensis* and *Hl. lapeirousei* and the same author placed *Hl. nabresinensis* as a synonym of *Hl. lapeirousei* in 1926 confirming the previous observations of Douvillé (1895). Also Schubert (1912) placed *Hl. nabresinensis* as synonym of *Hl. lapeirousei* var. *crassa*.

Kühn (1947) described a new species *Hl. heritschi*. Later, other authors discussed about the similarity between these species: Sladić-Trifunović (1972, 1978) analysed the taxonomical problem and Laviano (1985) summarized the observations about the differences between the three species, according to the previous authors (Lupu, 1976; Sladić-Trifunović, 1972, 1978; Accordi et al., 1982).

Distribution: the holotype described by Futterer (1893) has been found in the type locality Aurisina/Nabrežina (Karst of Trieste) in the limestones of the Santonian–Campanian (Cucchi et al., 1987).

The transversal sections of the lower valves of the individuals of the species *Hippuritella nabresinensis* are presented on the plates 2, 3a and 3b, the morphometrical measures of the same individuals on the tables 2 and 3.

Table 2. Morphometrical measures of samples of *Hl. nabresinensis* described in literature

N	SPECIMENS	*Sa*	*Ia*	*P1–P2a*
1	Accordi et al., 1982, tab. 4, fig. 10	135	113	11
2	Accordi et al., 1982, tab. 4, fig. 10	180	177	14
3	Futterer, 1893, tab. 22, fig. 3a	235	608	37
4	Polšak, 1979, tab. 10, fig. 7	775	766	43
5	Polšak, 1979, tab. 10, fig. 7	779	947	56
6	Laviano, 1985, tab. 7, fig. 4	203	209	20
7	Czabalay, 1982, tab. 10, fig. 5	134	144	12
8	Sladić-Trifunović, 1972, tab. 12, fig. 1b	284	361	21
9	Sladić-Trifunović, 1972, tab. 12, fig. 2b	174	168	13
10	Accordi et al., 1990, tab. 1, fig. 5	884	877	90

Sa Shell area; *Ia* Inner area; *P1–P2a* Pillars area. The area's values are expressed in mm^2

Table 3. Morphometrical measures of samples of *Hl. nabresinensis* coming from to Aurisina/Nabrežina (Karst of Trieste)

N	*Sa*	*Ia*	*P1–P2a*
1	63	57	4
2	485	365	29
3	25	34	2.5
4	26	38	2.5
5	545	468	36
6	491	381	31
7	184	190	7
8	229	244	20
9	320	292	15
10	65	86	5
11	51	76	2
12	895	905	72
13	414	340	24
14	89	104	3
15	574	591	54
16	526	770	33
17	81	267	19
18	510	448	40
19	957	926	72
20	268	174	15
21	121	240	6
22	175	283	14
23	357	401	36
24	124	81	11

N	*Sa*	*Ia*	*P1–P2a*
25	1029	1524	63
26	275	296	17
27	2405	1729	137
28	589	531	34
29	502	584	51
30	285	330	22
31	283	231	16
32	515	533	39
33	485	628	38
34	98	70	4
35	159	191	13
36	454	561	36
37	47	52	3
38	259	244	16
39	456	536	29.5
40	239	394	25
41	152	114	5.5
42	64	84	4
43	50	37	3.5
44	85	77	4
45	103	62	6
46	178	210	20
47	71	93	7
48	108	121	9

Sa Shell area; *Ia* Inner area; *P1–P2a* Pillars area. The area's values are expressed in mm^2

Hippuritella heritschi (Kühn, 1947)

1908 *Hippurites colliciatus* Woodward – Schmidt, 238.
1934 *Hippurites (Orbignya) lapeirousei* Goldfuss – Milovanović, 223, fig. 18.
1951 H. *(Orb.) nabresinensis* Futterer – Pejović, 94, pl. 1, fig. 2; pl. 2, fig. 2; pl. 3, fig. 2.
1960 *H. heritschi* Kühn – Kühn, 48.
1962 *H. heritschi* Kühn – Kaumanns, 305, pl. 2, fig. 4; text. fig. 6.
1970 *H. heritschi* Kühn – Pamouktchiev, 48.
1978 *H. heritschi* Kühn – Sladić-Trifunović, 422, pl. 1–8, text. fig. 1, 2.
1979 *Hippuritella heritschi* (Kühn) – Pamouktchiev, 220, pl. 7, figs. 1–3.
1982 *Hippurites heritschi* Kühn – Czabalay, 79, pl. 13, fig. 14; pl. 18, fig. 1.
1992 *Hippurites heritschi* Kühn – Caffau et al., Pl. 1, fig. 1.
1994 *Hippuritella heritschi* (Kühn) – Pleničar, 51, pl. 2, fig. 7; pl. 3, fig. 1, 2.

Taxonomical remarks: the conical lower valve is crossed by longitudinal costae, separated by rounded canals. In some specimens the shell is very thick and can be as large as 27mm, as described by Sladić-Trifunović (1978). The pillars are

triangular with approximately the same dimensions. The upper valve, which was described for the first time by Sladić-Trifunović (1978), is covered by polygonal pores and radially crossed by canals. The ligamental ridge is absent. Sladić-Trifunović (1978) analysed the taxonomical problem concerning the similarity of this species with the *Hl. lapeirousei* and *Hl. nabresinensis*. He also observed that in all stages of the ontogenetical development, the shell of *Hl. heritschi* is always thick. In our opinion, such character is also present in *Hl. nabresinensis*. According to Pejović and Kühn (1960), Laviano (1985) considered the shape and dimension of the shell and pillars as distinctive characters between *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi*.

Table 4. Morphometrical measures of samples of *Hl. heritschi* described in literature

N	SPECIMENS	*Sa*	*Ia*	*P1–P2a*
1	Laviano, 1985, tab. 9, fig. 1	1873	1550	101
2	Caffau et al., 1992, tab. 1, fig. 1	966	657	56
3	Accordi et al., 1987, tab. 2, fig. 6	1595	1689	127
4	Pejović, 1951, tab. 3, fig. 2	2706	2099	168
5	Pejović, 1951, tab. 1, fig. 2	1863	1039	97
6	Sladić-Trifunović, 1978, tab. 1, fig. 2	1790	1880	62
7	Sladić-Trifunović, 1978, tab. 4, fig. 3	1299	1124	63
8	Sladić-Trifunović, 1978, tab. 6, fig. 3	557	380	31
9	Sladič-Trifunović, 1978, tab. 6, fig. 2	978	820	64
10	Sladić-Trifunović, 1978, fig. 1	1061	631	54
11	Pleničar, 1994, tab. 3, fig. 1	2214	2115	143

Sa Shell area; *Ia* Inner area; *P1–P2a* Pillars area. The area's values are expressed in mm²

Table 5. Morphometrical measures of samples of *Hl. heritschi* from Stranice (samples 1–2) and from Senožeče (samples 3–15), Slovenia

N	*Sa*	*Ia*	*P1–P2a*
1	747	687	37
2	572	483	43
3	575	549	46
4	121	88	12
5	419	375	30
6	462	378	38
7	213	149	14
8	559	482	42
9	415	397	20
10	427	384	25
11	251	201	16
12	110	114	8
13	945	1088	74
14	568	463	51
15	755	381	45

Sa Shell area; *Ia* Inner area; *P1–P2a* Pillars area. The area's values are expressed in mm²

Disribution: *Hl. heritschi* was found in Maastrichtian in Katschberg, near the St. Bartholomä in Austria (Sladić-Trifunović, 1978). Furthermore, in the Upper Campanian–Lower Maastrichtian in the zone of Valencia in Spain, in Italy in the Apennines in the zone of Maiella Mt. and Matese Mt. and in Sicilia (Pachino) (Pons & Sirna, 1992).

The transversal sections of the lower valves of the individuals of the species *Hippuritella heritschi* are presented on the plates 4 and 5, the morphometrical measures of the same individuals on the tables 4 and 5.

Biometrical analysis

We recall that the examined material for this study included: a) specimens which are already described in literature and b) specimens coming from different outcrops (tab. 3a, 3b, 5; pl. 3, 5).

In the first case, the morphometrical values were obtained from published illustrations (tab. 1, 2, 4; pl. 1, 2, 4). In the latter case, the lower valves were cut and their transversal sections were subjected to morphometric measurements. Some characters, which are related by their biological functions (Reali, 1992) were selected for this biometrical study and their areas were measured as shown in Fig 1a. These morphometrical values are: a) the surface mantle or shell area (*Sa*) responsible for the incoming water flux and the entrance of nutrients in the internal cavity; b) the area of the internal cavity *(Ia)* which contains the organic tissues where assimilation of nutrients takes place; c) the surface of pillars *(P1–P2a),* related to the expulsion of metabolic residues. Taking into acount that pillars and mantle thickness are in close biological relationship with the internal cavity (Skelton, 1976), *P1–P2a* and *Sa* values were plotted against *Ia*.

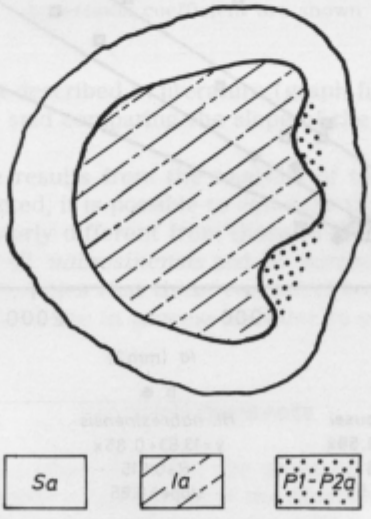


Fig. 1a. Transversal section of a lower valve where the measured areas are indicated

In all the graphs, the regression lines corresponding to *Hl. lapeirousei*, *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* were indicated as a, b, and c, respectively.

Results and final consideration

In all the cases, the regression lines of *Sa* versus *Ia* and *P1–P2a* versus *Ia* (figs. 1–4) have a dispersion coefficient (*r* squared = *R*) close to the unit.

This values indicates a very good correlation between these morphological characters, also including specimens coming from different geographical areas. In detail, in graph fig. 1 the slope of the regression lines for the species *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* are 0.85 and 0.91 respectively while for *Hl. lapeirousei* is 0.59. In graph fig. 2, the regression lines for *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* have a slope of 0.059 and 0.057 respectively while for *Hl. lapeirousei* is 0.046. Comparing these values (graphs figs. 1 and 2) it can be seen that the slope of the regression line for the species *Hl. lapeirousei* differs from the other two, which are very similar between them.

The same values for the collected samples of the species *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* (graph fig. 3: slope values of 1.03 and 0.87 respectively) are very similar

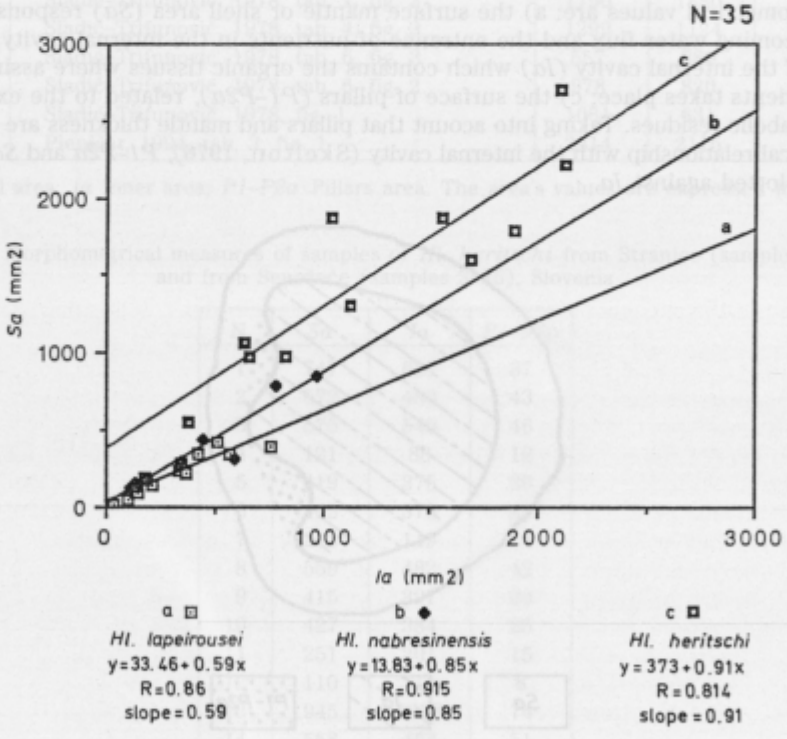


Fig. 1. Shell area *(Sa)* versus inner area *(Ia)* of samples of the three described in literature (see data on tables 1, 2, 4). Regression values and disperssion coefficient are shown

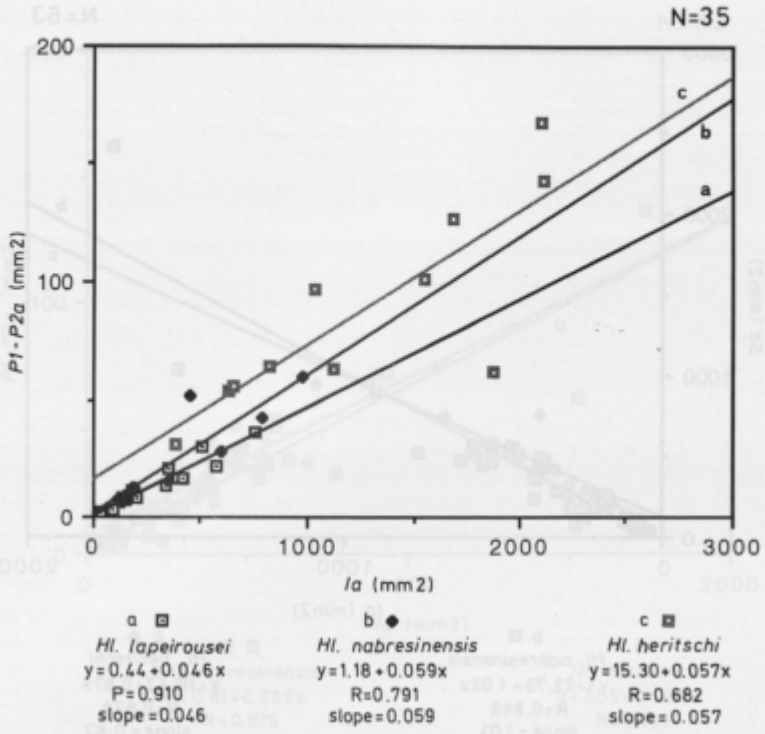


Fig. 2. Pillars area *(P1–P2a)* versus inner area *(Ia)* of samples of the three described in literature (see data on tables 1, 2, 4). Regression values and disperssion coefficient are shown

to those of the specimens described in literature (graph fig. 1: 0.85 and 0.91 respectively). The same can be said comparing the slope of the regression lines in graphs figs. 4 and 2.

Thus, combining the results from the analysis of the specimens described in literature and those collected, it is possible to conclude that the biological characters of *Hl. lapeirousei* are clearly different from those of the other two species. On the contrary, the characters of *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* are very similar between them. This fact leads to the idea that these two species could be the same. In fact, new morphometrical analysis are in process in order to confirm this hypothesis.

Acknowledgements

This works has been carried out with the grant of the Chair for Geology and Paleontology of the University in Ljubljana, of the Slovene Academy of Sciences and Arts and of Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Trieste. We are particulary indebted to Dr. Bogdan Jurkovšek, who kindly lent us some rudist samples from his collection and to Dr. María Inés Gutiérrez of I.C.G.B. for translation into English.

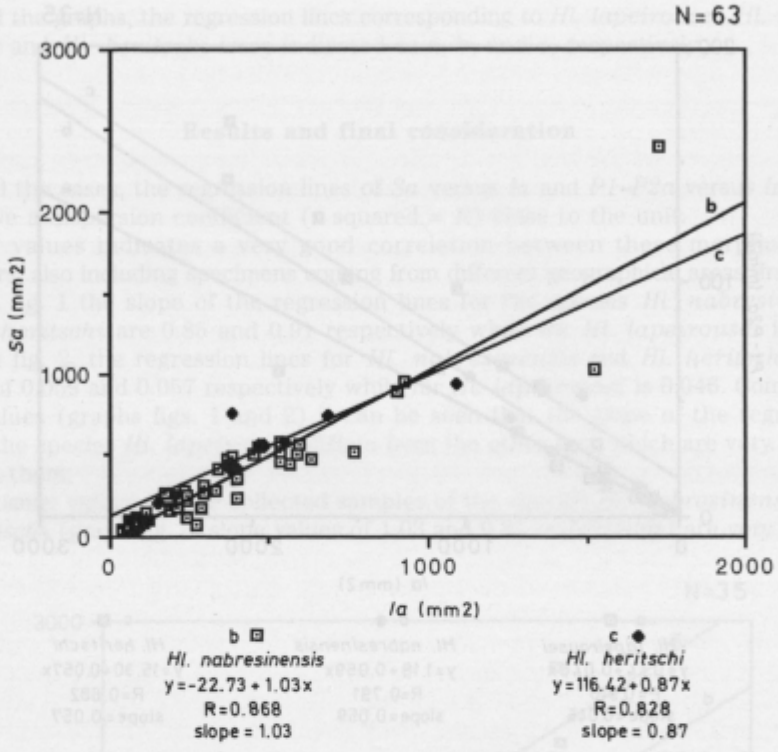


Fig. 3. Shell area *(Sa)* versus inner area *(Ia)* of samples of *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* recently found in outcrops (see data on tables 3, 5). Regres-sion values and disperssion coefficient are shown

We are very grateful to Prof. Nevio Pugliese of Università di Trieste for his useful suggestions and for reading critically the manunscript.

Warmest thanks are extended to all.

References

Accordi, G., Carbone, F. & Sirna, G. 1982: Relationship among tectonic setting, substratum and benthonic communities in the Upper Cretaceous of northeastern Matese (Molise, Italy). – Geologia Rom., *21*, 775–793, 16 figs., 5 pls., Roma.

Accordi, G., Carbone, F. & Sirna, G. 1987: Some affinities between the Ionian Islands and the Apulian Upper Cretaceous Rudist facies. – Mem. Soc. Geol. It., *40*, 163–173, 1 tab., 4 pls., Roma.

Accordi, G., Carbone, F., Cestari, R., Reali, S. & Sirna, G. 1990: Cretaceous rudist colonization in North-Eastern Matese. – In: Rudist Communities and Substratum in the Matese Mounts, Molise, Italy, 2nd International Conference on Rudists, Rome–Bari Oct. 1990, 19–30, 6 pls., Roma.

Caffau, M., Pirini-Radrizzani, C., Pleničar, M. & Pugliese, N. 1992: Rudist fauna and microfossils of the late Senonian (Monte Grisa area, Karst of Trieste, Italy). – Geologia Rom., *28*, 1 fig., 1 tab., Roma.

Czabalay, L. 1982: La Fauna des rudistes des environs de Sumes (Hongrie). Geol. Hung., ser. Paleont., *41*, Budapest.

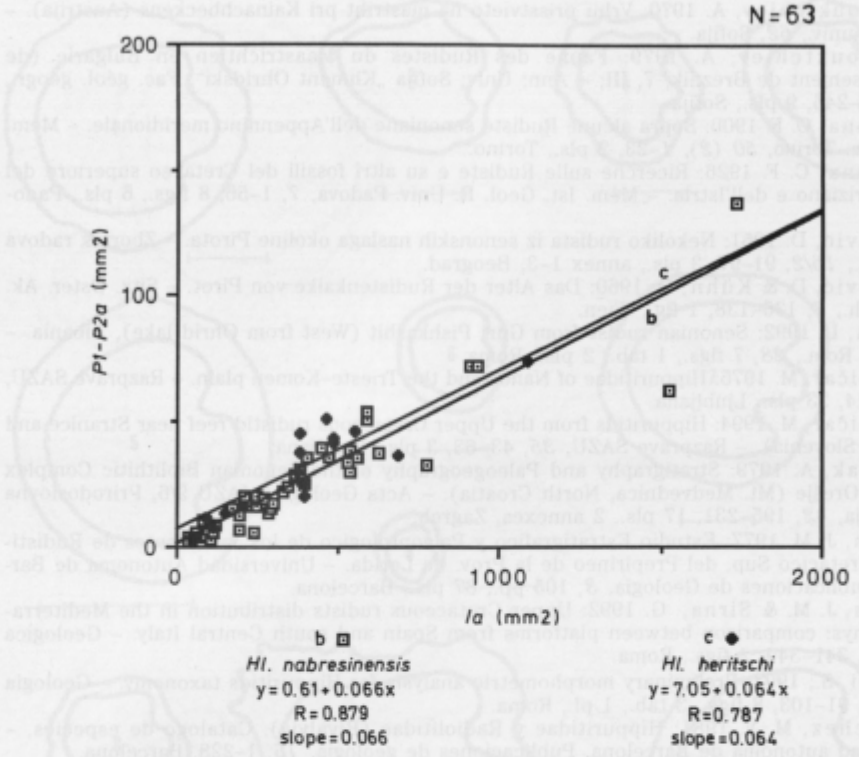


Fig. 4. Pillars area *(P1–P2a)* versus inner area *(Ia)* of samples of *Hl. nabresinensis* and *Hl. heritschi* recently found in outcrops (see data on tables 3, 5). Regression values and disperssion coefficient are shown

Cucchi, F., Pirini-Radrizzani, C. & Pugliese, N. 1987: The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy). – Mem. Soc. Geol. It., *40*, 35–44, 1 fig., 2 tab., Roma.

Douvillé, H. 1891–97: Études sur les Rudistes. Révision des principales espéces d'Hippurites. – Mém. Soc. Géol. France, Pal. *1–6*, Mém., *6*, 1–230, 34 pls., Paris.

Futterer, C. 1893: Über Hippuriten von Nabresina. – Zeitsch. D. g. G., *45*, 477–488. Berlin.

Goldfuss, A. 1840: Petrefacta Germaniae – 2. Theil, Divisio quarta, Düsseldorf.

Kaumanns, M. 1962: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten des Kainachbeckens. – Sitzungsberg. Österr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, *171/8–10*, 289–314, 8 figs., pls. Wien.

Kühn, O., 1947: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitz. Österr. Ak. Wiss. Math., *156*, 181–200, Wien.

Kühn, O., 1960: Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten, *70*, (150), I, 47–50, Klagenfurt.

Laviano, A. 1985: Paleontological description on some Rudists from the Upper Cretaceous of Ostuni (BR-Italy). – Riv. It. Pal. Strat., *91 (3)*, 321–356, 1 fig., 10 pls., Milano.

Lupu, D. 1969: Fauna de rudisti senoniani de la Remeti (Apuseni de Nord). Studii cerc. geol. geof. geogr., Ser. geologie, *14*, *1*, 205–224, 2 pls., 171 figs. Bucarest.

Lupu, D. 1976: Contribution à l'étude des Rudistes sénoniens des Monts Apuseni. – Mem. Inst. Géoph., *24*, 83–151, 1 pl., 3 figs. Bucarest.

Milovanović, B. 1934: Rudistes de la Yougoslavie. 1. Serbie orientale, occidentale et Ancienne Raška. – Ann. Géol. Péninsule Balcanique, *12*, *1*, 178–254, Beograd.

Pamouktchiev, A. 1970: Vrhu prisstvieto na mastriht pri Kainachbeckens (Austrija). – God. Sof. univ., *62*, Sofija.

Pamouktchiev, A. 1979: Faune des Rudistes du Maastrichtien en Bulgarie (de l'arrondissement de Breznik, 7, III; – Ann; Univ; Sofija „Kliment Ohridski", Fac. géol. géogr., *73/1*, 213–246, 9 pls., Sofija.

Parona, C. F. 1900: Sopra alcune Rudiste senoniane dell'Appennino meridionale. – Mem. R. Acc. Sc. Torino, *50* (*2*), *1*–23, 2 pls., Torino.

Parona, C. F. 1926: Ricerche sulle Rudiste e su altri fossili del Cretaceo superiore del Carso Goriziano e dell'Istria. – Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, *7*, 1–56, 8 figs., 6 pls., Padova.

Pejović, D. 1951: Nekoliko rudista iz senonskih naslaga okoline Pirota. – Zbornik radova Geol. Inst., *16/2*, 91–97, 3 pls., annex 1–3, Beograd.

Pejović, D. & Kühn, O. 1960: Das Alter der Rudistenkalke von Pirot. – Sitz. Öster. Ak. Wiss. Math., *7*, 136–138, 1 fig., Wien.

Peza, L. 1992: Senonian rudist from Guri Pishkashit (West from Ohrid lake), Albania. – Geologica Rom., *28*, 7 figs., 1 tab., 2 pls., Roma.

Pleničar, M. 1975: Hippuritidae of Nanos and the Trieste–Komen plain. – Razprave SAZU, *18*, 85–114, 23 pls., Ljubljana.

Pleničar, M. 1994: Hippuritids from the Upper Cretaceous rudistid reef near Stranice and Lipa (NE Slovenia). – Razprave SAZU, *35*, 43–63, 3 pls., Ljubljana.

Polšak, A. 1979: Stratigraphy and Paleogeography of the Senonian Biolithitic Complex at Donje Orešje (Mt. Medvednica, North Croatia). – Acta Geologica JAZU 9/6, Prirodoslovna istraživanja, *42*, 195–231, 17 pls., 2 annexes, Zagreb.

Pons, J. M. 1977: Estudio Estratigrafico y Paleontologico de los Yacimientes de Rudistidos del Cretacico Sup. del Prepirineo de la Prov. de Lerida. – Universidad Autonoma de Barcelona, Publicaciones de Geologia, *3*, 105 pp., 87 pls., Barcelona.

Pons, J. M. & Sirna, G. 1992: Upper Cretaceous rudists distribution in the Mediterranean Tethys: comparison between platforms from Spain and south Central Italy. – Geologica Rom., *28*, 341–349, 2 figs., Roma.

Reali, S., 1992: Preliminary morphometric analysis for Hippuritids taxonomy. – Geologia Rom., *28*, 91–103, 8 figs., 3 tab., 1 pl., Roma.

Sánchez, M. V. 1981: Hippuritidae y Radiolitidae (Bivalvia). Catalogo de especies. – Universidad autonoma de Barcelona. Publicaciones de geologia, *15*, 1–228, Barcelona.

Schmidt, W. 1908: Die Kreidebildungen der Kainach. – Jb. geol, R. A., *58*, 223–246, Wien.

Schubert, R. 1912: Geologischer Führer durch die Nördliche Adria. – Sammlung geol. Führer, *17*, 1–213, Berlin.

Skelton, P. W. 1976: Functional morphology of the Hippuritidae. – Lethaia, *9*, 83–100, Oslo.

Sladić-Trifunović, M. 1972: Senonian limestones with Orbitoides and rudist from Kozluk (North–eastern Bosnia). – Ann. Géol. Pénin. Balk., *37*, 11–150, 8, pls. Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1978: *Hippurites heritschi* and the Maastrichtian rudist horizonts in the Senonian sediments at St. Bartholomä (Kainachbecken, Austria). – Ann. Géol. Pénin. Balk., *42*, 421–445, 7 pls., 8 figs., Beograd.

Toucas, A. 1903–1904: Études sur la clasification et évolution des Hippurites. Mém. Soc. Géol. France, *30*, 65–128, 17 pls., Paris.

Vicens, E. 1992: Intraspecific variability in Hippuritidae in the Southern Pyrenees, Spain: taxonomic implication. – Geologica Rom., *28*, 119–161, 13 figs., 13 tab., 8 pls., Roma.

Vidal, L. M. 1878: Note acerca del sistema Cretaceo de los Pireneos de Cataluña. – Boletin Com. ejecutiva del mapa geol. de España, *4*, 257–372, 1–11 textfigs., 7 pls., Madrid.

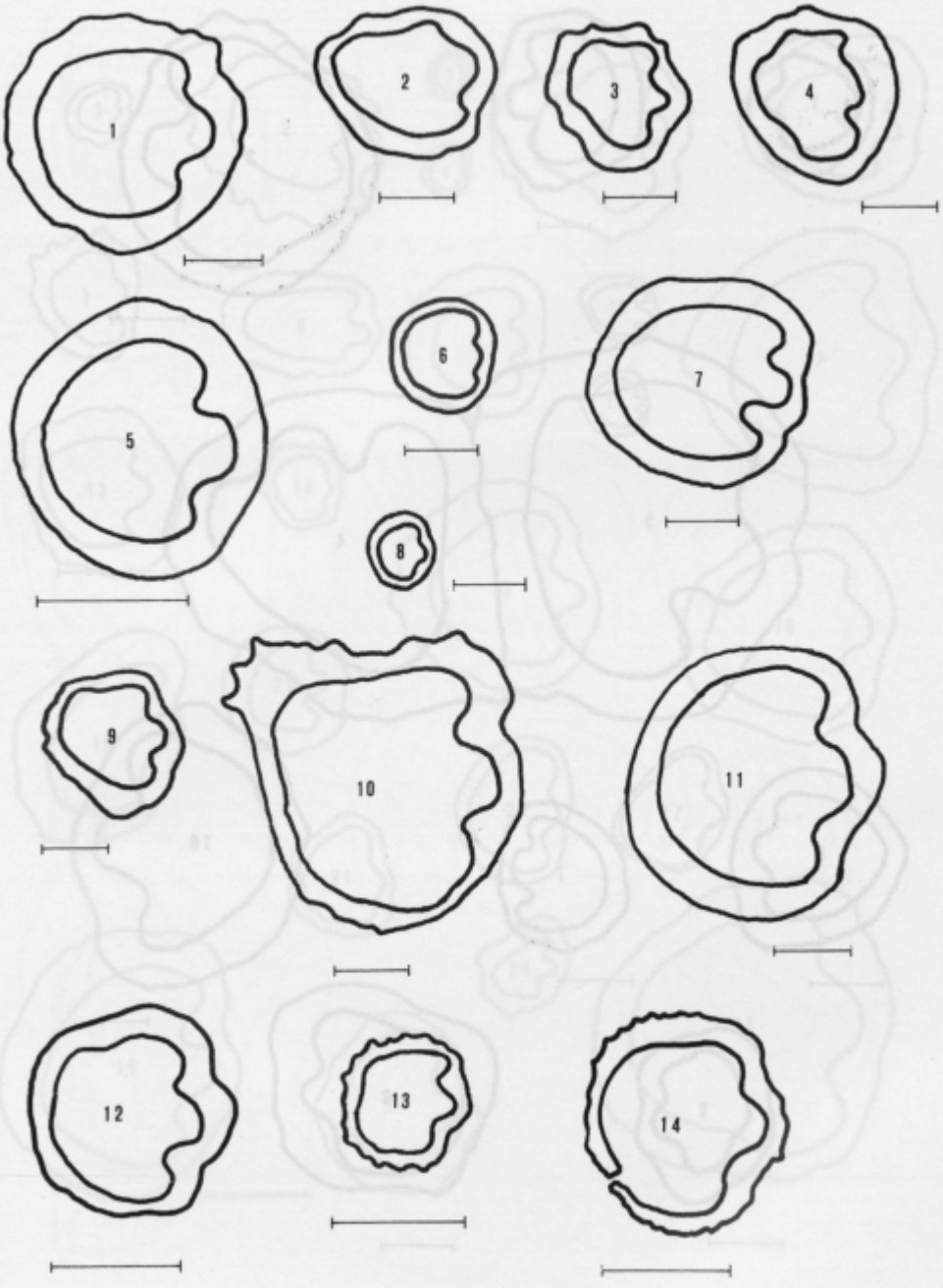


Plate 1

Hl. lapeirousei, transversal sections of lower valves of individuals described in literature, measured and numbered. Bar scale: 10mm

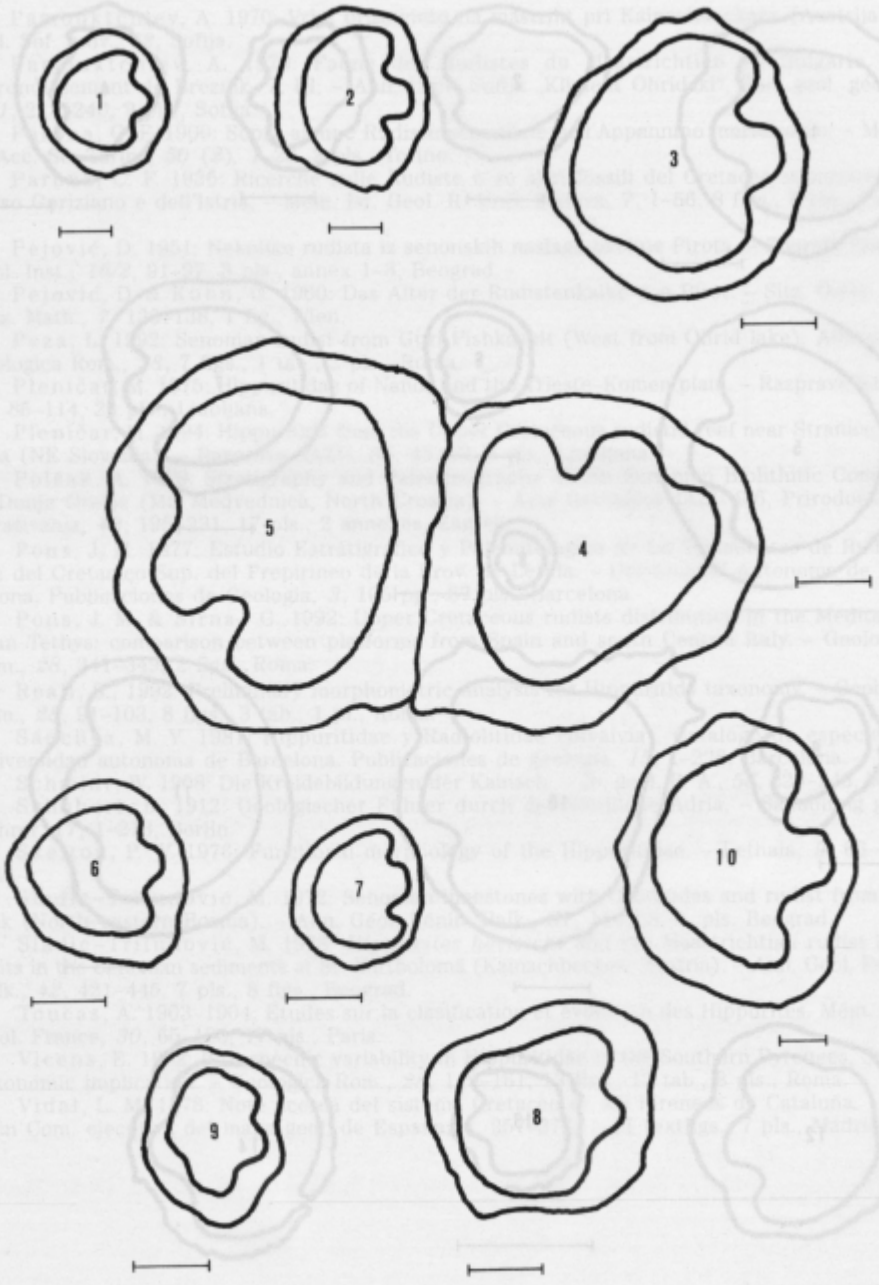


Plate 2

Hl. nabresinensis, transversal sections of lower valves of individuals described in literature, measured and numbered. Bar scale: 10mm

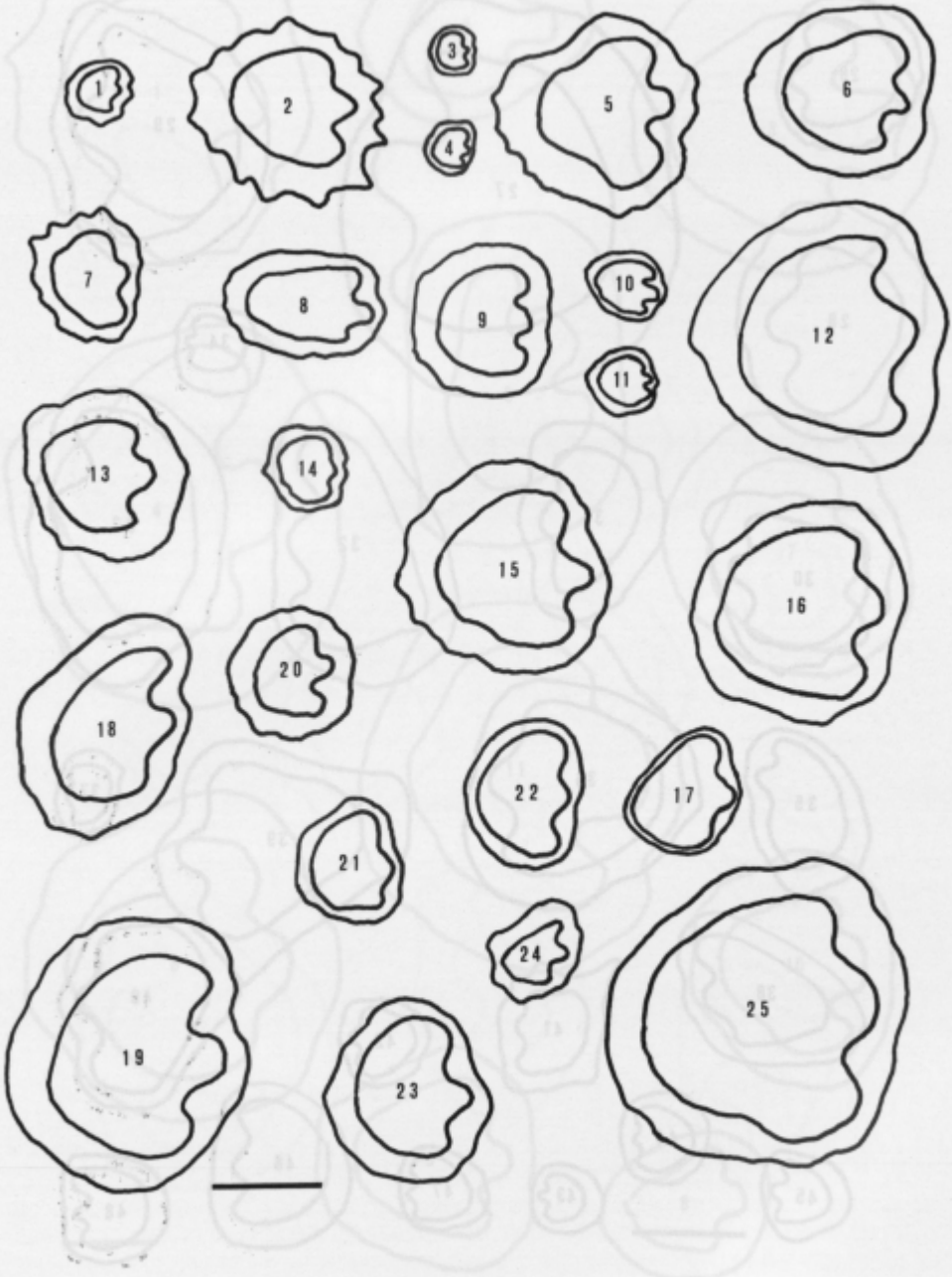


Plate 3a

Hl. nabresinensis, transversal sections of the lower valves of individuals that belong to Aurisina/Nabrežina (Karst of Trieste), measured and numbered. Bar scale: 20mm

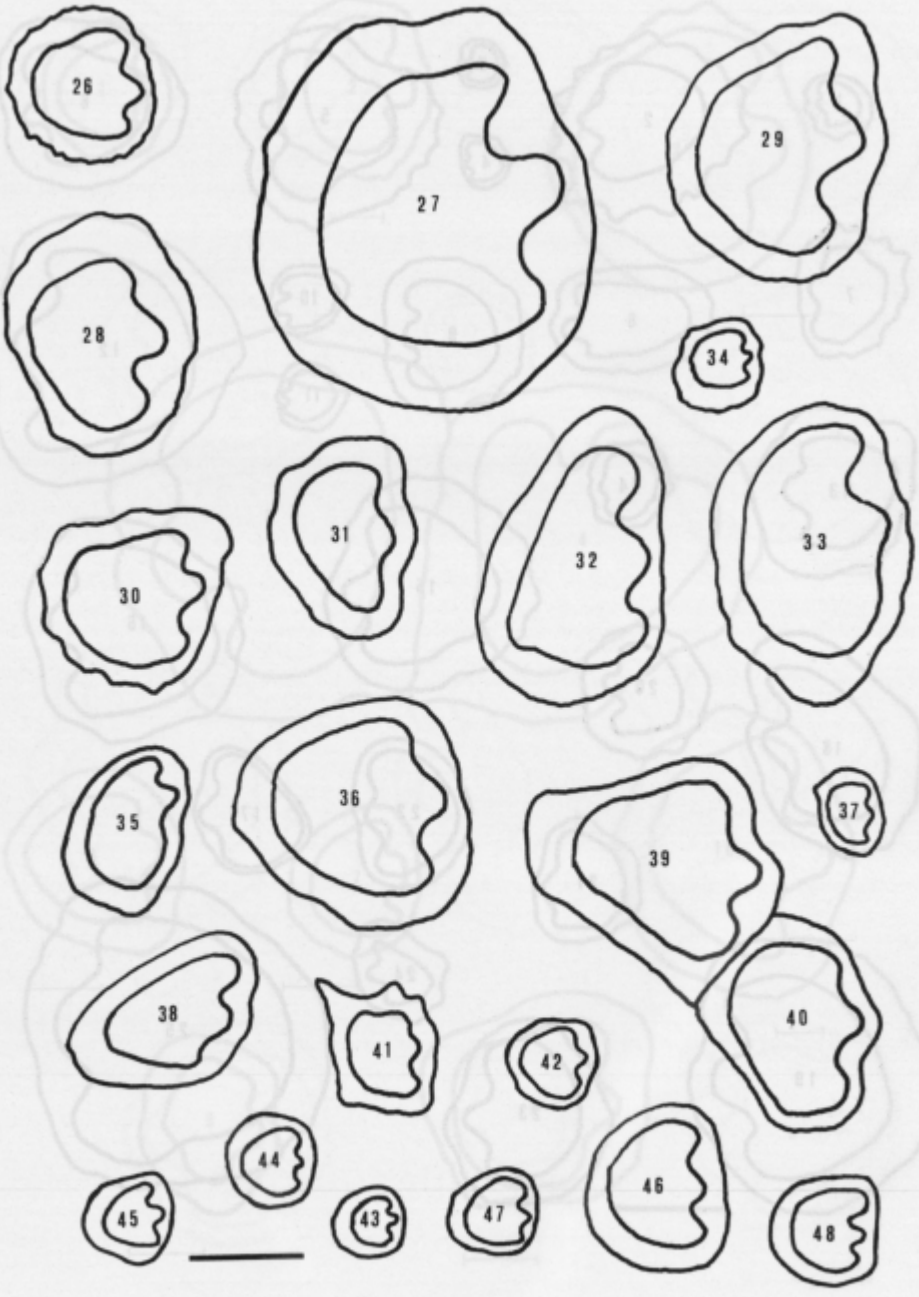


Plate 3b

Hl. nabresinensis, transversal sections of the lower valves of individuals that belong to Aurisina/Nabrežina (Karst of Trieste), measured and numbered. Bar scale: 20mm

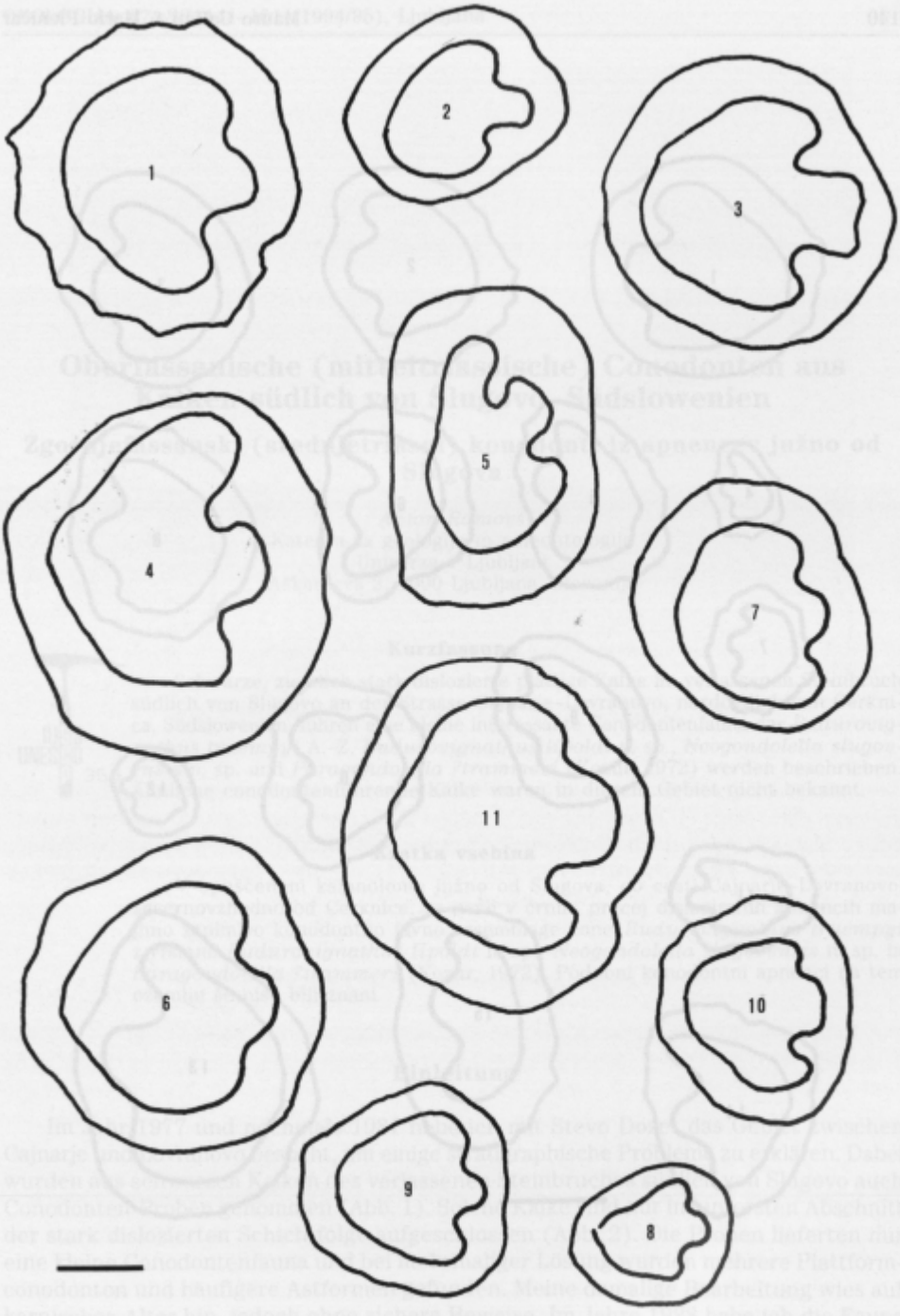


Plate 4

Hl. heritschi, transversal sections of lower valves of individuals described in literature, measured and numbered. Bar scale: 20mm

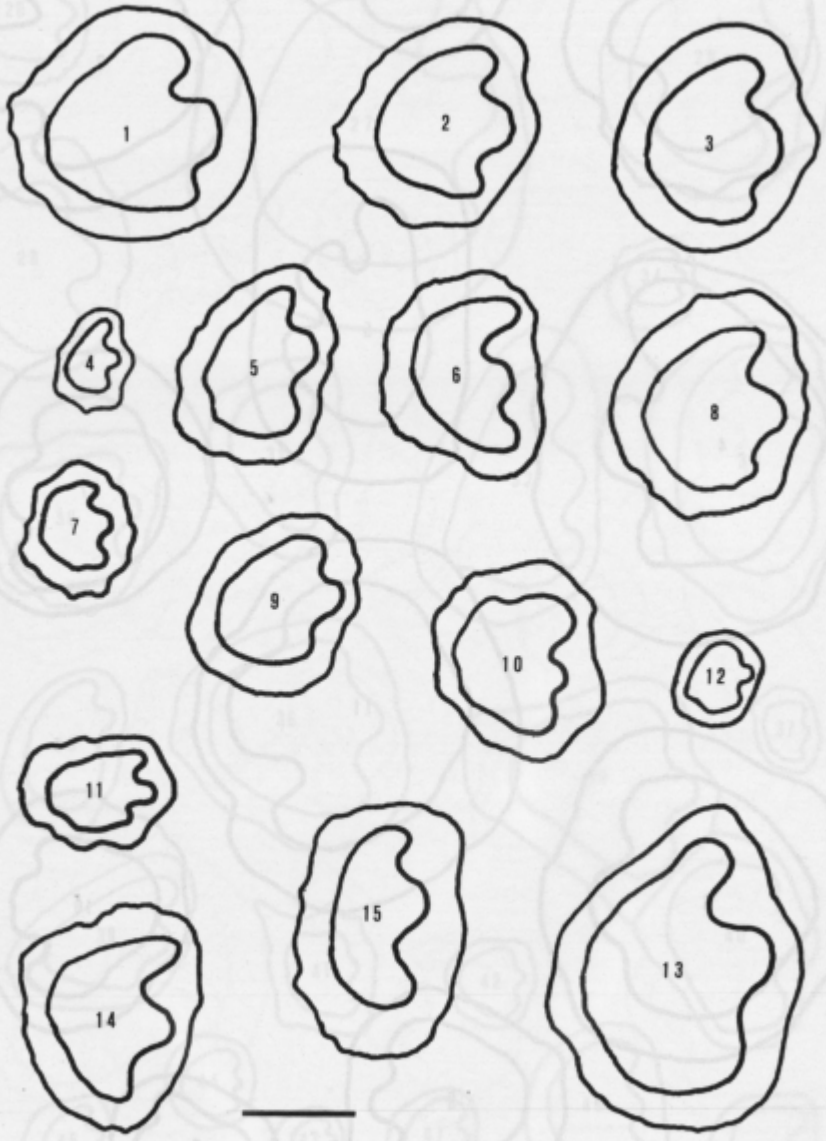


Plate 5

Hl. heritschi, transversal sections of lower valves of individuals from Stranice (samples 1–2) and fromSenožeče (samples 3–15) measured and numbered. Bar scale: 20mm

GEOLOGIJA *37*, *38*, 141–151 (1994/95), Ljubljana

Oberfassanische (mitteltriassische) Conodonten aus Kalken südlich von Slugovo, Südslowenien

Zgornjefassanski (srednjetriasni) konodonti iz apnencev južno od Slugova

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

Kurzfassung

Schwarze, ziemlich stark dislozierte plattige Kalke im verlassenen Steinbruch südlich von Slugovo an der Strasse Cajnarje–Lovranovo, nordöstlich von Cerknica, Südslowenien, führen eine kleine interessante Conodontenfauna der *Budurovignathus truempyi* A.–Z. *Budurovignathus lipoldi* n. sp., *Neogondolella slugovensis* n. sp. und *Paragondolella ?trammeri* (Kozur, 1972) werden beschrieben. Ähnliche conodontenführende Kalke waren in diesem Gebiet nicht bekannt.

IUGS UNESCO 359

Kratka vsebina

V opuščenem kamnolomu južno od Slugova, ob cesti Cajnarje–Lovranovo, severnovzhodno od Cerknice, so našli v črnih, precej dislociranih apnencih majhno zanimivo konodontno favno assemblage cone *Budurovignathus truempyi* z vrstami *Budurovignathus lipoldi* n. sp., *Neogondolella slugovensis* n. sp. in *Paragondolella ?trammeri* (Kozur, 1972). Podobni konodontni apnenci na tem ozemlju še niso bili znani.

Einleitung

Im Jahr 1977 und nochmals 1981 habe ich mit Stevo Dozet das Gebiet zwischen Cajnarje und Lovranovo besucht, um einige stratigraphische Probleme zu erklären. Dabei wurden aus schwarzen Kalken des verlassenen Steinbruches südlich von Slugovo auch Conodonten-Proben genommen (Abb. 1). Solche Kalke sind nur im untersten Abschnitt der stark dislozierten Schichtfolge aufgeschlossen (Abb. 2). Die Proben lieferten nur eine kleine Conodontenfauna und bei mehrmaliger Lösung wurden mehrere Plattformconodonten und häufigere Astformen gefunden. Meine damalige Bearbeitung wies auf karnisches Alter hin, jedoch ohne sichere Beweise. Im Jahre 1988 habe ich die Fauna neu untersucht, jedoch die Bearbeitung nocht nicht beendet. Mit Vorbehalt konnte ich *Neogondolella trammeri* bestimmen. Ich hatte jedoch kein Vergleichsmaterial zur

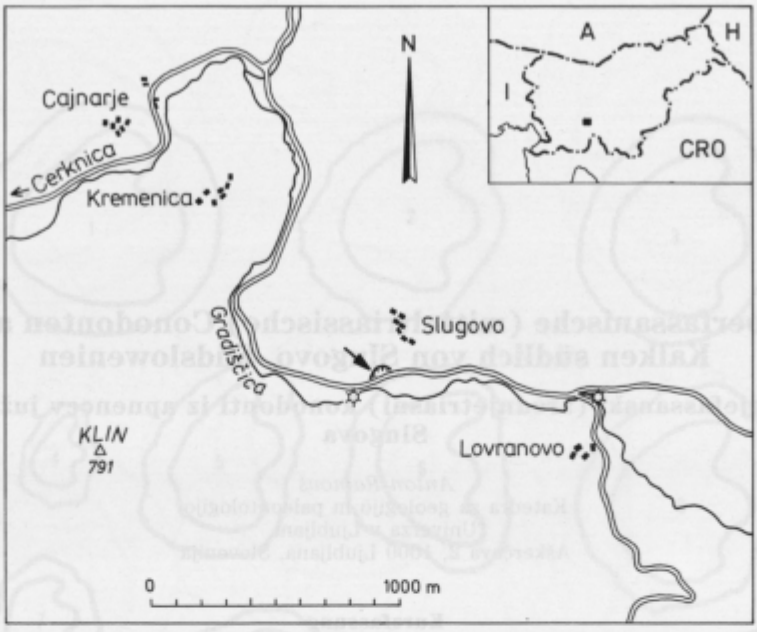


Abb. 1. Lage des Fundortes mit der oberfassanischen Conodontenfauna
Sl. 1. Položaj najdišča z zgornjefassansko konodontno favno

Verfügung und nach den bestehenden Abbildungen fand ich einige Unterschiede zum Holotyp. Erst Herr H. Kozur hat mir liebenswürdig bestätigt, dass im reichen ungarischen Material auch solche *trammeri*-Formen vorkommen. Neben dieser Art fanden sich zwei neue Arten, *Budurovignathus lipoldi* n. sp. und *Neogondolella slugovensis* n. sp., die in dieser Arbeit beschrieben werden.

Stratigraphische Bemerkungen

In der neuen geologischen Karte des Blattes Postojna (Buser et al., 1967) 1:100.000 aus dem Jahr 1967 sind im Gebiet zwischen Cajnarje und Lovranovo karbonatische und klastische Gesteine mit Bauxit-Vorkommen eingezeichnet. In den Erläuterungen zum Blatt Postojna (Pleničar et al., 1970, 21–23) sind diese Schichten nicht besonders erwähnt und bearbeitet.

Wegen der starken tektonischen Beanspruchung der aufgeschlossenen Schichten im verlassenen Steinbruch müsste man auch die dortige Stratigraphie neu bearbeiten. Ich bin überzeugt, dass dort mehrere Schichtglieder in tektonischer Position vorkommen. Die untersten Plattenkalke sind jedenfals ladinischen Alters.

Abb. 2. Conodontenführende oberfassanische Plattenkalke im aufgelassenen Steinbruch an der Strasse Cajnarje–Lovranovo. Conodontenproben 3/81 und 4/81. Foto A. Ramovš

Sl. 2. Zgornjefassanski ploščasti apnenci s konodonti v opuščenem kamnolomu ob cesti Cajnarje–Lovranovo. Konodontna vzorca 3/81 in 4/81. Foto A. Ramovš

Systematische Paläontologie

Stamm **Conodonta** Eichenberg, 1936
Oberfamilie Gondolellacea Lindström, 1970
Familie Gondolellidae Lindström, 1970
Gattung *Budurovignathus* Kozur, 1988
Typusart *Polygnathus mungoensis* Diebel, 1956

Budurovignathus lipoldi n. sp.
Taf. 1, Fig. 1a–c, 2a–c

Derivatio nominis: Gewidmet dem hervorragenden ersten slowenischen Geologen Marko Vincenc Lipold (1816–1883).

Holotypus: Das Exemplar auf Tafel 1, Fig. 1, Cajnarje 4/1981.

Locus typicus: Ehemaliger Steinbruch südlich der Ortschaft Slugovo an der Strasse Cajnarje–Lovranovo, nordöstlich von Cerknica, Slowenien.

Stratum typicum: Kalkbänke im unteren Teil des aufgelassenen Steinbruches südlich von Slugovo; Oberfassan, *Budurovignathus truempyi* A.–Z.

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Ein primitiver *Budurovignathus* mit stark reduzierter, beiderseits asymmetrischer, sehr leicht gebogener und flacher, mit Grübchenstruktur versehe-

ner Plattform. Der vorletzte Zahn der Carina ist sehr kräftig und hinter dem Hauptzahn liegt noch ein kleinerer letzter Zahn; er ist mit dem Hinterrand der Plattform verschmolzen. Die Zähne sind im mittleren Abschnitt der Carina zu einer Leiste verschmolzen. Der Kiel ist breit, zwei voneinander getrennte Basalgruben sind vorverlagert und liegen unter dem drittletzten Zahn unter dem breiteren Teil der Plattform.

Beschreibung: Die juvenile Form ist leicht asymmetrisch, sehr schlank (Taf. 1, Fig. 2b, 2c); stark reduzierte Plattform ist kürzer als die halbe Länge des Conodonten. Der Hauptzahn ist sehr kräftig, seitlich abgeflacht und stark nach hinten geneigt. Der letzte Zahn ist mit dem Hinterrand verschmolzen. Der nach hinten verlängerter Kiel läuft spitz aus. Im Adultstadium ist die Carina mässig hoch, beinahe waagerecht, trägt bis 13 seitlich abgeflachte Zähne, die im mittleren Abschnitt der Carina zu einer Leiste verschmolzen sind. Der breite Kiel mit Basalfurche und zwei vorverlagerten Basalgruben erstreckt sich bis zum Hinterrand der Plattform.

Beziehungen: Die schlanke, niedrige Plattform bei *B. lipoldi* ist anders gestaltet und stärker reduziert als die breite ovale und nach beiden Enden hin zugespitzte Plattform von *B. truempyi* (Hirsch, 1971, 66–68, Taf. 1). Deutliche Unterschiede liegen in der Bezahnung der Carina. Der sehr kräftige Hauptzahn ist seitlich abgeflacht, stark hervorragend und stark nach hinten geneigt. Die ersten spitz dreieckigen Zähne stehen senkrecht. In der hinteren Hälfte sind die Zähne zu einer Leiste verschmolzen. Bei *B. truempyi* ist der Kiel im vorderen und mittleren Abschnitt schmal und erst im hinteren Drittel verbreitert er sich stark. Bei *B. lipoldi* ist der Kiel in seiner ganzen Länge etwa gleich breit, wird erst gegen den Basalgrubenbereich etwas breiter und setzt sich in der gleicher Breite bis zum spitz-ovalen Plattformende fort.

Bemerkung zum Alter: Kozur (1989, 396) schreibt: „The appearance of *B. truempyi* (Hirsch), the most primitive *Budurovignathus* species, is not related to any stage or substage boundary, but lies within the higher Fassanian."

Gattung *Neogondolella* Bender & Stoppel, 1965
Typusart *Gondolella mombergensis* Tatge, 1956

Neogondolella slugovensis n. sp.
Taf. 1, Fig. 4a–c; Taf. 2, Fig. 1a–e

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen nahe Slugovo, Slowenien.

Holotypus: Das Exemplar auf Tafel 2, Fig. 1, Cajnarje 3/1981.

Locus typicus: Aufgelassener Steinbruch südlich von der Ortschaft Slugovo, an der Strasse Cajnarje–Lovranovo, nordöstlich von Cerknica, Südslowenien.

Stratum typicum: Kalkbänke im unteren Teil des aufgelassenen Steinbruchs südlich von Slugovo; Oberfassan, *Budurovignathus truempyi* A.-Z.

Material: Drei Exemplare.

Diagnose: Mittelgrosse, in Seitenansicht leicht gebogene *Neogondolella* mit subparalellen, leicht gewölbten Plattformrändern, die mit Grübchenstruktur versehen sind. Die Plattform ist breit gerundet. Die Carina ist niedrig, fast waagerecht bis leicht gebogen. Die Zähnchen stehen senkrecht; die ersten drei sind spitz dreieckig, die anderen bis auf die Spitzen verschmolzen oder in der hinteren Hälfte zu einer Leiste verschmolzen. Hinter dem stumpfen Hauptzahn befindet sich ein grosser stumpfer Zahn, der mit dem Hinterende der Plattform verschmolzen ist (Taf. 2, Fig. 1a, 1c, 1d). Der Kiel

ist niedrig und mässig breit, im Bereich der Basalgrube erweitert er sich und endet spitz oder spitz oval. Die tiefe Basalfurche geht in die vordere ovale Basalgrube über und biegt dann wie der Kiel seitlich nach hinten um.

Beziehungen: *Neogondolella slugovensis* n. sp. unterscheidet sich von den Arten der *constricta*-Gruppe durch die senkrechte Anordnung der Zähnchen in der Carina, durch das spitze oder spitz-ovale Hinterende des Kiels und die kurze Fortsetzung der Basalfurche hinter der hinteren Basalgrube. *Paragondolella* ? *trammeri* (Kozur) unterscheidet sich durch das breitere Hinterende des Kiels mit ovalem tiefen Basaltrichter, in dem nur eine undeutliche Zweiteilung der Basalgrube zu erkennen ist. Die Basalfurche setzt sich nicht hinter der Basagrube fort.

Gattung *Paragondolella* Mosher, 1968
Typusart *Paragondolella excelsa* Mosher, 1968

Paragondolella ? *trammeri* (Kozur, 1972)
Taf. 1, Fig. 1a–c

1972 *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur n. subsp. – Kozur & Mock, S. 13, Taf. 1, Fig. 3–5, non Fig. 6, 7.
1980 *Gondolella trammeri* Kozur emend. – Kovács & Kozur, S. 58, Taf. 6, Fig. 6, 8, non Fig. 7.
1983 *Gondolella trammeri* Kozur, 1971 (corr. A. R. 1972) – Krystyn, S. 239, Taf. 1, Fig. 5, Taf. 2, Fig. 5–6, Taf. 3, Fig. 3, 4.

Material: Vier Exemplare.

Original-Diagnose: Eine Unterart von *Gondolella haslachensis* mit einem fast immer mit dem Hinterende der Plattform verschmolzenen Zahn hinter dem Hauptzahn (Kozur, in Kozur & Mock, 1972, S. 13).

Beschreibung: Die niedrige, an den Rändern mit feiner Grübchenstruktur versehene Plattform ist relativ schmal und hat die grösste Breite in der ersten Hälfte des Conodonten. Das freie Blatt reicht nur bis zum Ende des ersten Zahnes. Die sehr leicht gebogene Carina trägt 11 kräftige, dreieckige, bis auf die Spitzen verschmolzene Zähne. Sie stehen in der vorderen Hälfte aufrecht, in der hinteren sind sie nach hinten geneigt. Der Hauptzahn ist gross. Hinter ihm liegt ein ziemlich kräftiger Zahn, der mit dem gerundeten Platformende verschmolzen ist. Der Kiel mit tiefer Basalfurche ist in seinem vorderen und mittleren Teil schmal, im Bereich der subterminal liegenden ovalen trichterförmigen Basalgrube verbreitet er sich stark, ein characteristisches Merkmal von *P.* ? *trammeri*.

Alter: *P.* ? *trammeri* nach der Original-Beschreibung kommt in der *curionii*-Zone (Oberfassan) und im unteren Longobard der südalpinen Subprovinz der austroalpinen Conodonten-Provinz vor. Stratum typicum ist eine Ammonitenbank mit *Eoprotrachyceras curionii* und *Proarcestes* (Kozur & Mock, 1972, 13), die zur obersten *curionii*-Zone gehört. In der Tafel-Beschreibung von *G. trammeri* emend. (Kovács & Kozur, 1980, S. 58, Taf. 6, Fig. 6–8) ist das Alter unteres Longobard, *M. hungaricus* A.–Z. Nach Krystyn (1983, 239) zählt *G. trammeri* im Epidaurus-Profil zu den wichtigen ladinischen Leitformen und hat sich im Grenzbereich Anis/Ladin aus *G. eotrammeri* entwickelt. Oberfassan, *Budurovignathus truempyi* A.–Z. (von Kozur, 1989, 394 aufgestellt).

Astförmige Conodontenelemente

Die beschriebenen Plattformconodonten werden von folgenden astförmigen Elementen begleitet: cypridodelliformes Element, enantiognathiformes Element, hindeodelliformes Element, hibbardelliformes Element, ozarkodiniformes Element und prioniodiniformes Element. Diese Elemente treten sowohl im Apparat mit *Neogondolella* als auch im Apparat mit *Budurovignathus* auf.

In den Conodontenproben kommen noch Fischzähnchen vor.

Dank

Zu herzlichen Dank verpflichtet bin ich Herrn Dr. H. Kozur (Budapest) für kritische Bemerkungen und wichtige Literatur, Herrn K. Fecher (Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg/Lahn) für die raster-elektronenmikroskopischen Fotografien und Herrn J. Kirsch für die Bearbeitung der Fotografien. Den Aufenthalt an der Universität Marburg hat mir die Alexander von Humboldt-Stiftung ermöglicht. Dafür bin ich ihr zu bestem Dank verpflichtet.

Literatur

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967: Osnovna geološka karta SFRJ Postojna, 1:100.000. Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Hirsch, F. 1971: Conodontes nouvelles du Trias méditerranéen. – C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. de Genève, N. S. *6.*, 65–69, Taf. 1, Genève.

Kovács, S. & Kozur, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *10*, 47–78, Innsbruck.

Kozur, H. 1989: Significance of events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. – Courier Forsch. – Inst. Senckenberg *117*, 385–408, 1 Fig., 7 Tabs., Frankfurt/M.

Kozur, H. & Mock, R. 1972: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2*, 1–20, Innsbruck.

Krystyn, L. 1983: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss. *5*, 231–258, 8 Taf., Wien, New York.

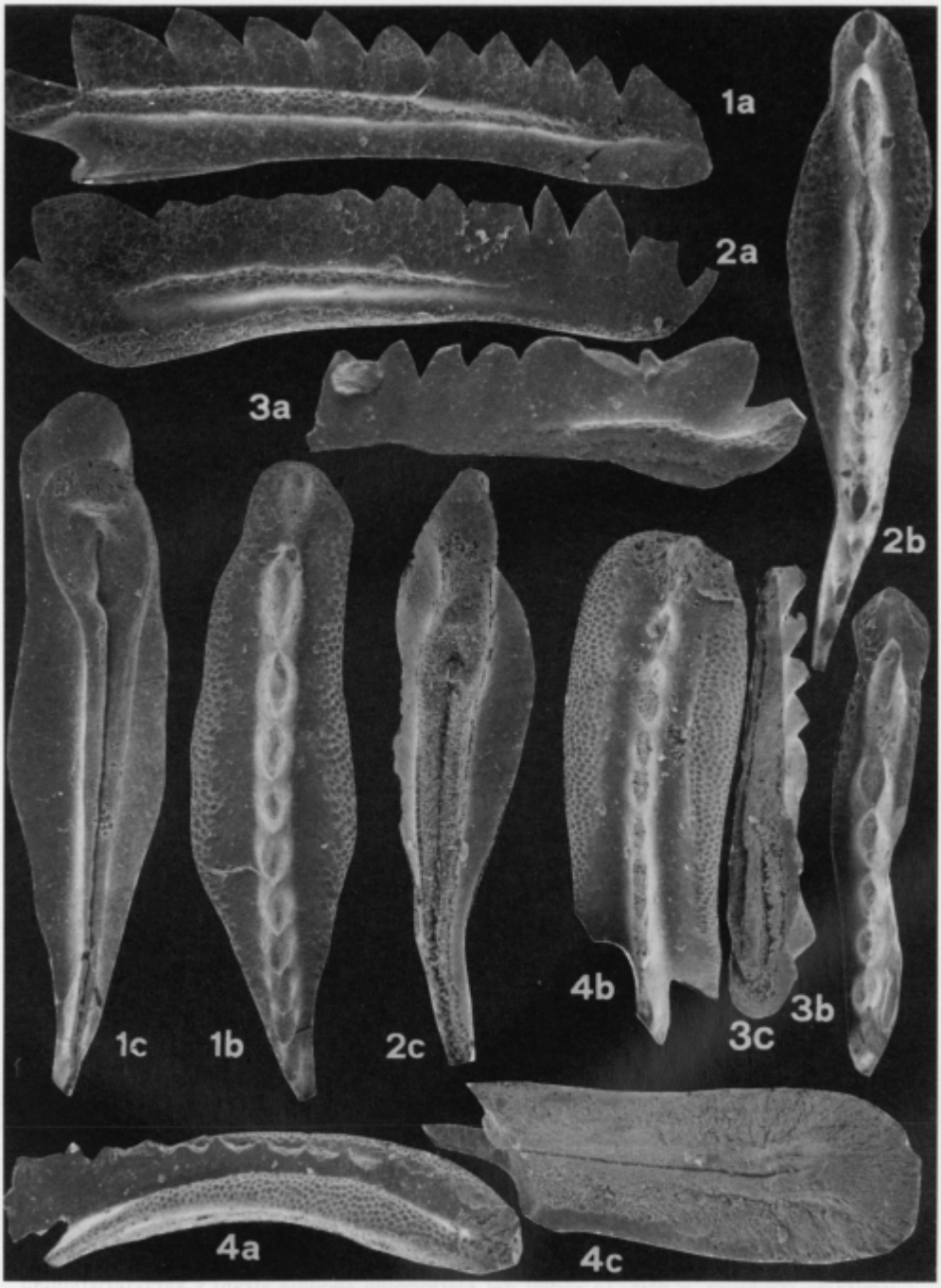
Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1970: Tolmač za list Postojna. – Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, 62 pp., Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Tafel 1 – Tabla 1

1 Paragondolella ? trammeri (Kozur, 1972)
1a von der Seite, *1b* von oben, *1c* von unten. Probe Cajnarje 4/1981, × 250
1a od strani, *1b* od zgoraj, *1c* od spodaj. Vzorec Cajnarje 4/1981, × 250

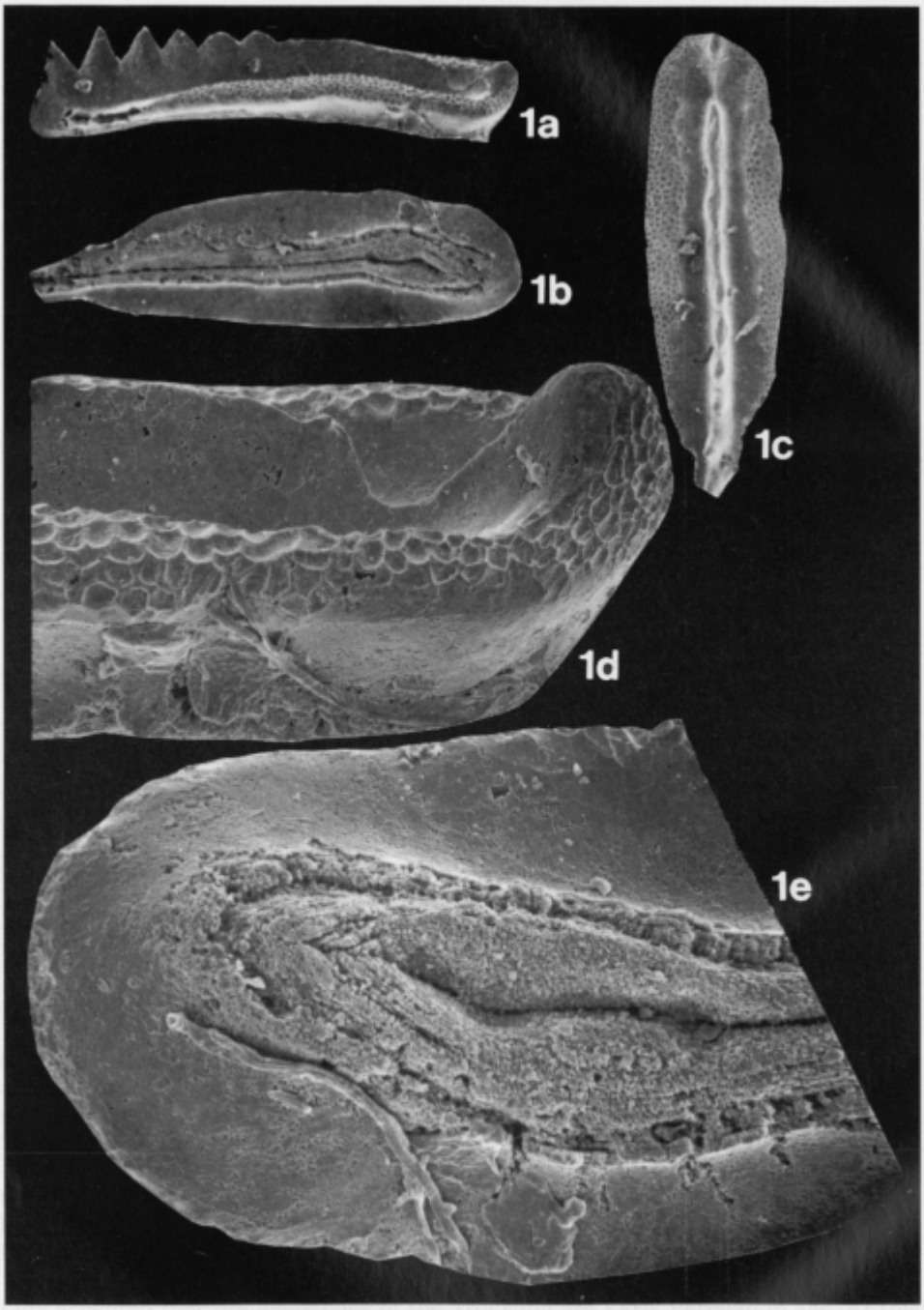
2, 3 Budurovignathus lipoldi n. sp.
2a von der Seite, *2b* von oben, *2c* von unten. Probe Cajnarje 4/1981, × 260. Holotypus.
3a von der Seite, *3b* von oben, *3c* seitlich von unten. Probe Cajnarje 4/1981, × 260
2a od strani, *2b* od zgoraj, *2c* od spodaj. Vzorec Cajnarje 4/1981, × 260. Holotip. *3a* od strani, *3b* od zgoraj, *3c* postrani od spodaj. Vzorec Cajnarje 4/1981, × 260

4 Neogondolella slugovensis n. sp.
4a von der Seite, *4b* von oben, *4c* von unten. Probe Cajnarje 4/1981, × 130
4a od strani, *4b* od zgoraj, *4c* od spodaj. Vzorec Cajnarje 4/1981, × 130


1a
2a
3a
2b
1c
1b
2c
4b
3c
3b
4a
4c

Tafel 2 – Tabla 2

1 Neogondolella slugovensis n. sp.
1a von der Seite, *1b* von unten, *1c* von oben, × 130; *1d* Plattformende mit dem letzten Zahn der Grübchenstruktur, × 650; *1e* hinterer Teil der Plattformunterseite mit charakteristischen Merkmalen, × 1000. Holotypus. Probe Cajnarje 4/1981
1a od strani, *1b* od spodaj, *1c* od zgoraj, × 130; *1d* konec platforme z zadnjim zobom in jamičasto strukturo, × 650; *1e* zadnji del platformine spodnje strani s karakterističnimi značilnostmi, × 1000. Holotip. Vzorec Cajnarje 4/1981


1a
1b
1c
1d
1e

1a
1b
1c
1d
1e

GEOLOGIJA *37*, *38*, 153–171 (1994/95), Ljubljana

Lower Permian conodonts from the Karavanke Mts. (Slovenia)

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

Holger C. Forke
Institute of Paleontology, University of Erlangen
Loewenichstr. 28, 91054 Erlangen, Germany

Abstract

The first conodont fauna (4 species) from the "Trogkofel Limestones" of the Karavanke Mts. (Dolžanova soteska) is described and correlated with the fusulinids (3 species) within the same sample. The occurrence of *Streptognathodus* cf. *simplex*, *Streptognathodus* cf. *elongatus* and *Diplognathodus expansus?* together with *Dutkevitchia complicata* indicates a higher age (Asselian) of these limestones than previously thought, because even the Upper Pseudoschwagerina Limestone (Sakmarian) of the Carnic Alps already yields a *Sweetognathus* fauna. To avoid misunderstanding in correlations the name "Dolžanova soteska limestone member" is introduced for the white, pale red to red limestone unit, described as "Trogkofel Limestone" in previous literature.

IUGS UNESCO P 359

Introduction

Previous work

The classical locality of Permian beds and fossils in Dolžanova soteska ("Teufelsschlucht" in German) in the Karavanke Mts. is situated in the Tržiška Bistrica valley, about 3 km NE of the town of Tržič in NW Slovenia (Fig. 1). In it the well exposed profile occurs in the Upper Carboniferous clastic beds, light grey, pale red and red "Trogkofel" limestones, dark, bedded limestones, Tarvisio breccia, Gröden clastics and Upper Permian dolomites and rauhwackes. Although almost a century passed since the first systematic geological studies of these beds, the correct stratigraphic attribution of the up to now improperly named light grey, pale red and red "Trogkofel" limestone unit remained still unresolved.

Since Geyer (1895) described the stratigraphy of the Carnic Alps, it was generally accepted that the limestones of the Trogkofel are Early Permian in age. At this time the Rattendorf Group (Lower Pseudoschwagerina Limestone, Grenzland Formation,

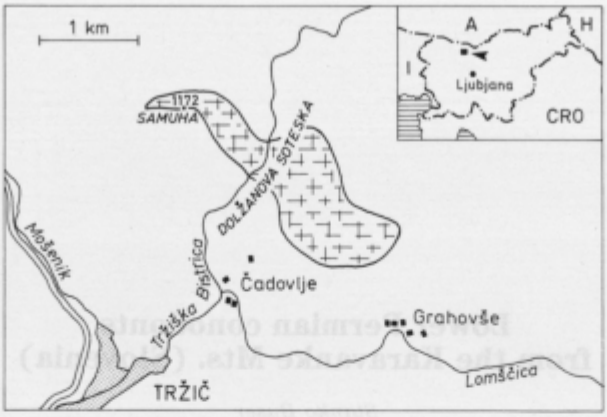


Fig. 1. Location sketch-map and detailed position of the Dolžanova soteska limestone

Upper Pseudoschwagerina Limestone) didn't exist and he included in his definition of the Trogkofel Limestone also the underlying dark or red, bedded limestones (now Upper Pseudoschwagerina Limestone). The fossils (mostly brachiopods), on which the biostratigraphic correlations were based, mainly came from these bedded limestones below.

Three years later Schellwien (1898a) described a fauna from the limestones of the Dolžanova soteska, which he compared with the limestones of the Trogkofel area (sensu Geyer). Between the rich brachiopod fauna, which he later described in his monography (Schellwien, 1900), he also found three ammonoids *Agathiceras* aff. *uralicum* Karpinsky, *Popanoceras (Stacheoceras)* n. sp., *Thalassoceras? microdiscus* Gemmellaro. But unfortunately there is neither a description nor a picture of these ammonoids.

In the 1930's Heritsch, Kahler & Metz discovered Permian fossils *(Sphaeroschwagerina)* of the Grenzland Formation (Heritsch & Kahler, 1932) in the Carnic Alps and clarified the stratigraphy of the different lithostratigraphic units. They established the Rattendorf Group between the Upper Carboniferous Auernig Group and the Trogkofel Limestone s. str. (Tab. 1).

Heritsch (1933, 1938, 1939, 1943) treated fusulinid foraminifera, corals and trilobites from the limestones of the Dolžanova soteska and performed the revision of Schellwien's work (1990) on brachiopods. The limestones were believed to belong to the Trogkofel Limestone (Heritsch, 1938), because of the strong lithologic similarities. Kahler F. and Kahler G. (1937, 1941) described *"Pseudoschwagerina" carniolica* from the dark, bedded limestones in the Dolžanova soteska and *"Pseudoschwagerina" citriformis* from a chunk of limestone in the scree of the "Trogkofel" limestones. Further studies on fusulinids were presented by Kochansky-Devidé (1956, 1964). An important contribution to stratigraphy and study of fossil assemblage in Permian beds especially from the "Trogkofel" limestone in Dolžanova soteska was provided by Ramovš (1961, 1963, 1966, 1968, 1969, 1980), the extraordinary authority on it. The rare trilobites from the "Trogkofel" limestone were studied by Hahn et al. (1970).

Table 1. Historical review of the lithostratigraphic subdivisions in the Carnic Alps and correlation with the Dolžanova soteska limestone

Lithostratigraphic units in the Upper Carboniferous-Lower Permian of the Carnic Alps									stratigraphical correlation of the Dolžanova soteska limestone with the Carnic Alps
GEYER, 1895		HERITSCH et al., 1932			KAHLER, 1986; FORKE, 1995				
PERMIAN TROGKOFEL LIMESTONE	PERMIAN	TROGKOFEL LIMESTONE		PERMIAN	TARVIS BRECCIA	TROGKOFEL GROUP	ARTINSKIAN	PERMIAN	previous authors
					GOGGAU LIMESTONE				
					TRESSDORF LIMESTONE				
					TROGKOFEL LIMESTONE				
		UPPER PSEUDOSCHWAGERINA LIMESTONE	RATTENDORF GROUP		UPPER PSEUDOSCHWAGERINA LIMESTONE	RATTENDORF GROUP	SAKMARIAN		
UPPER CARB. CLASTIC BEDS AND LIMESTONES	CARBONIFEROUS	GRENZLAND FORMATION			GRENZLAND FORMATION		ASSELIAN		this paper
		LOWER PSEUDOSCHWAGERINA LIMESTONE			LOWER PSEUDOSCHWAGERINA LIMESTONE		UP.MOSC. - GZHELIAN	CARBONIFEROUS	
		AUERNIG GROUP		CARBONIFEROUS	AUERNIG GROUP				

The stratigraphic subdivision and regional extension of the larger part of the Permian beds in the Karavanke Mts. were elaborated during investigations for the new geological map by Buser and Cajhen in 1978. Buser (1974, 1980) established the position of the "Trogkofel" limestone in Dolžanova soteska below the dark bedded limestones with *Sphaeroschwagerina*. Interesting for stratigraphy is the work by Pečar (1987) who determined a new brachiopod species in the "Trogkofel" limestone and ascertained that the Upper Carboniferous quartz conglomerate is overlain by the "Trogkofel" limestone.

All mentioned researchers of Permian beds in Dolžanova soteska assigned the grey, pale red to red limestones to the Trogkofel Stage without hesitation, which in the type region of the Carnic Alps is of latest Sakmarian to Artinskian age. Buser (1974, 1980) and Pečar (1987) established the position of this limestone between the quartz conglomerate and the overlying dark bedded limestones with *Sphaeroschwagerina*. However, they did not deduce from this fact the possibility that the "Trogkofel" limestones of the Dolžanova soteska do not correlate with the true Trogkofel limestones in age.

Geological setting of Dolžanova soteska

The Upper Carboniferous and Permian beds outcrop in Dolžanova soteska in a 10 km long and 3 km wide east-west trending belt (Fig. 1). In spite of the very complicated structure of the Karavanke Mts. this belt of younger Paleozoic beds is of

relatively simple tectonics. A major obstacle to observations is the dense cover of several metres of weathering residue and of limestone slope talus. However, in the Dolžanova soteska the considered beds are well exposed, as the gorge cut deep into the rock sequence.

The Upper Carboniferous beds dip southwest below the Permian beds, therefore in the gorge from south to north gradually older beds are exposed. The Upper Carboniferous marine molasse beds are developed as shales, quartz sandstones and conglomerates with several metres thick intercalations of black limestones.

In Dolžanova soteska the predominantly massive quartz conglomerate, consisting of pebbles of quarzite and subordinately lydite in the upper part, attains about 180m thickness. The conglomerate is overlain by a 30cm thick black calcarenitic limestone with numerous crinoid fragments. The contact between conglomerate and limestone is uneven, very wavy and the conglomerate is intensely weathered and limonitized along the contact with the limestone. Laterally a 30cm thick sheet of quartz sandstone appears between the conglomerates and limestones. In the basal part of the calcarenitic limestone also quartz pebbles occur (Fig. 2). The uneven and limonitized surface of the conglomerate most probably represents an erosion that occured during the uplift of the sea bottom as a result of the tectonic phase near the boundary between the Upper Carboniferous and Lower Permian (Buser, 1974, 1980).

1m of grey limestone lies above the calcarenitic limestone that interbeds with up to several cm thick sheets of dark marl and shale. Upwards a 1 m thick bed of dark grey biomicritic limestone follows. This limestone has the same dip as the basal contact plane in the conglomerate (212/75). Above the biomicritic limestone 50cm

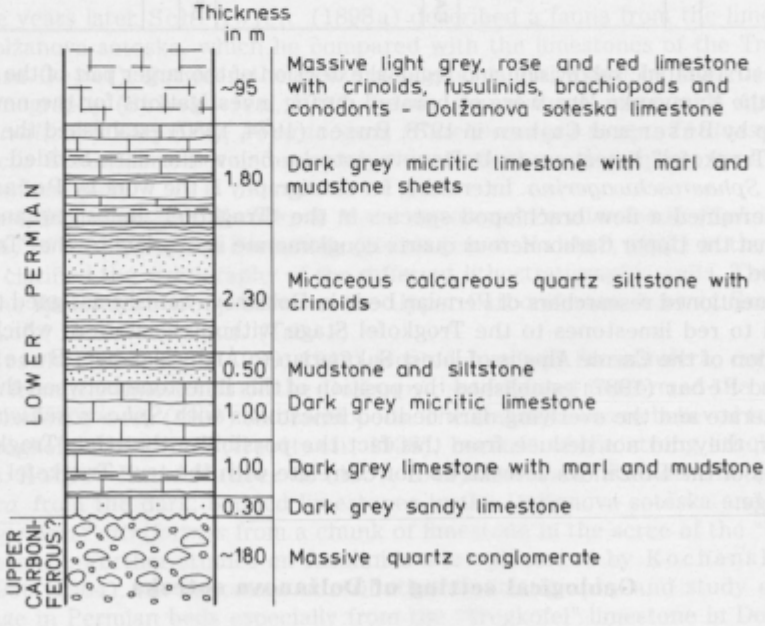


Fig. 2. Detailed stratigraphic column at the transition from the underlying quartz conglomerate to the lower part of the Dolžanova soteska limestone

of black mudstone is interbedded with micaceous siltstone. 230cm of grey micaceous siltstones follow, which are tectonically strongly deformed and folded. The siltstone is covered by a 180cm thick package of dark grey mudstone and marl. In limestones within the mudstone very numerous crushed brachiopod valves occur. It is most probable that Pečar (1987) found the brachiopod *Capillomesolosus heritschi* in these beds, which is, however, more frequent in the red and pale red limestones of Dolžanova soteska.

The content of mudstones decreases in the grey limestone, which passes into light grey, pale red and red massive limestones that have been called up to now "Trogkofel" limestones. This limestone is the main subject of this investigation and is called Dolžanova soteska limestone further on. The horizon, in which the colour changes, is not more than 2m thick. Upwards greyish to pale red limestones follow, which pass into the characteristic red limestones. In the latter the rich fauna of brachiopods as well as crinoids and common fusulinids occur. Schellwien's (1900) brachiopods originated from an ancient quarry 150m north of the upper bend of the road through Dolžanova soteska. The limestones form more than 100m high cliffs on the eastern side of the road. The limestone continues westwards across the Tržiška Bistrica. The length of the outcropping belt of limestone that is on the average 95m thick amounts to about 2.5km.

The Dolžanova soteska limestone is of intense red colour in its highest part. From this limestone the samples for conodonts were collected in the steep cliff several ten metres above the road and above the abandoned quarry.

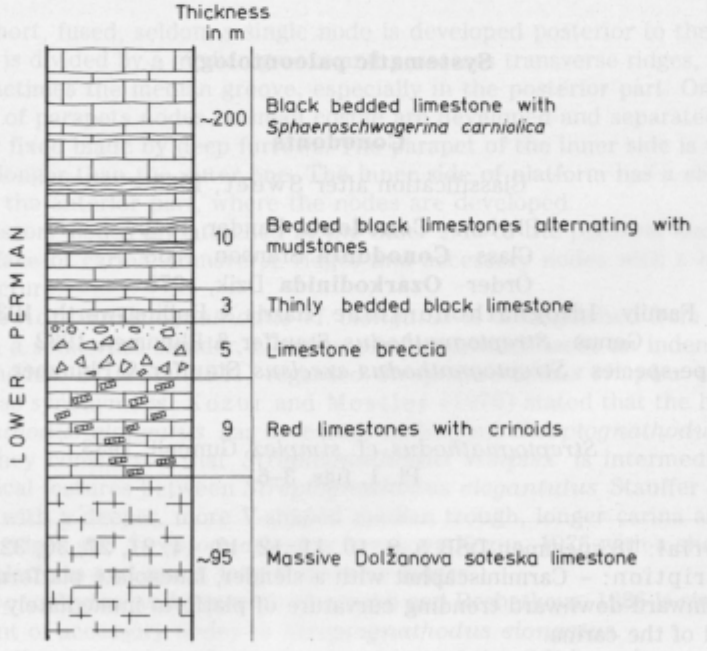


Fig. 3. Detailed stratigraphic column from the upper part of the Dolžanova soteska limestone

The stratigraphic position of the considered Dolžanova soteska limestone can be observed about 100m above the road and the abandoned quarry, since the intermediate area is covered by limestone rubble. Here the meat red limestone is overlain by brownish and greyish platy crinoid limestone that passes upwards into cinnabar red crinoid limestone (Fig. 3). On the upper surface of the limestone beds thin coatings of red-violet silty mudstone occur. This limestone is about 4m thick. Upwards about 5m of grey red thicker bedded limestones follow. The crinoid limestone is overlain by 5m of limestone breccia that consists of 5 to 30cm sized fragments of biomicritic and crinoid limestone with brownish grey calcareous-siliceous cement. Laterally, quartz conglomerate and sandstone of approximately 1.5m thickness may occur above the breccia.

The breccia is overlain by 3m of micritic dark grey limestone that is covered by a 10m thick package of black limestone in alternation with black shale. The rock outcrops at the upper road curve. Upwards an about 200m thick succession of grey, thick bedded limestones with abundant *Sphaeroschwagerina* follows. The type locality of *Sphaeroschwagerina carniolica* (Kahler & Kahler, 1937) is situated in this limestone at this upper bend of the road. The characteristic pyramids of the Dolžanova soteska, and also the part of the rocks through which the road tunnel was driven about a century ago, consist of these dark bedded limestones.

The Lower Permian succession is terminated by a clastic sequence of interbedded quartz sandstones, conglomerates and shaly mudstones. The Middle Permian Tarvisio breccia and the violet-red clastics of the Gröden Formation were deposited above these clastics.

Systematic paleontology

Conodonts

Classification after Sweet, 1988

Phylum **Conodonta** Pander, 1856
Class **Conodonta** Branson, 1938
Order **Ozarkodinida** Dzik, 1976
Family Idiognathodontidae Harris & Hollingsworth, 1933
Genus *Streptognathodus* Stauffer & Plummer, 1932
Type-species *Streptognathodus excelsus* Stauffer & Plummer, 1932

Streptognathodus cf. *simplex* Gunnell, 1933
Pl. 1, figs. 3–6

Material: 18 specimen DSB 5, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 21, 27, 30, 32, 33.

Description: – Carminiscaphat with a slender, lanceolate platform. Specimen have a inward-downward trending curvature of platform immediately posterior to the end of the carina.

- Free blade long with 8–10 denticles, the second and third are the largest.
- Carina short and fused, 1–2 separated nodes are sometimes developed posterior to carina.

- Platform is divided by a median groove and possesses transverse ridges, which may pass sometimes the median groove, especially in the posterior part. On the anterior part of parapets nodes or small costae are developed and separated from the carina or fixed blade by deep furrows. The parapet of the inner side is usually somewhat longer than the outer one.
- Oral surface of carina, transverse ridges and accessory nodes with a honeycomb ultrastructure.

Sample no.	Weight in g	Total	*Diplogn. expansus?*	*Hindeodus minutus*	*Streptogn.* cf. *simplex*	*Streptogn.* cf. *elongatus*	Unidentified Pa elements	Ramiform elements
DSB	4160	79	1	1	18	13	31	13

Streptognathodus cf. *elongatus* Gunnell, 1933
Pl. 1, figs. 7–9

Material: 13 specimen DSB 3, 4, 6, 15, 16, 20, 23, 25, 26, 31.

Description: – Carminiscaphat with a lanceolate platform. Specimen have a inward-downward trending curvature of platform immediately posterior to the end of the carina.
- Free blade long with 8–10 denticles, by which the second and third are the largest.
- Carina short, fused, seldom a single node is developed posterior to the carina.
- Platform is divided by a median groove and possesses transverse ridges, which may pass sometimes the median groove, especially in the posterior part. On the anterior part of parapets nodes or small costae are developed and separated from the carina or fixed blade by deep furrows. The parapet of the inner side is usually somewhat longer than the outer one. The inner side of platform has a slight indentation in the anterior part, where the nodes are developed.
- 1–4 accessory nodes are attached at the inner side of the platform margin.
- Oral surface of carina, transverse ridges and accessory nodes with a honeycomb ultrastructure.

Discussion: *Streptognathodus* cf. *elongatus* is distinguished from *Strept.* cf. *simplex* in a somewhat slender, elongate platform, which lacks an indentation and accessory nodes. Ellison (1941) regarded *Streptognathodus simplex* and *Strept. elongatus* as synonymous. Kozur and Mostler (1976) stated that the holotype of *Streptognathodus elongatus* has accessory nodes, but *Streptognathodus simplex* has not. They considered that *Streptognathodus simplex* is intermediate in his morphological features between *Streptognathodus elegantulus* Stauffer and Plummer, 1932 with a deeper, more V-shaped median trough, longer carina and shorter transverse ridges and *Streptognathodus barskovi* Kozur, 1976 with a shallow groove, broad platform and small, long transverse ridges.

Streptognathodus nodulinearis Chernykh and Reshetkova, 1986 is similar in the development of accessory nodes to *Streptognathodus elongatus*.

In a preliminary report about the conodonts of the C/P boundary type section (Aidaralash, Southern Urals) Chernykh and Ritter (1994) suggested a subdivision of streptognathodontid morphotypes because of the phyletic development of acces-

sory nodes. Our specimen could be assigned to the unornamented and pseudo-nodular morphotype, which occurs there immediately below the C/P boundary.

Family Anchignathodontidae Clark, 1972
Genus *Hindeodus* Rexroad & Furnish, 1964
Type-species *Spathognathodus cristulus* Youngquist & Miller, 1949

Hindeodus minutus (Ellison, 1941)
Pl. 1, fig. 2

*1941 *Spathodus minutus* Ellison n. sp. – Ellison, S. 120, Taf. 20, Fig. 50–52.
1973 *Spathognathodus minutus* (Ellison, 1941) – Merrill, S. 305–308, Taf. 1, Fig. 1–14, Taf. 2, Fig. 1–28.
1975 *Anchignathodus minutus* (Ellison, 1941) – Behnken, S. 297, Taf. 1, Fig. 16–18, USA, Leonardian.
1975 *Ozarkodina minuta* (Ellison, 1941) – Perlmutter, S. 102–103, Taf. 2, Fig. 26–30, Kansas, Penn.-Permian.
1986 *Anchignathodus minutus* (Ellison, 1941) – Ritter, S. 146, Taf. 4, Fig. 1, 5, USA, Wolfcampian.
1989 *Hindeodus minutus* (Ellison, 1941) – Wang & Higgins, S. 279, Taf. 13, Fig. 6, 7, S-China, Karbon + Perm.
1991 *Hindeodus minutus* (Ellison, 1941) – Brown et al., without description, Taf. 2, Fig. 12, 13, Illinois Basin, Desmoinesian (Pennsylvanian).

Material: 1 specimen DSB 1.
Description: – Carminiscaphat.
- Free blade short and thin.
- Cusp high with a triangulate form and a fine striation on the surface. Transition from cusp to the denticles of the carina with a distinct step. Carina possesses 11 discrete denticles.
- Oral surface of platform smooth.
- Basal cavity widest anteriorly.

Family Sweetognathidae Ritter, 1986
Genus *Diplognathodus* Kozur & Merrill, 1975
Type-species *Spathognathodus coloradoensis* Murray & Chronic, 1965

Diplognathodus expansus? (Perlmutter, 1975)
Pl. 1, fig. 1

*1975 *Ozarkodina expansa* Perlmutter n. sp. – Perlmutter, S. 98–99, Taf. 3, Fig. 1–16, Kansas, Council Grove Group, Pennsylvanian.
1990 *Diplognathodus expansus* (Perlmutter, 1975) – Ding & Wan, without description, Taf. 3, Fig. 6, 12–13, 15–18, 20–22, N-China, Taiyuan Fm.
1990 *Diplognathodus* n. sp.? H – V. Bitter & Merrill, Taf. 4, A–L, (Material Perlmutter).

Material: 1 specimen DSB 2.

Description: – Carminiscaphat.

- Free blade thin, with a cusp and 4 denticles, decreases in height posteriorly. The transition to the carina takes place without a distinct step in height.
- The posterior part is developed as a spatulate carina without pustulose ultrasculpture.
- Oral surface of platform is smooth, margin of platform is wavy.
- The basal cavity is expanded.

Remarks: The type Pa elements of *Diplognathodus expansus* were reexamined by V. Bitter & Merrill (1990) under SEM. The holotype and some of the paratypes have a pustulose ultrasculpture on the carina and were therefore assigned to the genus *Sweetognathus*. The other specimen without pustulose ultrasculpture were left as *Diplognathodus* n. sp.? H. As described in Forke (1995) some specimen of *Diplognathodus expansus*? in the material of the Upper Pseudoschwagerina Limestone (Sakmarian) of the Carnic Alps bear a single row of secondary pustules on the spatulate carina.

Fusulinids

Order **Foraminiferida** Eichwald, 1830
Suborder **Fusulinina** Wedekind, 1937
Superfamily Fusulinacea V. Möller, 1878
Family Boultoniidae Skinner & Wilde, 1954
Subfamily Boultoniinae Skinner & Wilde, 1954
Genus *Boultonia* Lee, 1927
Type-species *Boultonia willsi* Lee, 1927

Boultonia willsi Lee, 1927
Pl. 2, fig. 4

*1927 *Boultonia willsi* Lee, n. sp. – Lee, S. 10–11, Taf. 2, Fig. 1–4, N-China.
1970 *Boultonia willsi* Lee, 1927 – Kochansky-Devidé, S. 230, Taf. 4, Fig. 7–16, Westkarawanken, ob. Rattendorfer Schichten, Trogkofelkalk?.
1980 *Boultonia willsi* Lee, 1927 – Kahler F. & Kahler G., S. 190, Taf. 1, Fig. 6, Forni Avoltri (Carnia).

Material: Several slightly oblique sections DSB 1.

Occurrence: Common together with *Dutkevitchia complicata* and *Quasifusulina* cf. *tenuissima* in the Dolžanova soteska limestone member.

Description: – Shells of small size, elongate-fusiform with a minute proloculus (25μm), first whorl almost round, later increases markedly in length. 4–5 volutions in mature specimen.

- Wall is thin, two-layered with a dark outer layer (tectum), and light inner layer (diaphanotheca?).
- Septa are very thin and regularly fluted.
- Chomata are distinct in the later whorls.

Family Fusulinidae V. Möller, 1878
Subfamily Fusulininae V. Möller, 1878
Genus *Quasifusulina* Chen, 1934
Type-species *Fusulina longissima* V. Möller, 1878

Quasifusulina cf. *tenuissima* (Schellwien, 1898)
Pl. 2, fig. 3

Material: 3 axial sections DSB 1 [3], DSB 2, DSB 3, 1 subaxial section DSB 1 [2].

Occurrence: Common together with *Dutkevitchia complicata* and *Boultonia willsi* in the Dolžanova soteska limestone member.

Description: – Shell cylindrical with bluntly rounded poles. Species reaches length of 6–7mm and diameter of 1.7–1.8mm in 4–5 volutions, giving a form ratio of ~3.4.
- Proloculus large (~400µm), sometimes ovoid or dent in the middle part.
- Spirotheca is composed of a tectum and a thin keriotheca? with uneven thickness.
- Septal fluting is moderately and regular across the entire shell. In axial sections therefore round arches appear.
- Chomata and phrenothecae are absent.
- The conspicuous axial fillings are characteristic for the genus, which are developed in this species almost in all volutions.

No.	L(mm)	W(mm)	L/W	Pr	1	2	3	4	5	6	7	8	Whorl.
DSB 1 [3]	5,82	1,68	3,46	400	75	105	120	180					WH(µm)
				25	20	20	20	30					WS(µm)
DSB 3 [1]	6,72	1,8	3,73	390	60	140	135	165	200				WH(µm)
					25	15	25	25	30				WS(µm)

Family Schwagerinidae Dunbar & Henbest, 1930
Subfamily Schwagerininae Dunbar & Henbest, 1930
Genus *Dutkevitchia* Leven & Shcherbovich, 1978
Type-species *Rugosofusulina devexa* Rauzer-Chernoussova, 1937

Dutkevitchia complicata (Schellwien, 1898)
Pl. 2, figs. 1, 2

*1898 *Fusulina complicata* Schellwien, n. sp. – Schellwien, S. 249–50, Taf. 20, Fig. 1–7, Karawanken.
1972 *Rugosofusulina complicata complicata* (Schellwien, 1898) – Bensh, S. 80–81 (russ.), Taf. 17, Fig. 2, 3, Süd-Fergana, Karatschatyr.
1980 *Dutkevitchia complicata* (Schellwien, 1898) – Leven & Shcherbovich, ohne Beschreibung, Taf. 8, Fig. 7, Darwas.
1986 *Dutkevitchia complicata* (Schellwien, 1898) – Isakova & Nazarov, S. 42–43 (russ.), Taf. 7, Fig. 3, S-Ural, Assel.

1989 *Rugosofusulina complicata* (Schellwien, 1898) – Zhang et al., ohne Beschreibung, Taf. 1, Fig. 1, 3, 4, 8, 10, 11, N-China, Taiyuan Fm.

1993 *Dutkevitchia complicata* (Schellwien, 1898) – Vachard, S. 100, 102, Taf. 4, Fig. 4, 9, Griechenland, Mt. Beletsi.

Material: 3 axial sections DSB 1 [1], [2], [4].

Occurrence: Frequent together with *Quasifusulina* cf. *tenuissima* and *Boultonia willsi* in the Dolžanova soteska limestone member.

Description: – Subcylindrical to nearly ovoid species with rounded poles, attains length from 7–9mm and width about 3mm in 4–5 volutions (L/W = 2.4–3.14).

- Proloculus large (300–420μm) with a thick wall (40μm). First 2–3 whorls almost globose, in later whorls the shape becomes more elongated.
- Spirotheca is composed of a tectum with a smallscaled rugosity and a coarse alveolar keriotheca. Wall thickness on average from 30μm in the first up to 90μm in the last whorl.
- Septa deep and strongly fluted throughout the whole chambers. The septal arches reach in axial sections from bottom to top of the chamber, are thickened in the upper part and have steep flanks.
- Chomata are absent, phrenothecae can sometimes occur.

Remarks: *Dutkevitchia complicata* was described by Schellwien (1898b) from Tržič, Slovenia (which is the next town on the street from Dolžanova soteska), because he didn't know the exact "locus typicus".

Schellwien mentioned that they occur together with *Quasifusulina tenuissima* in grey to yellowish limestones.

No.	L(mm)	W(mm)	L/W	Pr	1	2	3	4	5	6	7	8	Whorl.
DSB 1 [1]	9,6	3,06	3,14	300	150	200	330	360					WH(μm)
				40	30	45	60	65					WS(μm)
DSB 1 [2]	7,8	2,7	2,89	330	90	210	405	375					WH(μm)
				40	30	45	70	90					WS(μm)
DSB 1 [4]	7,2	3,0	2,40	420	105	255	255	330	340				WH(μm)
				35	25	45	60	75	90				WS(μm)

Faunal affinity and stratigraphic correlations

The stratigraphic occurrence of the genus *Dutkevitchia* is not well defined at the moment. However, the similar *Dutkevitchia dastarensis* (Bensh, 1972) was found in the "Obere kalkarme Schichtgruppe" (Auernig-Group) of the Garnitzen Section by Kahler F. and Kahler G. (1982). *Dutkevitchia expansa* (Lee, 1927), which has conspicious axial fillings in the inner volutions, occurs in the Lower Pseudoschwagerina Limestone. *Dutkevitchia complicata* is described from a red limestone in the Trogkar Section (assigned to the Trogkofel limestone) by Forke (1995), where it occurs together with *Robustoschwagerina* sp. This form differs from herein described species in having a more elongate, subcylindrical shape in the outer volutions. The occurrences of the genus *Dutkevitchia* are well correlatable with the C/P boundary type sections in Southern Urals and especially the Darvaz region as well as with Chinese

Fig. 4. Bioclastic wackestone with echinoderm fragments, fusulinids, brachiopodes and ostracods, × 10

sections, where they are reported from Uppermost Carboniferous to Sakmarian deposits. *Dutkevitchia complicata* seems to be restricted to the Asselian and Sakmarian.

The absence of the genus *Sphaeroschwagerina* in the studied material, which is the index fossil of the Asselian seems to depend on facies. Kahler F. and Kahler G. (1941) described *Sphaeroschwagerina citriformis* from a loose chunk of the Dolžanova soteska limestone. The dark limestones above yield *Sphaeroschwagerina carniolica* (Kahler & Kahler, 1937). Closely similar species (cf. Rauzer-Chernoussova, 1960) were often assigned by Russian and also Japanese researchers to *Sphaeroschwagerina pavlovi* (Rauzer-Chernoussova, 1938), which is a widespread Asselian fusulinid. *Sphaeroschwagerina carniolica* is also common in the Grenzlandformation of the Carnic Alps.

The fusulinid genus *Quasifusulina* as well as the conodont *Hindeodus minutus* are long-ranging species (Carboniferous -Permian) and have therefore no stratigraphical value.

Diplognathodus expansus? (some with a single row of nodes on the carina) are found together with *Sweetognathus* in the Upper Pseudoschwagerina Limestone and Trogkofel limestone? (Forke, 1995). *Diplognathodus expansus* (*Dipl.* n. sp.? H by V. Bitter & Merrill, 1990) is recorded from the Bennett Shale to the Crouse Limestone (Council Grove Group) in Kansas, U.S.A.. In North China *Diplognathodus expan-*

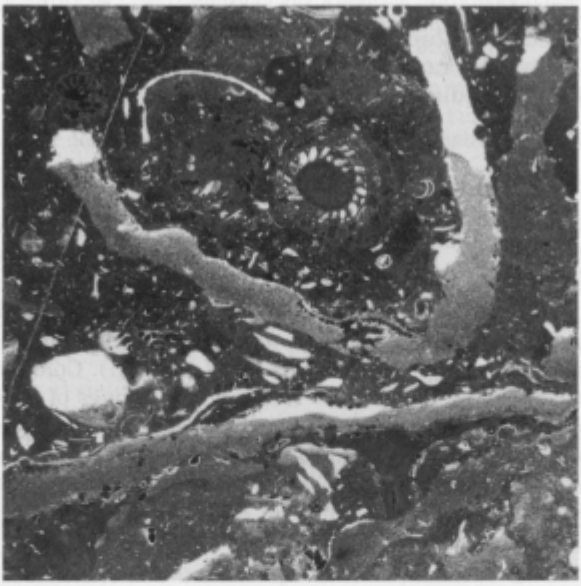


Fig. 5. Bioclastic wackestone with fusulinids, and large fragments of phylloid algae (*Eugonophyllum* sp.). Internal structure mostly dissolved and filled with fine peloidal micrite, × 10

sus (with some uneven secondary pustules on the spatula; Ding & Wan, 1990, p. 135) appears in the upper part of the *Streptognathodus elongatus-S. wabaunsensis-S. fuchengensis* assemblage zone, which correlates with the *Sphaeroschwagerina* fusulinid zone. Neither in the Southern Urals type sections nor in the South China sections (Wang & Higgins, 1989; Wang, 1994) the genus *Diplognathodus* is reported from Gzhelian to Lower Sakmarian deposits.

Because no universally accepted taxonomy exists for the Upper Carboniferous-Lower Permian *Streptognathodus*, it is difficult to give a precise correlation for this species. Therefore, independent on exact taxonomic assignation, the widest range of *Streptognathodus elongatus* and *Streptognathodus simplex* is from Upper Carboniferous (base of Gzhelian) to Lower Permian (Sakmarian) strata.

Microfacies

Several additional samples were thin sectioned for microfacies study. They indicate a wide variety of shallow subtidal to intertidal? platform carbonates.

The thin sections of the sample from where the conodonts and fusulinids were obtained, are bioclastic wackestones. The bioclasts are mostly echinoderm fragments, as well as common fusulinids, smaller foraminifera, bryozoans, brachiopods and ostracods (Fig. 4). Large, unbroken phylloid algal blades are present, but their internal parts are normally not preserved (Fig. 5). They appear as moulds, filled with sparry calcite or fine peloidal micritic sediment after dissolution, showing geopetal

structures, which could be also seen in some shelter pores of brachiopods. The phylloid algae were encrusted by *Tubiphytes* or red algae (*Claracrusta* sp.). Sponges, gastropods and trilobites are rare. Conspicious is the strong bioturbation (agglutinated worm tubes) of the sediment.

Conclusions

Although a latest Carboniferous age could not be strictly excluded for the grey, pale red and red limestones, an Asselian to earliest Sakmarian age seems more likely, because *Diplognathodus expansus?* as well as *Dutkevitchia complicata* are reported only from Lower Permian deposits at the moment. If the contact to the overlying dark, bedded limestones is sedimentary indeed, the upper range is limited because of the occurrence of *Sphaeroschwagerina carniolica* (Asselian). Compared to the Carnic Alps these limestones are older than the Trogkofel limestones of the type locality and even as the Upper Pseudoschwagerina Limestone, which yields *Sweetognathus inornatus* and *Sw.* aff. *whitei* without any species of *Streptognathodus*. Therefore the grey, pale red and red limestones from which the conodonts and fusulinids were obtained can not be called "Trogkofel" limestones no longer, but should be named after the Dolžanova soteska – the Dolžanova soteska limestone.

References

Buser, S. 1974: Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken. – Carinthia II, *84*, 27–37, Klagenfurt.

Buser, S. 1980: Guidebook to basic geological map of Yugoslavia 1:100000, sheet Celovec (Klagenfurt). – Zvezni geološki zavod, 1–62, Beograd.

Buser, S. & Cajhen, J. 1978: Basic geological map of Yugoslavia 1:100000, sheet Celovec (Klagenfurt). – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Chernykh, V. V. & Ritter, S. M. 1994: Prelimininary biostratigraphic assessment of conodonts from the proposed Carboniferous-Permian boundary stratotype, Aidaralash creek, Northern Kasakhstan. – Permophiles, *25*, 4–6, 1 tab., Calgary.

Ding, H. & Wan, S. 1990: The Carboniferous-Permian event-stratigraphy in the south of the North China platform. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, *118*, 131–156, 10 Abb., 1 tab., 4 pl., Frankfurt/Main.

Ellison, S. 1941: Revision of the Pennsylvanian conodonts. – J. Paleont., *15*/2, 107–143, 4 fig., 4 pl., Tulsa, Oklahoma.

Forke, H. 1995: Biostratigraphie und Mikrofazies im Unterperm der Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., *138*/2, 200–297, 23 pl., Wien.

Geyer, G. 1895: Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, *46*, 127–233, 9 fig., Wien.

Hahn, G., Hahn, R. & Ramovš, A. 1970: Perm-Trilobiten aus Slovenien, NW-Jugoslawien. – Senckenbergiana lethaea, *51*, 311–333, Frankfurt/Main.

Heritsch, F. 1933: Rugose Korallen aus dem Trogkofelkalk der Karawanken und der Karnischen Alpen. – Prirodosl. razprave, *2*, 42–55, Ljubljana.

Heritsch, F. 1938: Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. – N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd. *79*, 63–186, Stuttgart.

Heritsch, F. 1939: Karbon und Perm in den Südalpen und Südosteuropa. – Geol. Rundschau, *30*, 529–588, Stuttgart.

Heritsch, F. 1943: Das Paläozoikum. – Bd. 1, in: Heritsch, F. & Kühn, O.: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Berlin (Bornträger).

Heritsch, F. & Kahler, F. 1932: Die stratigraphische Gliederung der Naßfeldschichten. – Anz. der Akademie der Wissenschaften, math.-naturwiss. Kl. 1932, Wien.

Kahler, F. & Kahler, G. 1937: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Pseudoschwagerinenkalkes. – Palaeontographica, Abt. A, *87*, 1–44, 2 tab., 3 pl., Stuttgart.

Kahler, F. & Kahler, G. 1941: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Pseudoschwagerina* und ihre Vertreter im Unteren Schwagerinenkalk und im Trogkofelkalk. – Palaeontographica, Abt. A, *92*, 59–98, 2 tab., 2 pl., Stuttgart.

Kahler, F. & Kahler, G. 1980: Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II., Sonderheft, *36*, 183–254, 9 Taf., Klagenfurt.

Kahler, F. & Kahler, G. 1982: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen. Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, *77/4–6*, 89–128, 3 pl., 2 figs., Stuttgart.

Kochansky-Devidé, V. 1956: Pregled dosadašnjih istraživanja fuzulinida Jugoslavije. – 1. jugoslav. geol. kongres Bled 1954, 139–151, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1964: Die Mikrofossilien des jugoslawischen Perms. – Paläont. Z., *38*, 180–188, Stuttgart.

Kozur, H. & Mostler, H. 1976: Neue Conodonten aus dem Jungpaläozoikum und der Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. *6/3*, 1–33, 4 pl., Innsbruck.

Pečar, J. 1987: Upper Carboniferous and Permian mesolobid chonetacean brachiopods of Karavanke Mountains (Yugoslavia) and Carnian Alps (Italy). – Geologija *28/29*, (1985/86), 9–53, Ljubljana.

Ramovš, A. 1961: O stratigrafiji trogkofelskih apnencev v Jugoslaviji. – 3. kongres geologa Jugoslavije, Budva 1959, 93–103, Titograd.

Ramovš, A. 1963: Biostratigraphie der Trogkofel-Stufe in Jugoslawien. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 382–388, Stuttgart.

Ramovš, A. 1966: Revision des *"Productus elegans"* (Brachiopoda) im ostalpinen Jungpaläozoikum. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *125*, 118–124, Stuttgart.

Ramovš, A. 1968: Biostratigraphie der klastischen Entwicklung der Trogkofelstufe in den Karawanken und Nachbargebieten. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *131*/1, 72–77, Stuttgart.

Ramovš, A. 1969: Karawankinae, nova poddružina produktid (Brachiopoda) iz alpskih zgornjekarbonskih in permijskih skladov. – Jeseniški zbornik Jeklo in ljudje, *2*, 251–268, Jesenice.

Ramovš, A. 1980: Fossil Life of the Tržič Area, Slovenia. – Tržiški zbornik, *2*, 81 p. (in slovenian). Društvo prijateljev mineralov in fosilov Tržič, Ljubljana.

Rauzer-Chernoussova, D. M. 1960: Revizija schvagerin s bliskimi rodami i graniza carbona i permi. – Voprosi mikropalaeont., akad. nauk SSSR, *4*, 3–32 (R), 6 Abb., 1 tab., Moskau (izd. nauka).

Schellwien, E. 1898a: Bericht über die Ergebnisse einer Reise in die karnischen Alpen und die Karawanken. – Sitzungsberichte der k. preuss. Akademie der Wissenschaften, phys.-math- Kl., 1898, 693–700, Berlin.

Schellwien, E. 1898b: Die Fauna des karnischen Fusulinidenkalks. Teil II. – Palaeontographica, *44*, 237–282, 8 pl., Stuttgart.

Schellwien, E. 1900: Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken. Abh. Geol. Reichsanst., *16*, 1–122, Wien.

Sweet, W. C. 1988: The Conodonta: morphology, taxonomy, paleoecology and evolutionary history of a long-extinct animal phylum. – Oxford Monographs on Geology and Geophysics, *10*, 212 p., Oxford.

Von Bitter, P. H. & Merrill, G. K. 1990: Effects of variation on the speciation and phylogeny of *Diplognathodus*. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, *118*, 105–129, 4 fig., 6 pl., Frankfurt/Main.

Wang, Z. 1994: Early Permian conodonts from the Nashui section, Luodian of Guizhou. – Palaeoworld, *4*, 203–224, 2 fig., 4 pl., Nanjing (University press).

Wang, Z. & Higgins, A. C. 1989: Conodont zonation of the Namurian-Lower Permian strata in South Guizhou, China. – Palaeontologica Cathayana, *4*, 261–291, 1 fig., 4 tab., 17 pl., Beijing (Science Press).

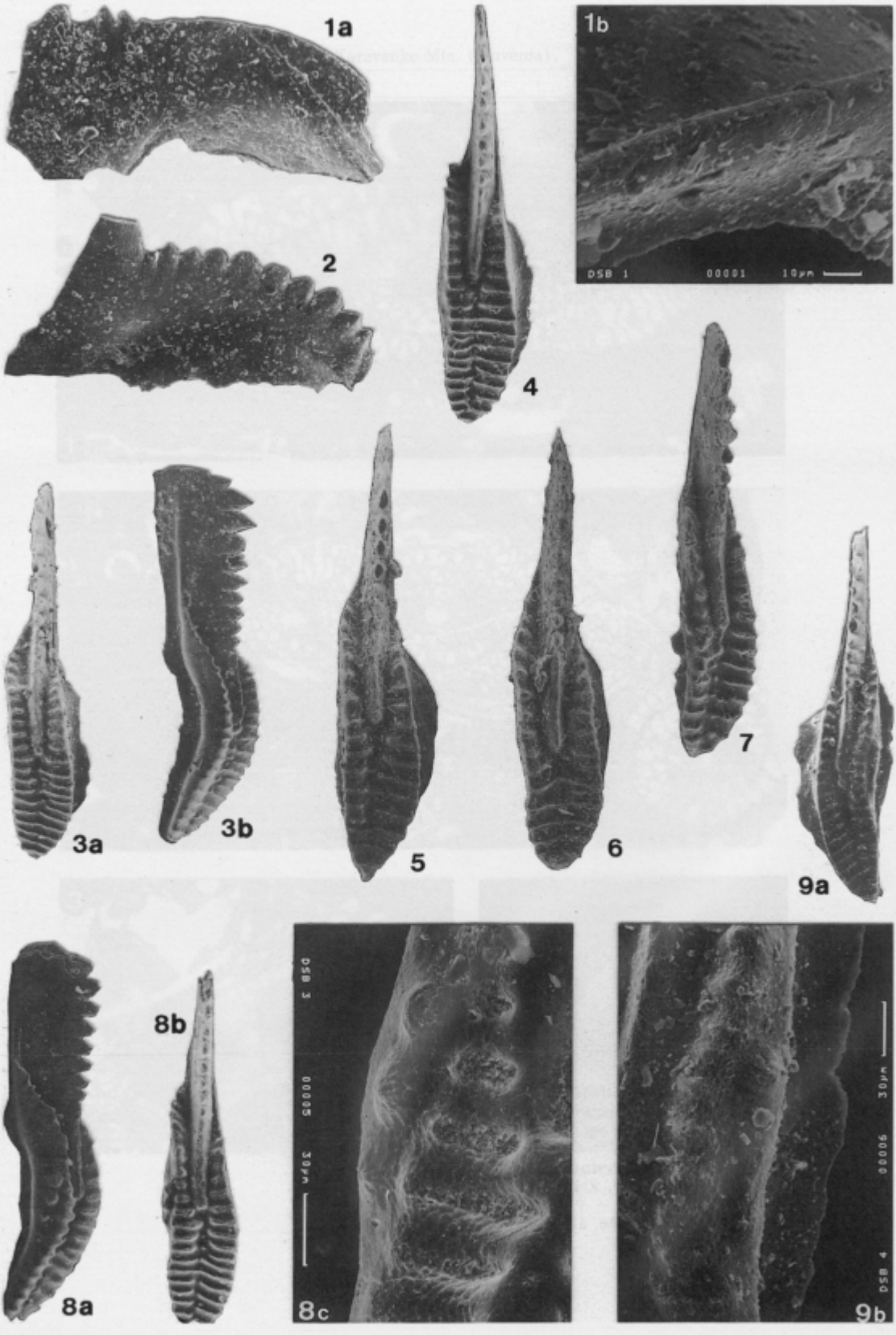
Plate 1

1 Diplognathodus expansus? (Perlmutter, 1975)
1a Lateral view, DSB/1 [1], × 160
1b Upper view of spatulate carina showing lack of a pustulose ultrasculpture, DSB/1 [1], × 600

2 Hindeodus minutus (Ellison, 1941)
Lateral view, DSB/1 [2], × 80

3–6 Streptognathodus cf. *simplex* Gunnell, 1933
3a Upper view, DSB/1 [11], × 80
3b Lateral view, DSB/1 [11], × 80
4–6 Upper views of different growth stages, DSB/1 [5], × 80, DSB/1 [12], DSB/1 [14], × 120

7–9 Streptognathodus cf. *elongatus* Gunnell, 1933
7 Upper view of a juvenile specimen, DSB/1 [26], × 120
8a Lateral view, DSB/1 [3], × 80
8b Upper view, DSB/1 [3], × 80
8c Enlarged part of accessory nodes, DSB/1 [3], × 400
9a Upper view, DSB/1 [4], × 80
9b Enlarged part of weakly developed accessory nodes, DSB/1 [4], × 300


1a
1b
DSB 1 00001 10µm
2
4
3a
3b
5
6
7
9a
8a
8b
8c
DSB 1 00005 30µm
9b
DSB 4 00006 30µm

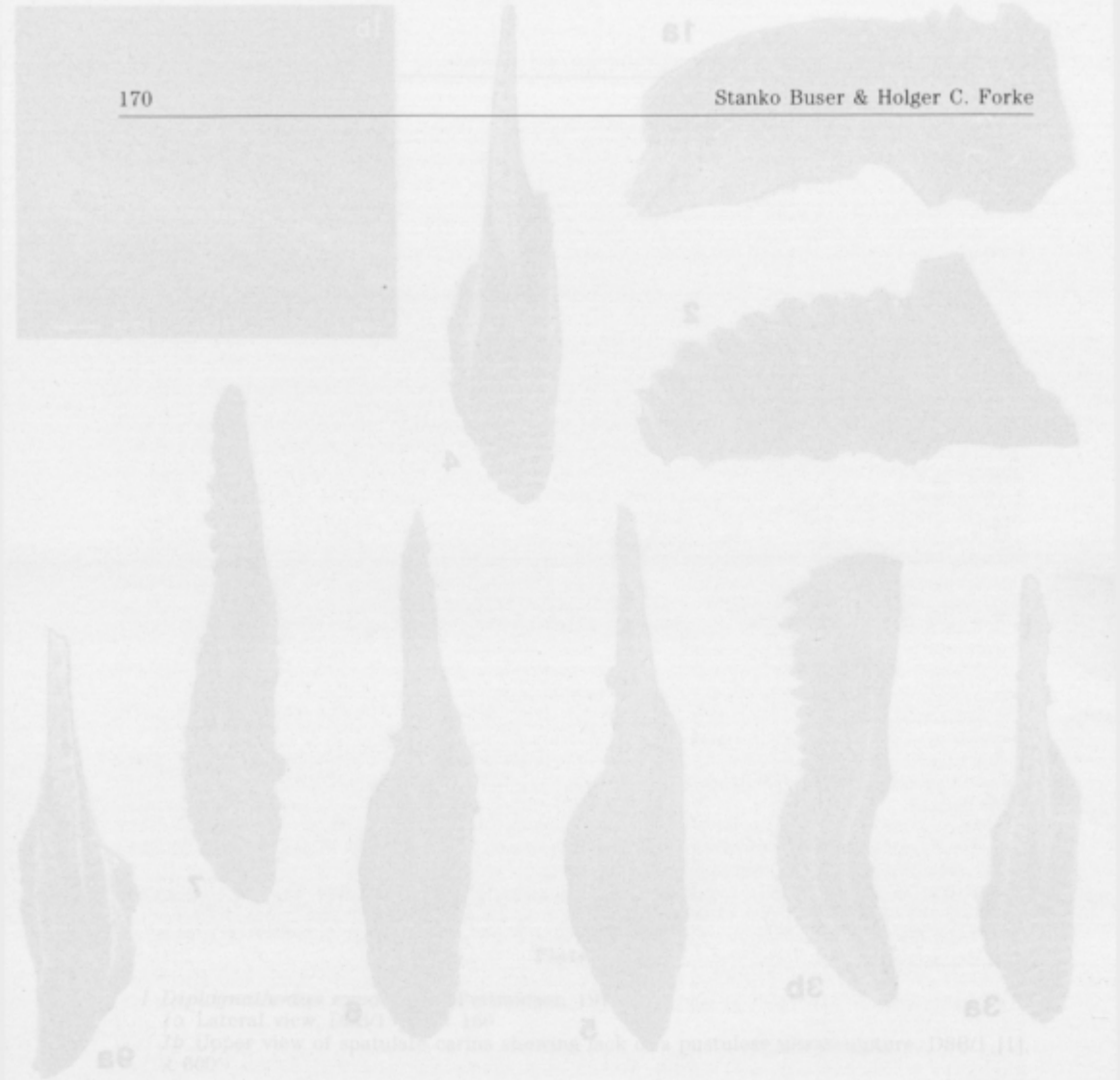
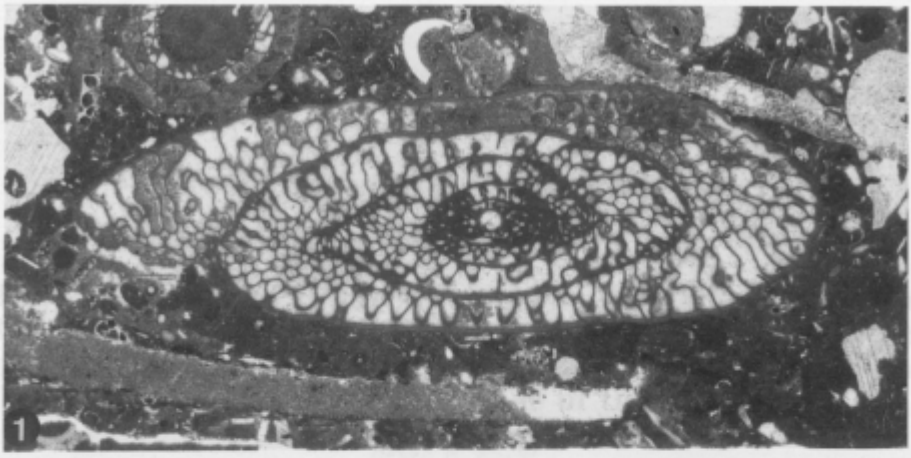


Plate 2

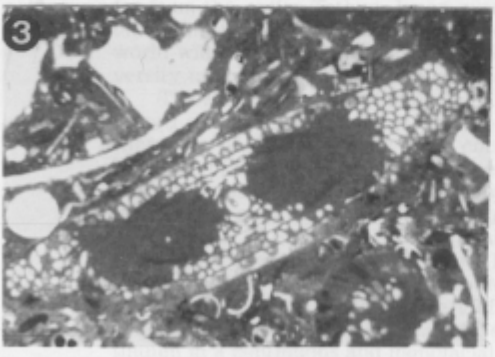
1,2 Dutkevitchia complicata (Schellwien, 1898)
1 Slightly oblique section DSB/1 [1], × 10
2 Axial and sagittal section DSB/1 [4], × 10

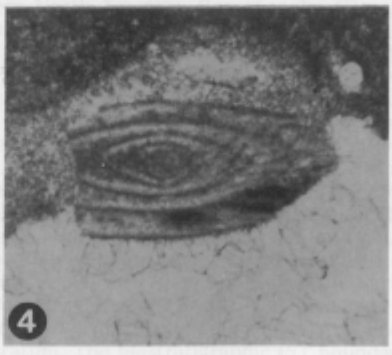
3 Quasifusulina cf. *tenuissima* (Schellwien, 1898)
Axial section DSB/3, × 10

4 Boultonia willsi Lee, 1927
DSB/2, × 50


1

2


3


4

GEOLOGIJA *37*, *38*, 173–213 (1994/95), Ljubljana

The importance of *Hindeodus parvus* (Conodonta) for the definition of the Permian–Triassic boundary and evaluation of the proposed sections for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic

Heinz W. Kozur
Rézsü u. 83, H–1029, Budapest, Hungary

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

Cheng-yuan Wang
Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica,
210008, Nanjing, China

Yurij D. Zakharov
Far Eastern Geol. Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science,
159, Prospekt Stoletiya, Vladivostok, 690022, Russia

Abstract

The biostratigraphic Permian/Triassic (P/T) boundary is defined by the first appearance of *H. parvus*. The first appearance of *H. parvus* within the cline *H. latidentatus-H. parvus* is a globally recognizable event in the conodont evolution. The first appearance of *H. parvus* is not facies related and can be observed both in ammonoid-free shallow-water deposits and in ammonoid-bearing pelagic deposits. *H. parvus* is a common, easily determinable species known so far from the entire Tethys, Japan, western North America, Boreal realm (Greenland) and the Tethyan margin of Gondwana. *H. parvus* is the first species with world-wide distribution to appear after the absolute minimum in the faunal diversity indicated by the minimum in $\delta^{13}C$.

The Meishan section (South China) contains a continuous, pelagic sedimentary record across the P/T boundary without stratigraphic gaps. It is nearly unaltered thermally (CAI = 1-1.5). Its fossil content (ammonoids, conodonts, foraminifers, bivalves, brachiopods, sporomorphs etc.) and event succession have been thoroughly studied. Absolute age and magnetostratigraphy have also been subjected to intensive studies. The section is readily accessible and under protection of the government. This section is best suitable as a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic. No other section in the world is known to be qualified for defining the P/T boundary in a GSSP. *H. parvus* made its earliest appearence in the middle part of Boundary Bed 2 (Bed 27) at Meishan. It evolved within Bed 27 from *H. latidentatus* within a phylomorphogenetic continuum in a continuous and monofacial stratum. The biostratigraphic P/T boundary lies very close to the event boundary (15 cm above the event boundary at the base of Boundary Bed 1 = Bed 25, and a few centimetres above the minimum in $\delta^{13}C$ in the lower Boundary Bed 2).

IUGS UNESCO 359

Introduction

The faunal change at the Permian/Triassic (P/T) boundary has been often overestimated. The disappearance of about 96% of the fauna at this boundary (Raup, 1979) is a summary estimation over a longer time interval. Bed by bed investigations have shown that the disappearance of faunal and floral elements occurred over a certain interval with accelerated extinctions at several levels (Kozur, 1977a, 1989, 1994b). Nevertheless, the faunal incision near the P/T boundary was very strong. Some fossil groups (plankton, shallow-water, warm-water benthos) were so strongly affected that even some sediment types (e. g. radiolarites) globally disappeared at the P/T boundary and did not re-appear before the late Olenekian. The minimum of faunal diversity is indicated by a minimum in $\delta^{13}C$ near the P/T boundary.

Most of the faunal groups that disappeared near the P/T boundary re-appeared in the late Olenekian or in the Middle Triassic (Kozur, 1977a, 1994b). The mode of extinction, the affected groups and the later re-appearance of most groups that disappeared at the P/T boundary lead Kozur (1989, 1994b) to the conclusion that the faunal incision was caused by a short-lasting, rapid cooling also in low latitudes caused by dense aerosols (similar to the calculated nuclear winter). The causes for these dense aerosols were probably extremely strong volcanic activities in the areas of the Siberian Trap (more than 2 million km^2) and other eruptive centres (e.g. in China, where several thin, exactly correlatable tuffitic layers near the P/T boundary cover an area of about 2 million km^2). The recovering of the fauna was hindered by wide-spread anoxia in the lowermost Triassic (Wignall & Hallam, 1993; Kozur, 1994b).

Despite the considerable faunal incision near the P/T boundary, the exact level of the P/T boundary is not yet finally defined. Ammonoid workers used mostly the first appearance of *Otoceras* for defining this boundary. However, despite more than 100 years intensive search, nowhere a section has been found, in which *Otoceras* evolved in a phylomorphogenetic cline from ist forerunner. Even the direct forerunner of *Otoceras* is unknown. The Araxoceratidae, forerunner of the Otoceratidae, are restricted to the pre-Changxingian Wuchiapingian Stage. *Julfotoceras* as the oldest representative of the Otoceratidae occurs in the type late Dzhulfian and type basal Dorashamian, equivalent to the late Wuchiapingian and basal Changxingian (Changshingian).

If *Otoceras* is post-Changxingian as assumed by most ammonoid workers, then the largest part of the Changxingian has not yielded Otoceratidae and Araxoceratidae. No section with undoubtedly determined *Otoceras* has yielded ammonoids in strata immediately below beds with the first *Otoceras*. With "special creations", however, we cannot define a biostratigraphic Permian/Triassic boundary.

This special situation of the distribution of *Otoceras* has lead Tozer (1971) to a curious opinion. He assumed that the *Otoceras* faunas follows always after a gap above pre-Changxingian beds, whereas in all areas with ammonoid-proven Changxingian, the *O. concavum* and *O. woodwardi/O. boreale* zones are missing because of a gap immediately above the Changxingian. However, such situation is hardly explainable because even in shallow-water Werfen facies continuous P/T boundary sections without stratigraphic gaps are present, e.g. in the Southern Alps (Broglio Loriga et al., 1988; Kozur, 1989, 1994c). In some sections there is a genuine gap between the base of *Otoceras*-bearing beds and pre-Changxingian beds, e.g. at Selong. However, there are also many continuous pelagic sections across the P/T boundary. According

to Kozur (1980a, 1989, 1994b), Bando et al. (1980), Gupta and Kozur (1983), Li and Yao (1984) the mutual exclusion of *Otoceras* and Changxingian faunas (perhaps with the exception of Meishan, where Changxingian ammonoids, conodonts and brachiopods occur together with doubtful *Otoceras*) is caused by provincialism. They concluded that a large part of the *Otoceras* faunas is contemporaneous with the Changxingian.

Because the ammonoids have failed to provide a reliable base for definition of the P/T boundary, conodonts were used recently to define this boundary. There is now an agreement among most conodont workers to use the first appearance of *Hindeodus parvus* for definition of the base of the Triassic. *H. parvus* evolved in a phylomorphogenetic cline from *H. latidentatus* and has a global distribution in marine sediments, where it occurs both in shallow-water and pelagic deposits. It is not influenced by provincialism and has a far wider distribution than ammonoids.

In the present paper the advantages and disadvantages of using the first appearance of *Otoceras* and *Hindeodus parvus* are discussed. The significance of the 4 sections proposed as GSSP for the Permian-Triassic boundary, and of some other boundary sections are also discussed.

Definition of the P/T boundary with the appearance of *Otoceras*

Since Mojsisovics et al. (1895) the *Otoceras* faunas traditionally have been mostly placed into the Triassic. For Tozer (1988), this priority is important. In other cases the Triassic ammonoid workers (including Tozer) reject the priority. For instance, Tozer (1994a) continues to place the Rhaetian into his Norian s.l. despite a clear voting of the International Subcommission on Triassic Stratigraphy in favour of the Rhaetian Stage, which has clearly the priority as the first established Triassic Stage (Gümbel, 1861). Brack and Rieber (1994, p. 29) pointed out in connection with the Anisian-Ladinian boundary that any priority argument "can hardly be a constructive contribution to the boundary problem". We do not agree with this argument and regard priority as an important principle for stability of stratigraphic classification. If there is a clear priority, it should be followed. However, there are two main reasons to exclude the application of the priority: (1) if the priority is not clear because of original statements that exclude each other; (2) if two biostratigraphic units, between which a boundary is defined, overlap each other in a considerable scale or if a long time gap is present between these two units.

Both cases for exclusion of application of the priority are given in the case of the *Otoceras* faunas. The overlap of the lower part of the *Otoceras* faunas with the late Changxingian is proven by conodonts (Kozur, 1989, 1994b). Moreover, if *Otoceras?* sp. from Boundary Bed 1 at Meishan is a true *Otoceras*, then there *Otoceras* occurs together with Changxingian ammonoids, brachiopods and conodonts. Because of the different faunal provinces of the *Otoceras* faunas and the Changxingian tropical ammonoid faunas (see below), in general both faunas exclude each other. But nowhere in the world *Otoceras* faunas have been observed to overly Changxingian faunas. Where such a situation was assumed, it can be proven now as wrong (see discussion to the Selong section). Mojsisovics et al. (1895) stated that *Otoceras* and *Episageceras* are typical Permian genera but the *Otoceras woodwardi* Zone is Triassic because of the presence of such genera, as *Danubites, Flemingites, Hungarites, Kingites, Koninckites, Medlicottia, Meekoceras* and *Nannites*. Even after revision of the

ammonoids assigned to these genera, they are undoubtedly Triassic, but likewise undoubtedly, they do not occur in the *Otoceras* faunas, but above them. Consequently, according to the priority, the Triassic age of the *Otoceras* faunas was determined by Triassic genera that do not occur in the *Otoceras* faunas (except *Ophiceras* in the upper *Otoceras* faunas), but only above them.

This was already recognized by Noetling (1901). He subdivided the *O. woodwardi* Zone sensu Mojsisovics et al. (1895) into the *O. woodwardi* Zone s. str., the *Ophiceras tibeticum* Zone and the *Meekoceras noetlingi* Zone. He placed the *O. woodwardi* Zone s. str. (in the modern scope!) in the Permian, in agreement with the statement by Mojsisovics et al. (1985) that *Otoceras* is a Permian genus. The *Meekoceras noetlingi* Zone was assigned to the Triassic and the *Ophiceras tibeticum* Zone was regarded as transitional between the Permian and Triassic. Diener (1909, 1912) rejected the Permian age of the *O. woodwardi* Zone s. str. and placed it again into the Triassic. His arguments were: (1) complete absence of Permian brachiopods in *Otoceras*-bearing beds; (2) correlation of the *Otoceras* faunas with the Triassic basal Werfen Beds of the Southern Alps. Tozer (1988) fully agreed with the arguments of Diener. However, they are both considered to be incorrect. Permian brachiopods are known from several places together with *Otoceras*, or from beds correlated with the *Otoceras* faunas. These brachiopods are surely not all reworked. The basal Werfen lower Tesero Oolite at its type locality contains fusulinids and other Permian foraminifers and a characteristic late Changxingian conodont fauna with *H. typicalis*, typical *H. latidentatus* and *Stepanovites* sp. This fauna is characteristic for the uppermost Changxing (Changhsing) Limestone in the Changxingian stratotype (section D at Meishan). A Late Permian age of these beds is also indicated by mass occurrences of the *Tympanicysta stoschiana* fungal association and by Permian brachiopods, such as *Ombonia* cf. *canavei* Merla, *Crurithyris extima* Grant, *Spinomarginifera* sp.

Consequently, there is no clear priority for assignment of the *Otoceras* faunas into the Triassic, because this assumption was made on the basis of faunas that do not occur in the *Otoceras* faunas. Moreover, if any priority will be regarded, this will only affect the ***O. woodwardi* Zone of the central Himalayas** that was investigated by Mojsisovics et al. (1895) and Diener (1912). But this zone in its present scope was placed into the Permian by Noetling (1901).

Even if the priority of the Triassic age of the *O. woodwardi* Zone is accepted, this would not mean priority of Triassic age for *Otoceras* because this genus was regarded as a typical Permian genus by Mojsisovics et al. (1895), who assigned the *O. woodwardi* Zone to the Triassic. If the P/T boundary will be defined with the first appearance of *H. parvus*, then this boundary is near to the assumed priority boundary at the base of the *O. woodwardi* Zone and probably identical with the base of the *O. woodwardi* Zone in central Himalayas, where this zone was established. *H. parvus* begins in the middle part of the *O. woodwardi* Zone s. l. (Matsuda, 1981). According to all the present data, *H. parvus* begins about in the same level as *Ophiceras*. This species first appears in the upper *O. boreale* Zone of the Arctic and in the upper *O. woodwardi* Zone of the Gondwana margin of the Tethys. In central Himalayas, *Ophiceras* is present at the base of the *O. woodwardi* Zone. Therefore, the type *O. woodwardi* Zone corresponds only to the upper subzone of the *O. woodwardi* Zone (Dagys, 1994). Despite the fact that the conodont fauna of the *O. woodwardi* Zone in central Himalayas is not yet well studied, it is possible that there *H. parvus* begins at the base of the *O. woodwardi* Zone representing in the

central Himalayas only the upper subzone of the *O. woodwardi* Zone. The ammonoid-based correlations of the *Otoceras* faunas by Dagys (1994) confirm therefore the view of Kozur (1994b) that the type *O. woodwardi* Zone is younger than most of the Arctic *Otoceras* faunas as clearly indicated by conodonts (see below).

The *Otoceras concavum* Zone is older than even the lower *O. woodwardi* Zone s. l. as assumed by most ammonoid workers and once more demonstrated by Dagys (1994). Primitive *Otoceras* with distinctly flattened ventral side during all stages of ontogeny, as characteristic for the *O. concavum* Zone, are missing even in the lower *O. woodwardi* Zone s. l. where only advanced *Otoceras* with distinctly acute venter is present. The base of the Triassic defined by first appearance of *Otoceras* at the base of the *O. concavum* Zone would be therefore one and a half ammonoid zones below the assumed priority base at the base of the *O. woodwardi* Zone of central Himalayas.

Independently from these priority questions, the first appearance of *Otoceras* is unsuitable for definition of the P/T boundary for the following reasons:

(1) Both at the base of the *O. concavum* Zone and of the *O. woodwardi* Zone, the first occurrence of *Otoceras* marks a migration event. The immediately underlying beds are in all cases free of ammonoids. Biostratigraphic definition of the base of the Triassic by the first appearance of *Otoceras* at the base of the *O. concavum* Zone of the Arctic or at the base of the *O. woodwardi* Zone of peri-Gondwana Tethys is not possible, because such boundary must be defined by a phylomorphogenetic cline between two species. In the case of the first occurrence (not first appearance!) of *Otoceras* this boundary would be even not situated between two ammonoid zones and therefore not be a biostratigraphic boundary. The first occurrence of *Otoceras* in any section must not be identical with the first appearance of *Otoceras*. In the case of the *O. woodwardi* Zone this is obvious. In the type area of this Zone, *Otoceras* begins together with *Ophiceras*. Therefore, this level cannot be older than the upper *O. boreale* Zone in the Arctis (Dagys, 1994). This is in full agreement with the conodont correlations (Kozur, 1994b). Where the *Otoceras* beds begin with *Otoceras* of the *O. woodwardi* group (with acute venter and a single keel in adults) without *Ophiceras*, their exact position within the lower *O. woodwardi* Zone and the lower *O. boreale* Zone is unknown. Therefore the base of the *O. woodwardi* Zone cannot be exactly correlated with the *O. boreale* Zone in most cases. Only in those sections, where *O. woodwardi* begins together with *Ophiceras* (e.g. in the type *O. woodwardi* Zone in central Himalayas), an approximate correlation can be made (not older than upper *O. boreale* Zone).

The first occurrence of *Otoceras* is either related to a transgression (e.g. base of the Upper *O. woodwardi* Zone in the central Himalayan type area, base of the *O. woodwardi* Zone at Selong, see under discussion of this section) or by immigration because of cooling or other, not yet known reasons, e.g. first occurrence of *Otoceras* in Kashmir above pelagic, but *Otoceras*-free beds. At the base of the *O. concavum* Zone, *Otoceras* begins distinctly above the transgression surface. This may be related to a deepening of the basin. Only where the *O. boreale* zone succeeds the *O. concavum* Zone, a definable biostratigraphic boundary is present, but this boundary was never proposed as the base of the Triassic and would be really not a suitable P/T boundary (recognizable only in very few sections of the world).

(2) The first occurrence of *Otoceras* is strongly diachronous. This can be clearly proven by ammonoid and conodont data. Bando (1971, 1973), Zakharov (1971) and Dagys (1994) have shown that *O. concavum* retains some features inherited

from the Araxoceratidae, including a flattened ventral side. It is more primitive than *O. woodwardi* and *O. boreale* that have both in early ontogenetic stages distinctly flattened ventral sides with three keels, but in later ontogenetic stages the venter is acute with only a single keel (Kummel, 1972; Bando, 1981). The more primitive *O. concavum* is regarded as the ancestor of the advanced *Otoceras* of the *O. woodwardi* group. This is in full agreement with the succession of *O. boreale* above *O. concavum* in the Arctic, with seemingly some overlap as demonstrated in the Setorym River section of the Verkhoyansk region (see below).

In peri-Gondwana Tethys, primitive *Otoceras* of the *O. concavum* group with flattened ventral side are missing, and only the advanced *O. woodwardi* group is present. Consequently, the view of Tozer (1988, 298) that the base of the *O. woodwardi* Zone of the Himalayas is correlative with the base of the *O. concavum* Zone in the Arctic is unsubstantiated on ammonoid evidence. The type *O. woodwardi* Zone of the Himalayas corresponds only to the upper *O. woodwardi* Zone with *Ophiceras* (Dagys, 1994). Consequently, it is the youngest *Otoceras* fauna of the world.

Nakazawa (1992) and Yin (1993) correlated the *O. latilobatum* "Zone" of Selong (Tibet) with the *O. concavum* Zone of the Tethys. As pointed out by Dagys (1994), *O. latilobatum* is a badly preserved *Otoceras* that surely does not belong to the *O. concavum* group, because it lacks flattened ventral flanks. He concluded that "*O. latilobatum* must really be identified as *Otoceras* ex gr. *woodwardi*" (Dagys, 1994, 39). Also the *Otoceras* fauna of Selong belong to the upper *Otoceras* fauna that is also indicated by conodonts (see under discussion of the Selong section).

The ammonoid correlations by Dagys (1994) are largely in agreement with the conodont correlations by Kozur (1994a, b, 1995). Sweet (1976) reported from Greenland one of the richest conodont faunas of *Otoceras*-bearing beds. According to the taxonomy in that time, he assigned the species from the *Otoceras* faunas to *H. typicalis* and *Neogondolella carinata*. From these determinations and the figures it was clear that *H. parvus* was not present in this very rich fauna. Re-studies of the material by Kozur and Sweet (in prep.) confirmed these original results. *H. parvus* is absent in the very rich *Hindeodus* faunas of the *Otoceras* beds of Greenland, as already recognized by Sweet (1976), who did not determine any *Isarcicella isarcica* to which *H. parvus* was assigned in that time by Sweet and all other conodont workers (because *H. parvus* was not yet separated from this species!). In the lower part of the Greenland *Otoceras* faunas only *H. typicalis* is present, whereas in the upper part *H. latidentatus* is additionally present. Very primitive *H. parvus*, in an evolutionary stage like those of the middle part of Boundary Bed 2 in Meishan, have been found in *Ophiceras*-bearing beds. Two explanations can be given for this fact: (1) The upper part of the *O. woodwardi* Zone is younger than the *O. boreale* Zone (Kozur, 1994b) and corresponds to the lower *Ophiceras commune* Zone. This interpretation seems to be confirmed by the fact that Nakazawa et al. (1987) reported from Svalbard a slab with *O. boreale* and *Claraia stachei*, a guide form of the *Ophiceras commune* Zone. (2) The *Ophiceras*-bearing beds with very primitive *H. parvus* from Greenland may belong to the uppermost *Otoceras* faunas of this area in which *Ophiceras* is already present (Dagys, 1994). In this case *Claraia stachei* would begin in the upper *Otoceras* fauna what is, however, unproven so far.

In any case, *H. parvus* does not begin before *Ophiceras* in the Arctic, because the Greenland specimens are the most primitive forms of that species (see above). For this reason, the largest part of the Boreal *Otoceras* faunas is older than the type *O. woodwardi* Zone (= *Ophiceras*-bearing upper *O. woodwardi* Zone of the Hima-

layas), as pointed out by Kozur (1994b). This is exactly the same correlation as given by Dagys (1994) on ammonoid evidence. If the base of the Triassic is defined by the first appearance of *H. parvus*, the largest part of the Boreal *Otoceras* faunas will belong to the Permian (Kozur, 1974, 1989, 1994b, c, 1995).

(3) The occurrences of *Otoceras* are restricted by provincialism. *Otoceras* is restricted to cool-temperate to cold-water areas (Wang, 1984; Yin, 1985; Yin et al., 1988; Kozur, 1989, 1994b), whereas the Changxingian faunas occur in the tropical realm. The *Otoceras* faunas display a very low faunal diversity; all warm-water faunas are absent and except marginal parts of the distribution area of *Otoceras* (Greenland, peri-Gondwana Tethys, seemingly with temperate climate), limestones are missing or sparse in *Otoceras*-bearing beds. Only in Greenland and peri-Gondwana Tethys, limestones are common in the *Otoceras*-bearing beds. According to Kozur (1994b), *Otoceras* migrated in the latest Permian toward the equatorial realm because of cooling at that time. In the *O. concavum* Zone it was restricted to the central parts of the Boreal realm (Arctic Canada and Siberia). Within the upper part of the *O. boreale* Zone, *Otoceras* started in the cool to temperate peri-Gondwana Tethys and during a shortlasting strong cooling near the P/T boundary *Otoceras* may have immigrated to part of the Tethys (doubtful *Otoceras* in Boundary Bed 1 of Meishan together with Changxingian ammonoids, brachiopods and conodonts). According to Kozur (1989, 1994b) this rapid, short-lasting cooling in the tropical Tethys was the cause of the faunal incision. Whereas the temperature on the Tethyan marginal sea dropped below the lethal level for warm-water faunas, insular regions in the Panthalassa ocean preserved warm-water conditions. From there, many faunal elements that disappeared in the Tethys at the P/T boundary, migrated back into the Tethys during the Olenekian and Middle Triassic.

Whereas the view that *Otoceras* is a cool-water form is generally accepted, Tozer (1994b) rejected this view and explained furthermore the absence of *Otoceras* in Transcaucasia, Central Iran and perhaps in South China by a gap above the Changxingian or Dorashamian. Whereas he regarded data and graphic correlations by Sweet (1992) that show partial overlap of the *Otoceras* faunas with the Changxingian (independently recognized by Kozur, 1989, 1994b without using graphic correlation) as unproven, he really used unproven statements. The sections at Meishan and Shangsi and of Transcaucasia and Central Iran have been investigated by numerous specialists of different countries and all came to the conclusion that there is no gap above the Changxingian or above the Dorashamian. The idea of a gap was only expressed by those authors (especially Tozer) who have not worked on the detailed sedimentology in these sections and who concluded from the absence of *Otoceras* that a gap existed. The data for continuous sedimentation around the P/T boundary have been summarized by Yin (1993, results of the Chinese working group). In the Sovetashen section of Transcaucasia, overlapping samples were taken from the base of the *Paratirolites* beds up to the first occurrence of *H. parvus*. No sedimentologic indications of a gap could be found in these pelagic beds nor a stratigraphically condensed sequence is present. Also the faunal evidence indicates a step by step evolution. In the type section of the Dorashamian the water depth is still greater, as indicated by sedimentological data and ostracod faunas. The sequence is continuous across the P/T boundary (Kotlyar et al., 1984). The graphic correlation by Sweet (1992), regarded by Tozer (1994b) as "interpretations, not demonstrations", is far better founded by an original set of facts than the unproven hypothesis of Tozer that the absence of *Otoceras* in Transcaucasia, central Iran and possibly South China is caused

by a gap above the Changxingian (or Dorashamian). This hypothesis by Tozer (1994b and earlier papers) is in direct contradiction to the facts in these sections, and it is hardly credible that numerous sedimentologists and paleontologists from China, Russia and elsewhere had all overlooked the gap that Tozer postulated by the absence of *Otoceras* without any sedimentologic evidence.

The evidence by Tozer against a cool-water (to temperate) restriction of *Otoceras* compared with the tropical Changxingian fauna are likewise vague. Several times he explained that the view about the cool-water restriction of *Otoceras* is an attempt by Kozur (1989) to influence other people. However, as stated by Kozur (1989), this view was already expressed earlier in papers of Chinese colleagues (Wang, 1984; Yin, 1985; Yin et al., 1988) that all continue to maintain this view. Tozer (1994b, 34) stated: "In making this interpretation of the paleoclimatic significance of the otoceratacean Kozur seems to overlook the fact that otoceratacean occur in the Dorashamian, i.e. in the Tethyan province... Thus otoceratacean cannot be regarded as an exclusively cool water group". However, neither Kozur nor any other scientist, who has regarded ***Otoceras*** as a genus restricted to cool and temperate waters, has ever written that **otoceratacean** have this zoogeographic restriction. The presence of Araxoceratidae in the Dzhulfian and doubtfully in the basal Dorashamian of the tropical-subtropical Tethyan province does not exclude the possibility that a genus of the successor family Otoceratidae may have a zoogeographic restriction to cool and temperate waters. Many recent animals or fossils restricted to the Boreal zoogeographic province have tropical relatives in a different family of the same superfamily. There are living genera with species restricted to cool water and other species that also occur in warm water (e.g. within the Bairdiidae). Moreover, ammonoids of Dzhulfian to earliest Changxingian age are practically unknown from the Arctic. Therefore, it cannot be concluded that **all** Araxoceratidae of this age are restricted to the Tethyan province.

The other argument against the exclusive occurrence of *Otoceras* in cool and temperate water is the possible occurrence of *Otoceras* in China, **above the Changxingian.** An explanation for this occurrence is given by Kozur (1989, 1994b, see above). Just at the level, where doubtful *Otoceras* have been recorded, all stenotherm warm water faunal elements are missing. Moreover, if true *Otoceras* is present in Boundary Bed 1 of China, this would document the contemporaneous occurrence of *Otoceras* with Changxingian ammonoids, brachiopods and conodonts, being incorrect according to Tozer (1994b). The fauna of Boundary Bed 1 was in the original biostratigraphic definition of the type Changxingian included in this stage as an unnamed zone (Zhao et al., 1978). Only the assumed Triassic age of the doubtful assumed *Otoceras* specimens has lead to the conclusion that these beds are younger than Changxingian (Zhao et al., 1981). Those specialists, who recognized the Permian character of the ammonoid, brachiopod and conodont faunas from the Boundary Bed 1, but assumed a Triassic age of *Otoceras,* rejected the presence of *Otoceras* in these beds (Dagys & Dagys, 1987). Today, the Permian age of Boundary Bed 1 is again generally accepted, also by the most ammonoid specialists and not only by authors that define the base of the Triassic with the first appearance of *H. parvus* in the middle part of Boundary Bed 2 (Dagys & Dagys, 1987; Kozur, 1989, 1994b, 1995; Yin et al., 1994; Wang et al., 1987). The mixed Permian-Triassic character of this fauna was assumed by the co-occurrence of Permian ammonoids, brachiopods and conodonts with "Triassic" ammonoids tentatively assigned to *Otoceras.* The repeatedly expressed view of Tozer (1994b) that Boundary Bed 1 lies **above** the Changxingian is neither cor-

rect with respect to the original definition of the Changxingian in its type locality, nor with respect to the present general assignment of these beds. It reflects the view of Tozer that a fauna, which contains or perhaps contains *Otoceras* must be younger than Changxingian.

Tozer (1994b, 35) stated that "the ammonoids of the Dorashamian and Changxingian give absolutely no grounds for a correlation with the Lower Griesbachian." Because the Lower Griesbachian below the upper *Otoceras boreale* and upper *O. woodwardi* faunas with *Ophiceras* contains only *Otoceras*, this sentence means nothing else than the absence of *Otoceras* in the Dorashamian and Changxingian (if the doubtful specimens of *Otoceras* from Boundary Bed 1 of Meishan do not belong to *Otoceras*). This situation is normal for the entire Permian, where the Boreal (and Notal) cool-water faunas have totally different ammonoid faunas as the Tethyan warm-water faunas. The discussion of the Dorashamian ammonoid faunas that preceded the above-mentioned sentence adds nothing to this problem. Tozer pointed out that *Pleuronodoceras occidentale* is based on a poorly preserved specimen, the generic affinity of which is far from certain. However, the ammonoid-based late Changxingan age determination of the *Pleuronodoceras occidentale* fauna (Zakharov, 1988, 1992) can be confirmed by conodonts. The lower part of the *P. occidentale* Zone belongs to the lower *Clarkina deflecta-C. changxingensis* fauna, in which *C. subcarinata* is still present, but no more dominant as in older Changxingian beds. In the upper part of the *P. occidentale* Zone, *C. subcarinata* is absent, but *C. changxingensis, C. deflecta, C. dicerocarinata, H. typicalis* and *H. latidentatus* are present. This conodont succession is the same as in the type late Changxingian confirming the assignment of the *P. occidentale* Zone in the late Changxingian by Zakharov and Rybalka (1987).

Furthermore, Tozer (1994b) pointed out that *Iranites* is probably a synonym of *Shevyrevites* and *Dzhulfites* is a synonym of *Paratirolites*. This view of Tozer is not shared by the Russian ammonoid workers (Kotlyar et al., 1984; Zakharov, 1985, 1988, 1992), who have studied this fauna. The discussion of these taxonomic questions are beyond the topic of this paper. These questions have nothing to do with the question of the partial overlap of the *Otoceras* faunas with the Changxingian, because *Dzhulfites, Iranites* and *Shevyrevites* occur below the *Paratirolites* beds of the Dorashamian and even these beds are not latest Changxingian that is present in the *P. occidentale* Zone. The only taxonomic problem in ammonoid taxonomy that was related to the correlation of the *Otoceras* faunas with the Tethyan scale was the misidentification of *Koninckites* as *Otoceras* by Tozer (1979). He concluded on the basis of this misidentification that *Otoceras* occurs considerably above the type Changxingian in South China (Tozer, 1979). Sheng et al. (1982) and Wang (1984) proved that this "evidence" is without background, because *Otoceras* of Tozer (1979) belongs to *Koninckites* that is, of course, considerably younger than the Changxingian. After the publication of these papers, Tozer (1988) pointed out "that the specimens are too poorly preserved to identify the genus". However, at least the age determination, which results from an assignment of these specimens to *Koninckites*, is correct. *Neospathodus* occurs in this level indicating that the horizon with ammonoids determined by Tozer (1979) as *Otoceras* and by later authors as *Koninckites* is several conodont zones younger than the *H. parvus* fauna of the upper *O. woodwardi* Zone.

Definition of the Permian-Triassic boundary with the first appearance of *Hindeodus parvus*

Conodonts belong to the stratigraphically most important groups of fossils in the Paleozoic and in the Triassic. Rapid evolution of often globally distributed guide forms makes conodonts very suitable for definition of stratigraphic boundaries in that time interval. The base of many stages in the Paleozoic and in the Triassic is defined by the conodonts.

Kozur (1972, 1974, 1977a) used conodonts for the first time for the definition of the P/T boundary. He used the base of the *Isarcicella isarcica* Zone as the base of the Triassic. The base of this zone was also preferred by Sweet (e.g. 1992) and Kotlyar (1991). Yin (1985) preferred the first appearance of *H. parvus*, because of the discovery of this form in the middle part of Boundary Bed 2 at Meishan. As shown by Kozur (1994b) both boundaries are by definition very near to each other or identical. Sweet included for a long time *H. parvus* into *Isarcicella isarcica*, following Staesche (1964). Therefore the base of his *I. isarcica* Zone was identical with the base of the *H. parvus* Zone. Kozur defined the base of the *I. isarcica* Zone with the first appearance of *Isarcicella* s. str. (specimens with thickened cup and at least one lateral denticle on the thickened part of the cup). As shown by dissolving large samples from the P/T boundary level in different parts of the world, these forms began very rarely near the base of the *H. parvus* Zone. Consequently, also the base of the *I. isarcica* Zone s. l. was nearly identical with the base of the *H. parvus* Zone. For this reason, and because of the wider distribution of *H. parvus* also Gullo and Kozur (1993) and Kozur (1994a, b) accepted the base of the *H. parvus* Zone as the base of the Triassic. The *I. isarcica* Zone was redefined with the first appearance of *I. isarcica* and regarded as a range zone. The advantage of the base of the *H. parvus* Zone against all other possible conodont boundaries is discussed below.

At the P/T boundary only gondolellids and *Hindeodus* are common. In shallow-water deposits *Stepanovites* (Permian) and *Ellisonia* (Triassic) may be common. *Merrillina* is very rare. The platform conodonts are exclusively represented by the smooth *Clarkina*. In contrast to the opinion of Orchard (1994b), Orchard et al., (1994) and Dagys (1994, referring to Orchard, 1994b), these platform conodonts are not suitable for definition of the P/T boundary for the following reasons: The P/T boundary level is marked by successive disappearance of *Clarkina* species in the latest Changxingian. Two species characteristic for the basal Triassic, *Clarkina carinata* (Clark) and *C. tulongensis* (Tian), have their first appearance in the uppermost Changxing Limestone of the Meishan sections or equivalent undoubtedly Changxingian beds immediately below the Boundary Beds in the Shangsi section; they straddle the Permian-Triassic boundary. These species, especially the common *C. carinata* have during their entire range from the latest Changxingian to earliest Scythian a very high intraspecific variability (width and outline of the platform, degree of upward turning of the platform margins, size of the cusp, denticulation of the carina). Extreme forms of *C.* cf. *carinata* are very similar and almost inseparable from *C. deflecta, C. changxingensis, C. tulongensis*. A large part of the different determinations of the conodonts of the Selong section is caused by this intraspecific variability. Independent from this high intraspecific variability, the smooth *Clarkina* species are difficult to separate. Only very rich, well preserved faunas allow an exact separation of different species, but even in these faunas the high intraspecific variability brings

a lot of problems for taxonomy. Basic questions of the taxonomy are open that are related to this intraspecific variability, e.g. *C. carinata* s. l. versus *C. carinata* s. str., *C. planata* and *C. nevadensis* for the same populations. *C.* cf. *carinata* cannot be clearly separated from *C. carinata*. Despite the fact that most specimens are different, the transitional field between these two species is always strongly occupied from the latest Changxingian to the earliest Triassic. Only in the *I. isarcica* Zone of the Tethys both species are distinctly separable, whereas in the cool and temperate climatic zones the high variability of *Clarkina* continued in the same stratigraphic level. *Clarkina* cf. *changxingensis* from the *H. parvus* Zone is nearly inseparable from *C. changxingensis* of the Changxingian. Single specimens of *C.* cf. *carinata* from the *H. parvus* Zone are nearly inseparable from *C. changxingensis* and *C. deflecta*, some are even similar to *C. orientalis* and *C. transcaucasica*. In this situation, the determination of stratigraphically important forms may be influenced by pre-existing opinions about the age of the fauna. For instance, the latest type Changxingian *Clarkina* fauna of the Meishan sections with *C.* cf. *carinata*, *C. changxingensis*, *C.* cf. *deflecta*, but without *C. subcarinata* and *Clarkina* faunas from earliest Triassic *H. parvus* Zone are nearly inseparable.

Moreover, the pelagic gondolellids have near the P/T boundary the same or even more patchy distribution than the ammonoids. Pelagic beds are rare near the P/T boundary and therefore also sections with *Clarkina* are rare near this boundary. Moreover, even sections with very rich *Clarkina* faunas in the latest Permian and earliest Triassic display often a short interval, where only *Hindeodus* is present, e.g. Sosio Valley in Western Sicily (Gullo & Kozur, 1993), most of the Transcaucasian sections (Kozur et al., 1978), some of the Chinese sections (Tian, 1993, 1994), Guryul Ravine, Kashmir (Matsuda, 1981). No direct correlation of the few pelagic sequences across the P/T boundary with the wide-spread shallow water facies (Werfen facies of the Tethys and in western North America) at the P/T boundary is possible with any *Clarkina* species, because they are absent in all shallow-water deposits. None of the basal Triassic *Clarkina* species appeared at the base of the Triassic, independent from the level in which this boundary will be finally placed. All these species appeared in undisputed Changxingian strata. The distinct differences between tropical Changxingian and Triassic *Clarkina* faunas are exclusively caused by disappearance of Changxingian species, but disappearance is not a useful base for definition of the base of the Triassic.

The *Clarkina* species near the P/T boundary are strongly temperature dependent. All typical late Changxingian *Clarkina* species, such as *C. deflecta*, *C. dicerocarinata*, *C. postwangi* and *C. xiangxiensis* are stenotherm warm-water species. The *C. carinata* group is eurytherm, but prefered temperate and cool-water environments and became in tropical areas only dominant after disappearance of the stenotherm latest Permian warm-water gondolellids. For this reason, the *C. carinata* group began earlier in cool-water and temperate environments. For instance, it began in the Guryul Ravine section (Kashmir) already 22.6m below the first appearance of *Otoceras*.

On the other hand, *Hindeodus* is very common in the shallow-water Werfen facies, but also occurs in pelagic deposits (mostly rarer). It is an eurytherm genus that is common both in Boreal cool-water and in tropical warm-water shallow-water seas. *H. parvus* is globally present in different facies. It is much wider in its distribution than ammonoids and platform conodonts. Despite the fact that the denticulation of the blade of *H. parvus* is variable (two morphotypes), the main difference against

its forerunner *H. latidentatus*, the large cusp, is invariable and always recognizable, if the specimens are not broken. Both *H. parvus* and *H. latidentatus* are well determinable and easily to distinguished, both by their Pa element and by their Sb ramiform elements (see Kozur, 1995 and in press).

Only the transition forms that occur in a very short interval (e.g. in the middle 8–12cm of Boundary Bed 2 (Bed 27) in the Meishan section) must be separated by arbitrary definition: All specimens, in which the cusp is more than two times longer than the following denticles are assigned to *H. parvus*. In general, also the denticulation of *H. latidentatus* and *H. parvus* is rather different. But the transitional forms display already the long cusp of *H. parvus*, but still the typical denticulation of *H. latidentatus* with 2–3 narrow denticles behind the cusp followed by broad, often wide denticles. The presence of perfect transition forms is, on the other hand, a good evidence for the derivation of *H. parvus* from *H. latidentatus* in a continuous phylomorphogenetic cline. Arbitrary separation of two species of a cline in the transitional field of the two species is generally necessary in phylomorphogenetic lineages.

H. latidentatus is a very characteristic form of the uppermost Changxing Limestone, rarely present also in the Boundary Bed 1 and 2 of the Meishan sections. It occurs in the same stratigraphic level in the Transcaucasian sections and is a common species of the lower Tesero Oolite of the Southern Alps. It occurs also in the *Otoceras* faunas of Greenland, but there the specimens are often not so typical as in the Tethys and more reminiscent of small advanced *H. typicalis*, but they fall within the intraspecific variability of the Tethyan forms. *H. latidentatus* is a characteristic latest Changxingian conodont species. Its derivation is not yet clear. According to Wardlaw (discussion in Guiyang) it has been derived from *H. julfensis* (Sweet); according to Kozur (in press) it may be the successor of *H. typicalis* or of *H. julfensis*. This question does not touch the problematic of the P/T boundary, because the first appearance of *H. latidentatus* is in the uppermost Changxing Limestone within unquestionable Changxingian.

In a special meeting at the Guiyang Symposium (August 1994) hindeodid conodont material (among them type material of *H. parvus*) was shown and discussed. Full agreement was reached about the scope of *H. parvus*, its derivation from *H. latidentatus*, intraspecific (especially ontogenetic) variability, character of the apparatus and generic assignment.

The apparatus of *H. parvus* that was found in a monospecific fauna in Sicily, but was also recognized in the material of the Chinese workers during the Guiyang meeting, correspond to the apparatus of *Hindeodus*. A very similar apparatus is present in *H. latidentatus* found in monospecific faunas in the Tesero Oolite of the Tesero section (Kozur, 1995 and in press) and by Wardlaw (pers. comm.) in the Salt Range. Except the Pa element only the Sb element is different in these two species. Because of the presence of a *Hindeodus* apparatus and the *Hindeodus* type Pa element, all participants agreed that *H. parvus* belongs to *Hindeodus*. However, Sweet (1992), Orchard (1994a, b) and Orchard et al. (1994) assigned *H. parvus* tentatively to *Isarcicella*. So far, *Isarcicella* is regarded by all authors as Pa element of a single element apparatus. If this can be definitely proven, *H. parvus* cannot be assigned to *Isarcicella*. However, the ramiform element of *H. parvus* are distinctly shorter than those of typical *Hindeodus*. If *Isarcicella* displays the same apparatus, an assignment of *H. parvus* to *Isarcicella* would be possible. However, *H. parvus* has never a thickened cup as characteristic for the Pa elements of all *Isarcicella* species. Thus, all forms of the *Hindeodus-Isarcicella* cline, in which the cup is thicke-

nend in 50% or more of its width, are assigned to *Isarcicella* and forms, in which the thickend part is narrower than 50% of the cup width or in which the cup is unthickend, are assigned to *Hindeodus*.

According to Sweet (pers. comm.) the apparatus of *Hindeodus* may be identical with that of *Subbryantodus*. If this can be definitely proven, *Hindeodus* Rexroad & Furnish, 1964 would be a junior synonym of *Subbryantodus* Branson & Mehl, 1934.

These problems of the generic status of *H. parvus* (and of the genus *Hindeodus*) do not touch the stratigraphic value of this species for definition of the base of the Triassic. Full agreement was also reached at the Guiyang meeting that the first appearance of this species is better suitable for the definition of the base of the Triassic than any other biostratigraphic event.

The definition of the base of the Triassic with the first appearance of *H. parvus* within the phylomorphogenetic cline *H. latidentatus* – *H. parvus* has the following advantages:

(1) *H. parvus* is easily determinable and readily separable by its large cusp (more than two times longer than the following denticles) from its forerunner *H. latidentatus*. Two morphotypes have been discriminated by Kozur (1990). Morphotype 1 display small uniform denticles behind the big cusp and a steeply dipping to nearly vertical posterior end of the blade that is undenticulated in juvenile specimens, but displays in general a small denticle in its upper part in adult specimens. In morphotype 2 the posterior third of the blade is occupied by small, strongly inclined denticles.

(2) The derivation of *H. parvus* is well established and the forerunner *H. latidentatus* and *H. parvus* can be found in several shallow-water and pelagic sections in superposition connected by transition forms.

(3) *H. parvus* has a far wider distribution than any other conodont or ammonoid species near the P/T boundary, which could be used for definition of the base of the Triassic. It is so far known from the Southern Alps, Dinarides, Hungary, Sicily (Italy), Crete (Greece), Transcaucasia (with the type locality), northwestern and Central Iran, Elburz, Kashmir, Salt Range, China, Japan, Greenland, western North America, i.e. from the entire Tethys, Circum-Pacific realm, cratonal North America, Boreal realm and the margin of Gondwana.

(4) *H. parvus* is not restricted to a narrow facies zone. It occurs both in ammonoid-free shallow-water Werfen facies and in ammonoid-bearing pelagic deposits.

(5) *H. parvus* has no zoogeographic restriction and occurs in the high latitude Boreal realm, temperate peri-Gondwana Tethys and in the tropical central and western Tethys.

(6) *H. parvus* is the first globally distributed species that appears immediately after the minimum in faunal diversity indicated by the minimum in $\delta^{13}C$. At Meishan, it begins 5cm above the minimum in $\delta^{13}C$.

(7) The first appearance of *H. parvus* is near to a lithostratigraphic event boundary, where such a boundary is recognizable. In the Meishan section, it begins 15cm above the event boundary.

(8) The first appearance of *H. parvus* is near to the traditional base of the Triassic. It lies in the middle part of the *O. woodwardi* Zone. In the central Himalayan type area of the *O. woodwardi* Zone, where *Otoceras* begins together with *Ophiceras* at the base of the (upper) *O. woodwardi* Zone, *H. parvus* probably begins at the base of the (upper) *O. woodwardi* Zone. The traditional P/T boundary above the Changxingian was in China either placed somewhat above or somewhat below the first appearance of *H. parvus*. Until Zhao et al., 1978, this boundary was placed at the

base of the *Claraia wangi* Zone, at Meishan 12cm above the first appearance of *H. parvus*. Since Zhao et al. (1981) this boundary was placed at the base of Boundary Bed 1 that is 15cm below the first appearance of *H. parvus*. Later the lower part of Boundary Bed 1 ("White Clay", Bed 25) was again placed in the Permian and the P/T boundary was placed at the base of the "Black Clay" (Bed 26, upper part of Boundary Bed 1), 11cm below the first appearance of *H. parvus* (Yin et al., 1988; Yang et al., 1993). Yin (1993) and Yin et al. (1994) placed the P/T boundary at the base of Boundary Bed 2, about 8cm below the first appearance of *H. parvus*, but defined the P/T boundary with the base of the *H. parvus* Zone in our sense.

Advantages of the Meishan section as GSSP for the Permian-Triassic boundary

The Meishan section consists of 7 quarries at the southern slope of the Meishan hill (Changxing County, Zejiang Province, South China, location see fig. 1) at 70 to 400m from each other. They are named quarry A, B, C, D (Baoqing quarry, stratotype of the Changxingian Stage), E, F and Z (Zhongxin Dadui quarry). The beds of these quarries have identical thickness, facies and fossil content and because they are laterally traceable, they have been numbered around the P/T boundary in all quarries in the same manner. The Permian-Triassic Boundary Beds (Transitional Beds) are exposed in all of these quarries, the exposed part of the Changxing Limestone and of the overlying Lower Triassic beds is different. Quarry D exposes the entire Changxingian, the other quarries only the middle and upper part of the Changxing Limestone. Best studied are quarries D and Z, and the GSSP should be fixed in one of these two quarries by the Chinese colleagues. The large lateral extent of the Meishan

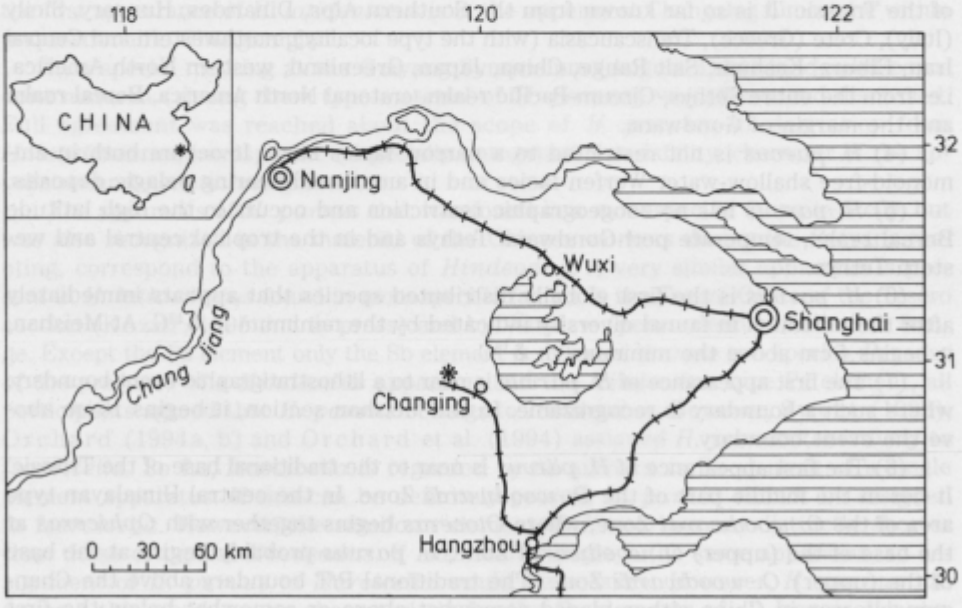


Fig. 1. Locality map of the Meishan section

section allows to take very large samples and to find also larger ammount of rare fossils, such as ammonoids.

As pointed out by Kozur (1989), the Meishan section is more suitable for definition of the base of the Triassic than all other P/T boundary sections in the world. After further studies of the faunas and physical events around the P/T boundary and very fruitful discussions on the excellent Guiyang Symposium (August, 1994) connected with excursions to the most important P/T boundary sections of China, Yin et al. (1994) and Wang (1995) proposed independently to use the Meishan as GSSP for the Permian-Triassic boundary. Yin et al. (1994) proposed to fix the GSSP for the base of the Triassic in quarry D, the stratotype of the Changxingian Stage, following Yang et al. (1987). Wang (1995) proposed the Zhongxin Dadui quarry, 500m east of quarry D as GSSP for the base of the Triassic. He followed the first such proposal by Sheng et al. (1984).

We agree with the proposal to choice the Meishan section as GSSP for the base of the Triassic (defined with the first appearance of *H. parvus*), independently from the question in which of the two quarries (D or Z) of the Meishan section the GSSP will be finally fixed.

In the following, the advantages of the Meishan section at Meishan as GSSP for the base of the Triassic are discussed.

Definition of the biostratigraphic base of the Triassic in the Meishan section

Our studies in South China, Central and northwest Iran, Transcaucasia of Armenia and Azerbaidzhan, Salt Range, Kashmir, Southern Alps, Hungary, Sicily, Greenland and additional published data from western North America (Paull & Paull, 1994) and Japan (IGO, lecture at the First Asian Conodont Symposium in Nanjing, September 1994) have shown that the first appearance of *Hindeodus parvus* within the cline *H. latidentatus* – *H. parvus* is the most suitable and globally recognizable boundary marker. The advantages of this boundary have been shown above.

To facilitate exact definition of the conodont boundary in the Meishan section, 162kg of samples from Boundary Beds 1 and 2 and immediately adjacent Permian and Triassic rocks have been processed for conodonts. The two 3–6cm thick layers of Boundary Bed 1 were sampled separately. The 16cm thick Boundary Bed 2 was divided to 4 samples, each of ca. 25kg per 4cm (AEL 882-1–882-4).

Hindeodus parvus (both morphotypes) appears first in the middle part of Boundary Bed 2 (AEL 882-3), 8cm above the base of this bed, and it is present as typical specimen also in sample 882-4 and in younger beds. This biostratigraphic boundary lies 15cm above the lithostratigraphic event boundary and a few centimetres above the minimum of $\delta^{13}C$ in the lower part of Boundary Bed 2. Supplementary biostratigraphic criteria, which occur at the above biostratigraphic boundary or a little below or above it, are the extinction of the last Changxingian ammonoids *Pseudogastrioceras, Pseudotirolites, Pleuronodoceras*, the extinction of Permian conodonts *Clarkina deflecta, C. dicerocarinata, C. changxingensis, H. latidentatus, H. typicalis*, and of the Upper Permian albaillellacean radiolarian fauna (most of them at the top of Boundary Bed 1, some a little later), and the development of *Ellisonia* from *Stepanovites* as well as the first appearance of *Ophiceras, Claraia wangi* and *I.? turgida* (the last two events somewhat after the first appearance of *H. parvus*). Also important is the disappearance of the marine fungal association with *Tympanicysta*

Table 1. Distribution of conodonts around the P/T boundary in the Zhongxin Dadui quarry of the Meishan section

Sample / Conodonts / Weight (kg)	874	875	876	877	878	879	880	881	882 -1	882 -2	882 -3	882 -4	883	884	885	886	887
	1.1	0	2.1	1.5	1.2	1.2	5.5	7.4	25.1	23.3	29.7	23.8	4.9	10.2	4.2	3.1	7.1
Clarkina carinata									1	1	2					1	1
Clarkina cf. *carinata*	1		2	3	1	2	5	21									
Clarkina changxingensis	1		4	6	6	4	3	5	2		6	3					
Clarkina deflecta			1	1				8		1							
Clarkina dicerocarinata								1									
Clarkina meishanensis							4	5									
Clarkina subcarinata	1		9	2	2												
Clarkina xiangxiensis				1	2	4	2	3	7								
Clarkina sp.			7					14	2			3	1				
Hindeodus changxingensis sp. nov									1		1						
Hindeodus latidentatus									1		1						
Hindeodus typicalis	1		1			1			10	11	4	3					
Hindeodus parvus M. 1											1?	2		2	1	1	
Hindeodus parvus M. 2											3	2	2	1			
Isarcicella ? *turgida*														4	5	1	
Hindeodus julfensis											1						
Hindeodus sp. (Fragments)											13	27			7	1	
Eltisonia spp.									2		12	6		10	5	2	
Stepanovites sp.										1							
Merrillina longidentata										3							
Ramiform elements	14		2					2		6	16	31			4		
Fish teeth and scales	6		2	3	2	3	1	2	6	11	13	2	1				2

stoschiana, which is very characteristic world-wide in Late Changxingian marine deposits, especially near-shore occurrences. In Meishan it is common to the top of the Changxing Limestone, and very rare in the Boundary Beds 1 and 2 (Ouyang & Utting, 1990). In the Boreal realm, beds with mass occurrences of marine fungi have been placed in the Triassic, because they occur in the *Otoceras* faunas. But the largest part of the Boreal *Otoceras* faunas belong to the Permian (Kozur, 1989, 1994b). *Clarkina meishanensis* n. sp. is restricted to Boundary Bed 1 and *Hindeodus changxingensis* may also be possibly restricted to the Boundary Beds.

Correlations of the biostratigraphic base of the Triassic in the Meishan section on the global scales

Evolution of *H. parvus* from *H. latidentatus* is gradual and occurs in one monofacial bed. It is therefore not influenced by facial changes. Because of the gradual transition perfect transitional forms were found that were assigned either to *H. latidentatus* or to *H. parvus*. Zhang (1987) figured such a transitional form as *H. parvus* from Boundary Bed 2 of Meishan. It displays the typical denticulation of *H. latidentatus* with mostly 2 small denticles behind the cusp followed by large and

broad, often widely separated denticles. If the cusp is largely broken as in the specimen figured by Zhang (1987), the separation of *H. latidentatus* and *H. parvus* may be difficult or impossible. In well preserved specimens the transition forms can be easily assigned to *H. parvus* if the cusp is more than two times larger than the largest denticles of the blade.

The same succession from *H. latidentatus* to *H. parvus* can be observed in different continents and faunal provinces, e.g. in Transcaucasia (Kozur et al., 1975, 1978), Kashmir (Matsuda, 1981), the Salt Range (Wardlaw, pers. comm.), in the Southern Alps (Schönlaub, 1991; Kozur, in press) and in Greenland (Kozur & Sweet, in prep.). *H. parvus* is present in all investigated conodont-bearing sections of the lowermost Triassic of the world (see III.). It occurs both in shallow-water ammonoid-free and in pelagic beds. It can therefore be correlated readily within different shallow-water and pelagic fossil associations. Rich sporomorph associations of the Meishan sections allow a correlation with continental beds, at least within the Cathaysian floral province.

Several kinds of biostratigraphic and event data serve as auxiliary signals that facilitate recognition of proximity of the biologically-defined P/T boundary (biostratigraphic auxiliary signals see above). For example, the "Boundary Clay", the base of which marks the lithostratigraphic event boundary, can be recognized as a marker horizon in the Meishan section and those other sections where deposition was below the storm wave base in the level of Boundary Bed 1. It lies in the Meishan sections 15cm below the proposed biostratigraphic boundary. This "Boundary Clay" is present in the huge area from SE Siberia in the N to Meishan in the S and Shangsi in the W (about 2 million km^2). It represents fall-out of volcanic ash and was therefore deposited very rapidly. In sections deposited above storm wave base it is not preserved. We cannot agree with the view of Jin et al. (1994) that this bed represents residuum on the non depositional surface containing a condensed fauna of the few 100m Greenland *Otoceras* beds. Moreover, it does not represent a transgression surface, equivalent to the *Otoceras* transgression in the Arctic and at the Tethyan margin of Gondwana. As shown by conodonts, the *Otoceras* transgression in the Arctic is considerably older and even in the Meishan sections the transgression was not at the base of the "Boundary Clay", but deeper, within the upper Changxing Formation between beds 24c and 24d. In Transcaucasia and in Sicily a distinct regression took place at the base of or within the *H. parvus* Zone and in the Southern Alps the base of the *H. parvus* Zone lies within the lower Mazzin Member in a level without transgression or regression. Thus, there was no world-wide transgression at the P/T boundary as assumed by Jin et al. (1994). World-wide transgression is recognizable only for the level of the *Paratirolites* fauna within the Changxingian, but it is too far from the P/T boundary to be used as an auxiliary marker for this boundary.

The minimum for $\delta^{13}C$ is also recognizable near the biostratigraphic P/T boundary. It indicates the minimum in organic diversity. In all sections, where both the conodonts and the $\delta^{13}C$ values are known, the $\delta^{13}C$ minimum pre-dates the first appearance of *H. parvus* only slightly. In the Meishan section this minimum lies about 5cm below the first appearance of *H. parvus* (see above). One exception to this generalisation was reported from the Carnian Alps, where *H. parvus* was recorded slightly below this event boundary (Schönlaub, 1991). But this inversion of the event and biostratigraphic succession is caused by misidentification of advanced *H. latidentatus* as *H. parvus* as judged from the figured specimens. True *H. parvus* also begins in this section a little above the minimum in $\delta^{13}C$.

An additional important event is the beginning of the Lower Scythian anoxia (Wignall & Hallam, 1993) that began almost globally near the base of the *H. parvus* Zone (exceptions include the Salt Range, Transcaucasia and Abadeh; Kozur, 1994b).

A further important event is the nearly total drop in organic silica production by Radiolaria. As a consequence, radiolarites are absent world-wide in the lower Scythian. In the Dalong Formation, siliceous rocks (and radiolarians) disappear at the base of the event clay.

The foregoing two types of auxiliary data for recognition of the P/T boundary are important for the radiolarite deep-sea sequences of the Circum-Pacific realm. These are the only marine sediments that do not contain *H. parvus* (and mostly no conodonts at all). Such deep-sea sediments do not contain ammonoids or other macrofaunas as well. But the position of the P/T boundary can be recognized easily by the sudden change of radiolarites (often red coloured) into black shales (e.g. in Japan and SE-Siberia, Suzuki et al., 1993; Kozur, 1994b).

The originally tuffitic "Boundary Clay" at Meishan contains zircon, which allows radiometric age determinations (see 8, herein), which can be used for correlations as well (e.g. with the Siberian Trap volcanism). The presence of a layer of volcanic origin in the fossil-rich pelagic P/T boundary section at Meishan offers a unique opportunity to correlate the biostratigraphic and numerical time scales.

Location of the proposed GSSP

The Meishan section is situated at the southern slope of the Meishan hill in Changxing County, Zhejiang Province, South China (fig. 1). It is under the administrative jurisdiction of Huaikan township in Changxing County. The land where the section is located is owned by the Changxing cement factory, but the most important quarries (D = Changxingian stratotype and Z = Zhongxin Dadui) are protected by government. The detailed lithostratigraphic succession of the Boundary Beds is shown in text-fig. 2. All faunas and lithofacies in the Changxingian Stage and in the lowermost Triassic (especially those of the Boundary Beds) of the Meishan section have been thoroughly studied. The section is favourable both for biostratigraphic and event studies.

Description of the Boundary Beds and immediately adjacent strata of the Meishan section

The stratotype section of the Changxingian Stage (quarry D = Baoqing section at Meishan in Changxing, Zhejiang) had been described fully by Zhao et al. (1981), whereas the lithology as well as the biostratigraphy of the Changxingian to lowermost Triassic and especially of the Boundary Beds in quarry Z (= Zhongxin Dadui section) were described by Sheng et al. (1984). Recently, intensive studies of conodonts of the Meishan section have been carried out (Wang, 1994a, b; Yin et al., 1994; Kozur & Wang, in prep.). As representative for the Meishan section, lithology and fossil content of the Boundary Beds and immediately under- and overlying strata are described below. The lithological descriptions with listing of megafossils are based on Sheng et al. (1984). New additions are those for conodonts (see also table 1). The conodont determinations were made by Cheng-Yuan Wang and H. Kozur

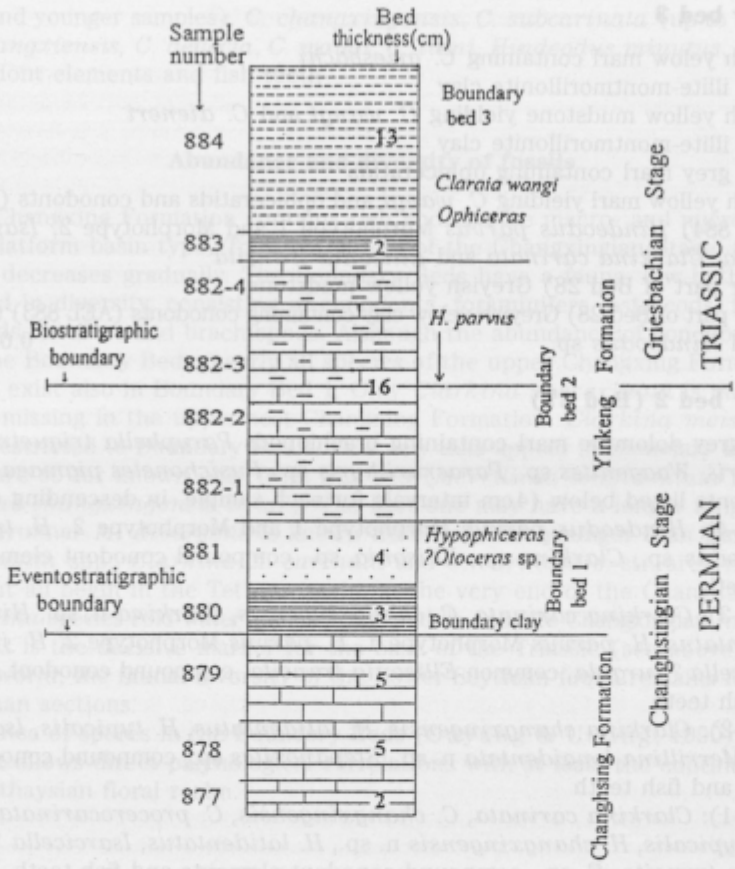


Fig. 2. Eventstratigraphic and biostratigraphic boundaries of the Meishan section at Zhongxin Dadui quarry, Changxing County, Zhejiang Province, South China. The exact thickness of each bed is indicated within the column

(unpublished data). The new species will be described by Kozur and Wang (in prep.). The following stratigraphic sequence is described in descending order (bed numbers only indicated for the Boundary Beds and adjacent strata):

Lower Triassic – Lower Qinglong Formation (Chinglung Fm. according to a different transcription) = Lower Yinkeng Formation

15. Greyish green mudstone intercalated with thin-bedded argillaceous limestone (limestone increasing upward), containing bivalves *Claraia fukenensis, C. longyenensis*, ophiceratid ammonoids, including *Lytophiceras* sp. >2m
14. Greyish yellow mudstone with limestone concretions, in the lower part with *Palaeonucula* sp. and *Claraia* sp., in the middle part with *C. stachei* 6m
13. Yellow illite-montmorillonite clay 0.02m

Boundary bed 3

12. Greyish yelow marl containing *C. griesbachi* 0.30m
11. Yellow illite-montmorillonite clay 0.02m
10. Greyish yellow mudstone yielding *C. wangi* and *C. dieneri* 0.98m
9. Yellow illite-montmorillonite clay 0.04m
8. Bluish grey marl containing ophiceratids 0.46m
7. Greyish yellow marl yielding *C. wangi* and ophiceratids and conodonts (AEL 886 – AEL 884) *Hindeodus parvus* Morphotype 1 and Morphotype 2, *Isarcicella? turgida, Clarkina carinata* and *Ellisonia transita* 0.36m
6. (Upper part of Bed 28) Greyish yellow mudstone 0.02m
5. (Lower part of Bed 28) Greyish yelow clay containing conodonts (AEL 883) *Clarkina* sp. and *Hindeodus* sp. 0.01–0.02m

Boundary bed 2 (Bed 27)

4. Light grey dolomitic marl containing brachiopods *Paryphella triquetra, P. orbicularis, Waagenites* sp., *Paracrurithyris* sp., *Fusichonetes pigmaea*, and the conodonts listed below (4cm intervals for each sample, in descending order):

(AEL 882–4): *Hindeodus parvus* Morphotype 1 and Morphotype 2, *H. typicalis, Hindeodus* sp., *Clarkina* sp., *Ellisonia* sp., compound conodont elements and fish teeth

(AEL 882–3): *Clarkina carinata, C. changxingensis, Clarkina* n. sp., *Hindeodus latidentatus, H. parvus* Morphotype 1, *H. parvus* Morphotype 2, *H. julfensis, Isarcicella* ? *turgida*, common *Ellisonia transita*, compound conodont elements and fish teeth

(AEL 882–2): *Clarkina changxingensis, H. latidentatus, H. typicalis, Isarcicella* ? sp., *Merrillina longidentata* n. sp., *Stepanovites* sp., compound conodont elements and fish teeth

(AEL 882–1): *Clarkina carinata, C. changxingensis, C. procerocarinata, Hindeodus typicalis, H. changxingensis* n. sp., *H. latidentatus, Isarcicella* ? sp., *Ellisonia transita*; *E.* sp., compound conodont elements and fish teeth 0.16m

Boundary bed 1

3. (Bed 26) Greyish yellow mudstone with small crystals of pyrite, purple-red in weathering colour, yielding ammonoids *Otoceras* ? sp., *Hypophiceras* cf. *martini, H. changxingense, Tompophiceras* sp., *Metophiceras* sp. and *Pseudogastrioceras* sp.; bivalve *Peribositra baoqinensis*; brachiopods *Paracrurithyris pygmaea, Waagenites barusiensis, Paryphella sulcatifera, Neowellerella pseudoutah* and *Araxathyris minuta*; conodonts (AEL 881) *Clarkina* cf. *carinata, C. changxingensis, C. dicerocarinata, C. deflecta, C.* cf. *sosioensis, C. xiangxiensis, C. meishanensis* n. sp. and *Hindeodus latidentatus* 0.04–0.06m
2. Yellow or purple illite-montmorillonite clay containing conodonts (AEL 880): *Clarkina* cf. *carinata, C. changxingensis, C. deflecta, C.* cf. *meishanensis* n. sp. and *C. xiangxiensis* 0.03–0.06m

Changxing (Changhsing) Formation

1. (Bed 24e) Grey thin-bedded limestone with chert nodules, bearing *Palaeofusulina* sp. and conodonts (AEL 879 – AEL 872): *Clarkina* cf. *carinata* (from AEL

876 and younger samples), *C. changxingensis*, *C. subcarinata* (up to AEL 878), *C. xiangxiensis*, *C. deflecta*, *C. wangi*, *C. tiani*, *Hindeodus minutus*, compound conodont elements and fish teeth 0.20m

Abundance and diversity of fossils

The Changxing Formation contains rich and diverse macro- and microfaunas of an intraplatform basin type. Toward the end of the Changxingian Stage, the faunal diversity decreases gradually. The Boundary Beds have a fauna, low both in abundance and in diversity, consisting of conodonts, foraminifers, ostracods, fish teeth, ammonoids, bivalves and brachiopods. Although the abundance of conodonts decreases in the Boundary Beds, nearly all species of the upper Changxing Formation are known to exist also in Boundary Bed 1. Only *Clarkina subcarinata* is missing, but it is also missing in the uppermost Changxing Formation. *Clarkina meishanensis* n. sp. is restricted to Boundary Bed 1. Few new taxa appear in Boundary Bed 2. Two of them are so far known only from this bed (*Merrillina longidentata* n. sp. and *Hindeodus changxingensis* n. sp.). The first one may have a longer range, because its forerunner *M. divergens* is known from beds not younger than Early Dzhulfian. *Ellisonia* spp., *Clarkina* cf. *carinata* and *C. carinata* s. str. are Triassic elements, but all begin in the Tethyan realm at the very end of the Changxingian, the two *Clarkina* species cold-water faunas in the middle and late Changxingian respectively. *H. parvus* is the decisive marker for the base of the Triassic (see above). Like all over the world, the faunal diversity of the Lower Scythian fauna remains low also in the Meishan sections.

Presence of spores in the Boundary Beds (Ouyang & Utting, 1990) is significant, as it allows direct palynological correlations with at least the continental beds of the Cathaysian floral realm.

Favourable facies for widespread correlation

Studies on the Meishan sections reveal that the Changxing Limestone originated on a gently dipping slope. It is characterized by both pelagic and shallow-water fossils. Boundary Bed 1 was deposited below the storm wave base, allowing preservation of the tuffitic layer (Boundary Clay). The fauna consists predominantly of pelagic fossils (pelagic ammonoids, gondolellid conodonts), shallow-water fossils *(Hindeodus)* are subordinate. In Boundary Bed 2 a slight shallowing is indicated by increasing amounts of shallow-water conodonts *(Hindeodus, Ellisonia)*. However, *Clarkina* is still present in the Boundary Beds 2, indicating a normal salinity pelagic facies deposition. This association of both pelagic and shallow-water conodonts is highly desirable for world-wide correlations. Moreover, *Hindeodus* occurs not only in shallow-water deposits, but also less abundantly in pelagic beds. Presence of sporomorphs also allows direct correlation with continental beds.

Important is also the low thermal gradient without thermocline. Permian cold bottom-water conodont faunas from open tropical seas are very different from warm-water faunas. Near the thermocline a sudden change in the conodont faunas occurred that sometimes has caused difficulties in stratigraphic interpretations (e.g. in the Luodian section in southwest China, Wang et al., 1994).

Structure and metamorphism

The Meishan section at Changxing is simple in structure, and consists of monoclinal strata without folds or faults. The outcrop is excellent and easily accessible. This section belongs neither to an exotic block nor to a terrane, it is monotonous in lithofacies, its biostratigraphic boundary lies in a successive monofacies horizon without any interruption of sedimentation with minor bioturbation.

The Meishan section displays a very low thermal alteration. The CAI is 1–1.5 and the Thermal Alteration Index (TAI) ranges from 2 to 2+, so that spores and acritarchs are well preserved and well studied (Ouyang & Utting, 1990).

Magnetostratigraphy, geochronometry and iridium anomaly

The magnetostratigraphic research data from the Meishan sections can be considered as reliable, because the rocks have not been effected by significant thermal alteration and they display low organic maturity. Li et al. (1989) collected 111 samples at the Meishan sections and according to their studies, the Permian-Triassic eventstratigraphic boundary (15cm below the biostratigraphic boundary) lies 1.2m above the base of normal polarity zone V. This is in good agreement with data on Dorasham 2, Transcaucasia (Zakharov & Sokarev, 1991). The paleolatitudinal position of Meishan was at 12.3 °N in the P/T boundary level. This paleogeographic position within the tropical belt is favourable for biostratigraphic correlations.

The "Boundary Clay" of the Meishan section is of volcanic origin (Yin et al., 1992) and contains zircons that are suitable for absolute geological age determinations. Claoué-Long et al. (1991) and Zhang et al. (1992) calculated the radiometric age of the "Boundary Clay" (Bed 25) as 251.2 ± 3.4Ma (using Shrimp ion-microprobe $^{206}Pb/^{238}U$ dating). Renne (1995) determined a plateau date of 249.91 ± 0.15Ma (using $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of sanidine grains) and calculated an average age of 250.0 ± 0.2Ma for the boundary tuffs of Meishan and Shangsi. This age corresponds to the age (250 ± 0.3Ma) of the main phase of the Siberian Trap (Renne et al., 1995).

The correlation of the main phase of the Siberian Trap and seemingly contemporaneous post-Tatrian ("Early Triassic" sensu Tuzikova, 1985) basalts in the Urals with the latest Permian and Permian-Triassic boundary was already shown by Kozur (1989, 1994b) on the basis of conchostracans and sporomorphs. This correlation played an important role in the explanation of the Permian-Triassic faunal crisis by a short-lasting strong cooling also in low latitudes caused by dense aerosols (Kozur, 1989, 1994b).

Yin et al. (1994) pointed out that the iridium anomaly at the P/T boundary is in most cases either undetected or of moderate value, and uneven distributions of Ir at the P/T boundary are present in South China and in the Alps, different from the situation at the Cretaceous-Tertiary boundary where the Ir content is consistently and remarkably higher than the background value, thus inferring a different origin. We agree with this statement, but have to add that the iridium peak noted by Brandner et al. (1986) in the Southern Alps was caused by a measurement mistake and is not existing (pers. comm. of the authors). Because also the high Ir values given by Sun et al. (1984) for the Meishan section were not confirmed by later investigations (Clark et al., 1986), it can be concluded that there was no iridium anomaly near the P/T boundary.

Accessibility and conservation

The Meishan section is conveniently accessible from Shanghai, Hangzhou (capital of Zhejiang Province) as well as from Nanjing (capital of Jiangsu Province). The area is known as China's economically developed region and provides suitable facilities for communications, travel and conduct of international geological field studies. Favourable climatic conditions make the section accessible throughout entire year.

The most important and best investigated quarries of the Meishan section, the stratotype section of the Changxingian Stage (quarry D, known also as Baoqing section) and the quarry Z (Zhongxin Dadui quarry) have now been placed under protection of the Provincial Government of Zhejiang and the County Government of Changxing, prohibiting economic exploitation, but allowing scientific studies both for Chinese and foreign scientists.

For the above reasons, several authors recommended the Meishan section as GSSP for the base of the Triassic (Yin et al., 1994; Wang, 1995). Already before the Meishan section was regarded as the best section in the world for defining the Permian-Triassic boundary (Sheng et al., 1984; Yang et al., 1987; Kozur, 1989; Wang, 1994a, b).

In agreement with the opinion of the overwhelming majority of the specialists the biostratigraphic P/T boundary is defined by the first appearance of *H. parvus* in the cline *H. latidentatus* – *H. parvus* within Boundary Bed 2. In the answer to a questionnaire in 1995, 13 members of the PTBWG recommended as base of the Triassic the first appearance of *H. parvus*, 2 members recommended the first appearance of *Otoceras* as base of the Triassic.

Overview of candidates (except Meishan) for the Permian-Triassic boundary GSSP and other important P/T boundary sections

In August, 1993, at the meeting of the Permian-Triassic Boundary Working Group (PTBWG) of the International Commission on Stratigraphy (ICS), four candidate sections for the global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic were proposed, Meishan (Changxing County, Zhejiang Province), Shangsi (Guangyuan, Sichuan Province), Selong (Xizang, Tibet) and Guryul Ravine (Kashmir). The Changxing section received the highest ranking.

At the PTBWG meeting at the Guiyang Symposium in August 1994 after visiting the Meishan and Shangsi sections, the vote for the best candidate for P/T boundary GSSP had the following result: 22 participants favoured Meishan, one favoured Guryul Ravine, and none favoured Selong and Shangsi. In a voting in Albrechtsberg, Austria, in which only few member of the PTBWG have taken part, 4 participants voted in favour of Meishan, and 3 in favour of Guryul Ravine. One of each votes for Meishan and Guryul Ravine was made by the same person. Therefore in both votes together 25 were in favour of Meishan and 3 in favour of Guryul Ravine. In the answer to a questionnaire in 1995, 15 members of the PTBWG recommended Meishan and no other section was recommended.

In the following, the different candidates for P/T boundary GSSP (except Meishan, for this section see chapter IV) and other important P/T boundary sections are briefly discussed.

Guryul Ravine (Kashmir)

The Guryul Ravine section contains *Otoceras woodwardi*, but no ammonoids in the beds immediately below the first appearance of *Otoceras*. Therefore no ammonoid-based boundary can be recognized in this section. Conodonts are common in the upper *O. woodwardi* Zone of the outcrop, but nearly absent below it (Matsuda, 1981). The upper *O. woodwardi* fauna belongs surely to the *H. parvus* Zone. It yielded *Hindeodus typicalis, H. latidentatus* (both determined as *H. minutus* by Matsuda, 1981), *H. parvus*, a single specimen of *Isarcicella* sp. and in the upper part also *Clarkina carinata*. Most of the lower *O. woodwardi* fauna[1] of the section cannot be dated by conodonts, because only one sample (upper part of bed 55) immediately below the first appearance of *H. parvus* contains *H. typicalis* and, according to the figured Sb element (Matsuda, 1981, pl. 3. fig.7), also *H. latidentatus*. The remaining part of the lower *Otoceras woodwardi* fauna has no conodonts, but a poor fauna with *H. typicalis* and *C. carinata* occurs also below the first appearance of *Otoceras* (Nakazawa et al., 1975; Matsuda, 1981), both in the E1 Member of the Khunamuh Formation and in upper part of the Zewan Formation (upper Member C and Member D). In temperate to cool-water environments the impoverished *H. typicalis – C. carinata* fauna (consisting in general only of these two species or subordinately additional species of the *C. carinata* group) began therefore considerably earlier (in the Guryul Ravine section in a horizon with *Cyclolobus walkeri* of late Wuchiapingian to early Changxingian age, 22.6m below the first occurrence of *Otoceras*) than in the tropical warm-water faunas, in which the latest Permian contains several other *Clarkina* species, such as *C. changxingensis, C. deflecta, C. dicerocarinata, C. postwangi, C. subcarinata* and *C. xiangxiensis*. The strong change from this typical Permian stenotherm warm-water *Clarkina* fauna to the "Triassic" *Clarkina carinata* fauna (dominant *C. carinata*, subordinately *C. procerocarinata, C. taylorae, C. tulongensis*) in the tropical area is therefore facies related (cooling event) and therefore unsuitable for definition of the base of the Triassic. For the same reason, the pelagic *Clarkina* is absent in the lower *H. parvus* Zone and often also immediately below the base of this zone in most of the tropical pelagic regions. The eurytherm *Hindeodus* species are present both in cool-water and warm-water faunas and therefore not affected by the Permian-Triassic faunal crisis.

The following reasons exclude the use of the Guryul Ravine section as GSSP for the base of the Triassic:

(A) Strong thermal alteration (CAI 4–5) prevents reliable results of magnetostratigraphic and palynologic investigations.
(B) No ammonoid and diagnostic conodont faunas are present in the Late Permian immediately below the *Otoceras* faunas.
(C) The section is not readily accessible at the present time. For political reasons, the visit of foreigners to Kashmir is forbidden at the present time.

The Guryul Ravine section is interesting as auxiliary section for the peri-Gondwana Tethys (temperate to cool-water) because it is the only section of this region,

[1] A part of the lower *O. woodwardi* fauna of the Guryul Ravine section may belong to the upper *O. woodwardi* Zone because *Ophiceras* is present in the top of Bed 52, where it begins about 80cm above the first occurrence of *Otoceras* in this section.

in which the *Otoceras*-bearing beds are not separated from the underlying beds by a gap. However, also in this section no ammonoids are present below the *Otoceras* faunas (*Cyclolobus walkeri* and *Xenaspis* sp. occur 22.6m below the first appearance of *Otoceras*).

Shangsi (Guangyuan, Sichuan Province)

This excellent Wuchiapingian to Early Scythian sequence is very rich in fossils and the thermal alteration is very low (CAI 1–1.5). Because of the greater water depth, radiolarians are common in the Permian, but disappear suddenly near the P/T boundary. Correlation with Meishan is readily possible. Even the event clay is present. However, near the P/T boundary a 24cm horizon has not yielded conodonts so far, and only *Hypophiceras* sp., *Claraia* sp. and *Towapteria* sp. were found in this horizon. Consequently, the Shangsi section is unsuitable as GSSP for the P/T boundary. However, this section is very important for studies of deep pelagic sequences in the Late Permian and near the P/T boundary.

Selong (Xizang, Tibet)

This section was proposed by Wang et al. (1989) as potential stratotype of the P/T boundary. It played (and still plays) an important role to "prove" that the *Otoceras concavum* Zone is younger than the Changxingian and contains a Triassic fauna. In this section time equivalents of the *Otoceras* faunas are said to overlie conformably Changxingian and also the "Boundary Clay", and a minimum $\delta^{13}C$ was recognized in the "right place". In this section Orchard (1994a) and Orchard et al. (1994) proved that the *Otoceras* faunas have no Changxingian conodont fauna, and that *H. parvus* begins contemporaneously with *Otoceras*. For Tozer (1994b) this is an important argument against the Permian age of the lower *Otoceras* faunas. However, in Selong only the upper *O. woodwardi* Zone is present (see below). Among the 4 candidates for the GSSP of the P/T boundary, this section is the most unsuitable, and since the Symposium in Guiyang, it is no more taken into consideration as GSSP for the P/T boundary by any scientist (compare above mentioned votings).

As clearly documented by Geldsetzer (lecture at the Guiyang meeting), the formerly assumed "White Boundary Clay" is a horizontal fissure filling of fibrous calcite that disappears laterally within bioclastic pre-Lopingian Permian limestones. The minimum of $\delta^{13}C$ is probably related to this fibrous calcite. The around 7cm thick "Changxingian" bioclastic limestones above this fissure filling are inseparably connected with the underlying pre-Lopingian limestones. This is also indicated by the presence of Pre-Lopingian corals (upper range in the Middle Permian) in this "Changxingian" limestone (Fedorowski, discussion to the Geldsetzer paper) and by a conodont fauna that contain *Mesogondolella* ex gr. *phosphoriensis* and a new species of the Gondwanide cool-water genus *Vjalovognathus* (Kozur & Wang, Zhi-Hao, in prep.). The overlying *Otoceras latilobatum* bed is separated by a major erosional gap (with subaerial carstification) from these pre-Lopingian limestones. Therefore no Changxingian is present below the *Otoceras*-bearing beds. The basal centimetres of the *O. latilobatum* bed contain very much (partly more than 50%) reworked conodont of Early and Middle Permian ages, e.g. *Mesogondolella idahoensis* and *M.* ex. gr. *phosphoriensis* together with *H. typicalis* and *Clarkina* cf. *carinata* (Kozur & Wang, in prep.).

Nakazawa (1992) and Yin (1993) correlated the *O. latilobatum* beds at Selong with the *O. concavum* Zone in the Arctic. However, as pointed out by Dagys (1994), *O. latilobatum* from Selong is based on a poorly preserved specimen that lacks flattened ventral flank and consequently is not related to *O. concavum*. The holotype is according to Dagys (1994) an *Otoceras* ex gr. *woodwardi*. We fully agree with this determination. This means that the *Otoceras* fauna of Selong begins within any level of the upper *Otoceras* faunas. The presence of *H. parvus* in the *O. latilobatum* bed and the post-Changhsiangian character of the conodont fauna, reported by Orchard (1994a, b) does not mean that *H. parvus* begins together with *Otoceras* and the entire *Otoceras* faunas are post-Changxingian as assumed by Orchard (1994a, b) and above all Tozer (1994b). The conodont data of Orchard (1994a) and Kozur (1989, 1994a, b) are therefore not incompatible with each other as pointed out by Dagys (1994) and Tozer (1994b). The occurrence of *H. parvus* in the upper, *Ophiceras*-bearing *O. woodwardi* Zone is well documented since Matsuda (1981), recognized also by Kozur (1989, 1994a, b). The Changxingian conodont faunas reported by Sweet (1976) and Kozur (1994b) were derived from *Ophiceras*-free older part of the *Otoceras* faunas. If the specimens from the Boundary Bed 1 of China are true *Otoceras*, then also in South China Changxingian conodont faunas occur together with *Otoceras*.

Because *O. latilobatum* is an advanced *Otoceras* that starts after a very long stratigraphic gap, the co-occurrence of *H. parvus* and *O.* ex gr. *woodwardi* reported by Orchard (1994a) and Orchard et al. (1994) adds no new data that are in conflict with the data by Kozur (1989, 1994a, b). However, there are still some sedimentologic and other complications that have to be taken into consideration (see below).

For the following reasons, the Selong section is unsuitable as GSSP of the P/T boundary:

(A) The oldest *Otoceras* of Selong belong surely not to the primitive *O. concavum* group, but to the more advanced *Otoceras woodwardi* group. Because these ammonoids follow after a long stratigraphic gap, it is even unclear to which level of the *O. woodwardi* Zone they belong. Immediately underlying beds do not belong to the Changxingian, but to the early Middle Permian as indicated by corals and conodonts. They do not contain ammonoids. Thus, the P/T boundary cannot be established by ammonoids in this section.

(B) According to Orchard (1994a, b) and Orchard et al. (1994), *Hindeodus parvus* is present at the base of the *Otoceras* faunas of Selong (our lowermost investigated sample yielded *H. typicalis, C.* cf. *carinata*, many reworked Early and Middle Permian conodonts, but no *H. parvus*). If the data by Orchard can be confirmed (different authors presented so far different conodont data), the Permian lower part of the *O. woodwardi* Zone and the equivalents of the Permian Boreal *O. concavum* and lower *O. boreale* faunas (without *H. parvus*, but with *H. typicalis, H. latidentatus* and *Clarkina changxingensis*) are missing in Selong or condensed into the Triassic upper *O. woodwardi* Zone. As pointed out above, basal Triassic beds overlie Middle Permian limestones at a major unconformity and no Late Permian conodonts (and ammonoids) are known below the *Otoceras* faunas. Therefore, the exact position of the P/T boundary in this section cannot be established by conodonts.

(C) Strong thermal alteration (CAI 4–5) precludes reliable results of magnetostratigraphic and palynologic investigations.

(D) Strong stratigraphic condensation and reworking occur in the *Otoceras* faunas of Selong, because *Clarkina* cf. *changxingensis*, *C.* cf. *carinata*, advanced *C. carinata*, *Hindeodus typicalis*, *H. parvus*, *Isarcicella isarcica*, *Mesogondolella idahoensis* and *M. phosphoriensis* (all present in the *Otoceras* faunas of the Selong section) do not occur together in uncondensed and unreworked faunas.

C. tulongensis, also present in this fauna, was originally described from beds of earliest Triassic age, but the listing is a summary of conodont associations, and it is unclear whether the listed conodonts occur exactly in the same level near the P/T boundary. The "earliest Triassic" of the *C. tulongensis* type section contains also the equivalents of the latest Permian Boundary Bed 1 of Meishan. The species figured as *H. typicalis* from the stratum typicum of *C. tulongensis* is a *H. latidentatus*. The only exact age determination for *C. tulongensis* is from bed 27a of the Shangsi section. This bed belongs to the Upper Changxingian immediately below the latest Changxingian "White Boundary Clay".

C. taylorae from the *Otoceras* Beds of Selong is common in cool-water faunas with *H. parvus*, but also in cool-water faunas of the Permian basal Dolomite Unit of the Katwai Member (with the brachiopod *Comelicania* and the fusulinid *Reichelina*) of the Salt Range. Its stratigraphically lowest occurrence is in the White Sandstone Member (of latest Dzhulfian or earliest Changhsingian age) of the Salt Range. Both the Permian and Triassic *C. taylori* of the Salt Range have been so far erroneously assigned to *C. carinata* (Bando et al., 1985).

Another interpretation of the conodont distribution of the Selong section was given by Orchard (1994b) and Orchard et al. (1994). According to these authors, *"Isarcicella"? parva* and *Otoceras* appeared contemporaneously, *Isarcicella isarcica* appeared within the range of *Otoceras* and the Changxingian *"Neogondolella" changxingensis-"N". deflecta* assemblage does not occur in *Otoceras*-bearing beds. None of these assumptions can be confirmed in complete and uncondensed sections. Moreover, these assumptions are based on previous correlations of the *O. latilobatum* beds with the *O. concavum* Zone of the Arctic. As shown by Dagys (1994), this correlation is basically wrong. As pointed out above, Dagys (1994) proved that *O. latilobatum* is an *Otoceras* ex gr. *woodwardi*, because it lacks flattened ventral flanks characteristic for the *Otoceras concavum* group. The *O. latilobatum* beds belong therefore to the *O. woodwardi* Zone and the presence of *H. parvus* in these beds does not indicate that *H. parvus* and *Otoceras* began contemporaneously.

In Kashmir, *H. parvus* begins in the middle part of the *O. woodwardi* Zone, whereas in the lower *O. woodwardi* Zone only *H. typicalis* and *H. latidentatus* are present (see p. 196). Because the *O. woodwardi* Zone is surely younger than the *O. concavum* Zone, *H. parvus* is missing in the largest part of the *Otoceras* faunas. In Greenland, the first primitive *H. parvus* appears above the *O. boreale* Zone or in its uppermost, *Ophiceras*-bearing part (Kozur, 1994b; Kozur & Sweet, in prep.). In the Verkhoyansk region (NE Siberia), the lower *O. boreale* Zone yielded *H. typicalis* and *C. changxingensis*, but no *H. parvus*. But also this is not the oldest *Otoceras* fauna, represented by the *O. concavum* Zone.

A primitive new species of *Isarcicella* is common in Late Changxingian shallow-water deposits, where it occurs together with fusulinids, *H. latidentatus* and *Stepanovites* sp. (Kozur, 1995 and in press). Contemporaneously with *H. parvus* begins the more advanced *Isarcicella* sp. sensu Matsuda (1981), in which the main

blade is either bifurcated or a lateral denticle is present and fused with the main blade. True *I. isarcica* begins somewhat above the base of the *Ophiceras tibeticum* Zone, where it evolved from *I. turgida*. If *I. isarcica* s. str. is present in the *Otoceras* faunas of Selong, this would not prove the occurrence of *I. isarcica* within the range of *Otoceras*, but stratigraphic condensation of the Selong section, which is also indicated by other data. The late Changxingian *C. changxingensis–C. deflecta* fauna is a diverse warm-water fauna. Most species of this fauna are consequently missing in the temperate and cool-water *Otoceras* faunas. However, in the basal *Otoceras* faunas of Greenland *C. subcarinata* is present that ends within the lower *C. changxingensis–C. deflecta* fauna. Therefore, the time-equivalent of the entire *C. changxingensis–C. deflecta* Zone are present in the *Otoceras* faunas.

According to Orchard (1994a) and Orchard et al. (1994) all known conodont faunas from *Otoceras*-bearing beds are basically different from Dorashamian and Changxingian conodont faunas that are dominated by *"Neogondolella" subcarinata*, *"N." changxingensis*, *"N." deflecta*, and *H. typicalis* (with *H. latidentatus* in the uppermost Permian). According to this statement, the conodont faunas of the upper, *H. parvus*-bearing (post-Changxingian) part of the *Otoceras* faunas were compared with conodont faunas below the latest Changxingian. Both in Meishan (stratotype of the Changxingian) and in Transcaucasia, *Clarkina subcarinata* is no more present in the latest Changxingian. *C. subcarinata* is still present, but no more dominating, in the lower *C. changxingensis – C. deflecta* fauna of Meishan; in the upper part of this fauna *C. subcarinata* is missing. In the lower *Pleuronodoceras occidentale* Zone of Transcaucasia *C. subcarinata* is present, but also no more dominant. In the middle and upper part of this zone, *C. subcarinata* is missing. On the other hand, in this latest Changxingian fauna without *C. subcarinata*, several species of the *Otoceras* faunas are present: *Clarkina* cf. *carinata*, *C. changxingensis*, *C. tulongensis*, *Hindeodus latidentatus* and *H. typicalis*. Decisively important is that *H. parvus* occurs only in the *Ophiceras*-bearing upper part of the *Otoceras* fauna, but not in the *Ophiceras*-free *O. concavum* and lower *O. boreale* Zone, where only *H. typicalis*, and in a short interval in the middle part of the *O. woodwardi* Zone also *H. latidentatus* are present. The same situation is in the tropical Tethyan area, where the latest Changxingian has no *H. parvus* that begins at the base of the Triassic within Boundary Bed 2 (see description of the Zhongxin Dadui quarry of the Meishan section).

Sovetashen and Dorasham 2 (Armenia and Azerbaidzhan in Transcaucasia)

Kotlyar et al. (1993) proposed the sections of Sovetashen and Dorasham 2 (Armenia and Azerbaidzhan in Transcaucasia) as auxiliary boundary sections. These sequences comprise open marine, red pelagic limestones, claystones and marls (Kotlyar, 1991; Zakharov, 1988, 1992) with considerably richer conodont faunas (CAI = 1) in the Changxingian (Dorashamian) part of the section than in the intraplatform basin and slope facies in South China. However, in the *H. parvus* Zone a distinct shallowing occurs and only *Hindeodus* and *Ellisonia* are present in this level, whereas pelagic gondolellids are absent. Unfortunately these sections, especially the most suitable section Dorasham 2, are currently inaccessible for political reasons. However, the same succession as in Dorasham 2 is present on the opposite side of the Araxes River in Joulfa on Iranian territory, and these sections are accessible. These Transcaucasian sections

in Armenia, Azerbaidzhan and Iran and the Abadeh sections in Central Iran are the only known pelagic sections in the world, where the basal Triassic *H. parvus* Zone is represented by highly oxidized, bioturbate red marls. All geochemical and isotope investigations along the P/T boundary have been carried out in areas, where benthos-rich Changxingian rocks are overlain by basal Triassic beds with anoxic or disaerobic conditions without or with low diversity benthos. Therefore geochemical and stable isotope investigations need to be conducted in the above area to demonstrate, whether the geochemical signals are independent of the widespread anoxia in the basal Triassic (Wignall & Hallam, 1993).

Sosio Valley area (western Sicily, Italy)

A conodont-rich P/T boundary section (CAI = 1) was found by Gullo and Kozur (1993) in the Sosio Valley (western Sicily, Italy, detailed description in Kozur et al., in prep.). This section has a rich late Changxingian deep-water conodont fauna with *C. changxingensis, C. deflecta, C. sosioensis* as well as rich radiolarian faunas (Kozur, 1993a) and benthic foraminifers (*Bathysiphon* deep-water fauna) that can be washed from red soft claystones. The basal Triassic is marked by a 2m thick anoxic soft claystone that contains a rich *H. parvus* fauna, mostly juvenile specimens, especially in intercalated laminated limestones. In the lower *I. isarcica* Zone advanced *Clarkina carinata* (including *I. planata*), *Isarcicella ? turgida, H. parvus anterodentatus* and *Ellisonia transita* are common in slope limestones. In contrast to the very rich microfauna of this section, there are very few macrofaunas in the Changxingian and Lower Scythian.

Southern Alps

The well exposed Tesero section of the Southern Alps displays late Changxingian and earliest Triassic shallow-water conodont faunas. All pelagic elements (ammonoids, pelagic conodonts) are missing, but *Hindeodus* is common. The Tesero Oolite yielded rich associations with *H. latidentatus, Isarcicella prisca* and some *Stepanovites* (Kozur, 1995). Conodonts are rare in the lower Mazzin Member, but the transition from *H. latidentatus* to *H. parvus* is recognizable. This section can be used as auxiliary boundary section for shallow-water faunas near the P/T boundary in the western Tethys.

Boreal realm

The most suitable auxiliary sections for the P/T boundary in the Arctic are those in East Greenland and of the Verkhoyansk region. In Greenland, conodont faunas are extraordinary rich (Sweet, 1976), an exceptional situation for the Arctic. The sections are partly obscured by solifluction, but the conodont samples (investigated by Sweet, 1976 and re-investigated by Kozur & Sweet, in prep.) are taken from matrix of ammonoids or from ammonoid-bearing beds, so that the stratigraphic control is good. The *Otoceras* faunas of Greenland represent exclusively the *O. boreale* Zone (Dagys, 1994). In its lower part *H. typicalis, Clarkina* cf. *carinata* and *C.* cf. *chan-*

gxingensis are present and the basal part also contains *C. subcarinata*. This fauna is characteristic of the late Changxingian below the Boundary Beds. In the upper *Otoceras* faunas *H. latidentatus* successively replaces *H. typicalis*, whereas the gondolellid conodont fauna consists furthermore of *C.* cf. *carinata* and *C.* cf. *changxingensis*, with *C. carinata* in the uppermost part. This fauna is characteristic for the latest Changxingian just before the Boundary Beds and especially for the Boundary Beds (except the absence of Tethyan warm-water elements, like *Clarkina deflecta*). In *Ophiceras*-bearing beds above the *Otoceras* beds (or in the upper part of the *Otoceras* faunas) the first very primitive *H. parvus* begins (as primitive as *H. parvus* of the middle part of Boundary Bed 2 of Meishan). This conodont succession can be interpreted in two ways. According to Kozur (1994b, c) most of the Boreal *Otoceras* fauna is older than the upper *O. woodwardi* Zone of the Tethys. This would indicate that the upper range of *O. woodwardi* is in younger beds than the general upper range of *O. boreale*. In this case the upper *O. woodwardi* Zone would be correlative with the lower *Ophiceras commune* Zone. In favour of this interpretation is the discovery of a slab with *O. boreale* and *Claraia stachei* (guide form of the *Ophiceras commune* Zone) in Svalbard by Nakazawa et al. (1987). The second interpretation is that *H. parvus* from *Ophiceras*-bearing beds of Greenland was derived from the upper *O. boreale* Zone, in which *Ophiceras* is already present.

The conodont succession of Greenland indicates that *H. parvus* occurs only in beds, in which *Ophiceras* is already present, independently, whether these beds belong to the upper *O. boreale* Zone or to the *Ophiceras commune* zone. Because these specimens of *H. parvus* are very primitive, like in the middle part of Boundary Bed 2 in Meishan, they surely represent the lowermost occurrence of this species in Greenland. This is also indicated by the presence of *H. typicalis* and *H. latidentatus* in the upper *Otoceras* fauna of Greenland. The first appearance of *H. parvus* is therefore not related to an immigration of the genus *Hindeodus* by shallowing, but lies within a phylomorphogenetic lineage.

These conodont data do not confirm the assumption that the entire *Otoceras* beds of the Arctic are younger than the Changxingian. As these conodont data were mentioned in the discussion of the P/T Boundary Working Group in Calgary (Permian-Triassic Boundary Working Group Newsletter, 1993), the stratigraphic data of the Greenland *Otoceras* fauna published in Teichert and Kummel (1976) were immediately regarded as unreliable during the discussion. According to Tozer in this discussion, the stratigraphic succession in East Greenland is unclear because of solifluction. As mentioned above, the conodonts studied by Sweet (1976) have been largely solved from the bedrocks of *Otoceras*. For the question, whether these *Otoceras* fauna has a Permian or Triassic character, these samples are therefore well dated.

Dagys (1994, 41) wrote that Sweet (1976) described the conodonts of the "oldest Triassic" of Greenland and few sentences later in the same paragraph that "conodont faunas from the lowermost Triassic of Arctic Canada and Greenland have not been described in the literature". However, the paper of Sweet (1976) was published in the literature and the conodonts were documented in a photo plate. Moreover, Henderson (1993) reported *C. subcarinata* from beds in Arctic Canada, so far regarded as basal Triassic. These results are in full agreement with the conodont data of Greenland, where *C. subcarinata* occurs also near the very base of the *Otoceras* faunas. From the paper of Sweet (1976) it was clear that *H. parvus* is absent in the rich *Hindeodus* association of the *Otoceras* fauna in Greenland. Insofar, the restudy of the material by Kozur and Sweet (in prep.) has not brought a new result. Very pri-

mitive *H. parvus* were found in beds with *Ophiceras* above those *Otoceras* beds from which Sweet (1976) has described the conodonts. There may be an objection that *H. parvus* was not yet described at time when the paper of Sweet (1976) was given in press. However, Sweet placed in that time, like all authors before, *H. parvus* into *Isarcicella isarcica*, and this species in its former wide sense (including *H. parvus*) was not found by Sweet in the *Otoceras* fauna of Greenland.

A further famous fossil locality of the Boreal *Otoceras* faunas is the Permo-Triassic sequence of Setorym River (Verkhoyansk region, NE Siberia). *Otoceras* is there present in an 18m thick interval at the base of the Nekuchan Formation. So far, the lower part of the *Otoceras* faunas, 0.7–7m above the base of the Nekuchan Formation, was placed so far in the *O. concavum* Zone. However, in this interval *O. boreale* occur together with forms determined as *O. concavum*. For this reason, Zakharov (1994) regarded this lower interval of the *Otoceras* fauna at Setorym River as lower (or basal) *O. boreale* Zone. 5m above the base of the Nekuchan Formation both forms of *Otoceras* are abundant. In this level also *Tomponautilus setorymi* Sobolev and *"Claraia"* sp. are present. From this level a conodont fauna with *H. typicalis* and *C.* cf. *changxingensis*, a typical Late Changxingian association, has been found (Kozur & Zakharov, in prep.). By this, the conodont data of Greenland have been fully confirmed for the lower *O. boreale* Zone. In the 13m thick upper *Otoceras* faunas of the Setorym section conodonts have not yet been found. In this level *O. boreale* is associated with rare *Tomponautilus setorymi* and extremely rare *Ophiceras* sp. Overlying sediments of reliable Triassic *Tompophiceras pascoi* Zone yielded numerous *Tompophiceras* and rare *Vishnuites* and *Ophiceras*. Abundant Triassic ophiceratids of this or a little younger level were recognized in the neighbouring Burgagandzha River region.

If we regard all known conodont data from the Boreal *Otoceras* faunas, we can state that up to the lower *O. boreale* Zone the conodonts indicate clearly Changxingian age. Only the youngest occurrences of *O. boreale* are of Triassic age (association with *O. boreale* and *C. stachei*), but it cannot be excluded that these occurrences belong to the basal *Ophiceras commune* Zone.

Dalongkou (Sinkiang, NW China)

An important auxiliary section for the base of the Triassic in continental beds is the Dalongkou section in Sinkiang. This section has complete conchostracan and vertebrate faunas records across the P/T boundary and is rich in sporomorphs. The conchostracan faunas can be correlated readily with those of the Tunguska Basin and those of the Germanic Basin, which in turn can be correlated with the marine scale (Kozur, 1993b). They indicate the beginning of the Siberian Trap within the Lopingian with maximum activities around the P/T boundary (Kozur, 1989, 1994b).

Systematic part

The systematic of the Late Permian *Hindeodus* and *Isarcicella* is discussed by Kozur (in press). For the better understanding of the problems discussed in this paper and especially for the separation of *H. latidentatus* and *H. parvus*, it is necessary

to publish also in the present paper the descriptions and discussions to *H. latidentatus* and *H. parvus* and some remarks to the genus *Hindeodus*.

Genus *Hindeodus* Rexroad & Furnish, 1964

Type species: *Trichonodella imperfecta* Rexroad, 1957 (= *Spathognathodus cristulus* Youngquist & Miller, 1949).

Synonym: *Anchignathodus* Sweet, 1970.

Remarks: *Hindeodus* displays a seximembrate apparatus with Pa, Pb, M, Sa, Sb, Sc elements. Beside the Pa element especially the Sb element is very diagnostic. During the Late Permian Lopingian Series rapid changes of the Pa element and Sb can be observed that are very important for the definition of the P/T boundary.

Isarcicella Kozur, 1975, is distinguished by a thickening of the cup that bears mostly one or more denticles or a denticulated side blade on one or both sides of the cup. Important are the denticles or the secondary side blades on the cup. The taxonomic importance of the thickenings of the cup are not clear. They are present in all typical *Isarcicella* with denticles or side blades on the cup, but it cannot be excluded that the thickenings of the cup are ecologically controlled. For this reason, forms with thickening of the cup, but without denticles on it, are only tentatively assigned to *Isarcicella*. According to Sweet and Clark in Moore and Robison (1981), *Isarcicella* is probably unimembrate (only Pa element). However, *Isarcicella* faunas contain always some ramiform elements similar to those of *Hindeodus*. A reconstruction of the *Isarcicella* apparatus is not yet possible, because all known *Isarcicella* faunas contain also Pa elements of *Hindeodus*. Therefore it is unknown, whether the ramiform elements belong all to the accompanying Pa elements of *Hindeodus*, or whether *Isarcicella* has a similar apparatus as *Hindeodus*.

Hindeodus latidentatus (Kozur, Mostler & Rahimi-Yazd, 1975)

Pl. 1, figs. c, d, f

1975 *Anchignathodus latidentatus* n. sp. – Kozur et al., p. 4–5, pl. 2, fig. 6.

?1976 *Anchignathodus typicalis* Sweet, pars – Sweet, only the specimen on pl. 16, fig. 7.

?1979 *Anchignathodus parvus* Kozur & Pjatakova – Wang & Wang, p. 116, pl. 1, fig. 20.

1981 *Hindeodus minutus* (Ellison, 1941), pars – Matsuda, p. 78–91, pl. 1, figs. 1 (morphotype 1), ?6, ?8, 9, ?10; pl. 3, figs. 7, 8, 10.

1987 *Hindeodus typicalis* (Sweet, 1970), pars – Perri & Andraghetti, p. 308–309, pl. 32, fig. 3.

1991 *Hindeodus typicalis* (Sweet, 1970), pars – Perri, p. 40–42, pl. 3, figs. 2, 5, ?6, non ! pl. 3, figs. 1, 3, 4.

1991 *Hindeodus* cf. *latidentatus* (Kozur, Mostler & Rahimi-Yazd) – Schönlaub, pl. 1, fig. 9.

1991 *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova, 1975) pars – Schönlaub, only pl. 1, figs. 8, 18 (several specimens are undeterminable, as those on pl. 1, figs. 12–14).

Description: Seximembrate apparatus. Pa element relatively short, with 5–7, rarely 8–9 triangular, mostly broad denticles, at least in the terminal part often widely separate. In the rare morphotype 1 the denticles are nearly of equal length and width, relatively narrow, straight and the high posterior end of the posterior blade is undenticulated. In the common morphotype 2, to which belongs also the holotype, the denticles are broadly triangular, widely separated, almost of equal length, but the first 2–3 denticles after the cusp are often distinctly narrower and somewhat closer spaced. The denticulation reaches near to the posterior end of the blade. Both morphotypes are connected by transition forms, in which all mentioned features may be transitional. The cusp is in both morphotypes broader and considerably longer (often around two times) than the denticles on the posterior blade. Cusp and denticles are strongly striated. The cup is wide, but not thickened.

The ramiform elements (Pa, M, Sa, Sb, Sc) are similar to those of *H. typicalis*, but the blade of the Sa element is higher. The anterior bar of the Sb element is immediately in front of the cusp curved strongly inward, the posterior blade is high and bears 3–5 large denticles in the posterior half and 3–4 small denticles in the anterior half.

Occurrence: Late Changxingian, transitional forms to *H. parvus* range up to the *H. parvus* Zone of the basal Triassic. World-wide.

Remarks: The holotype is a rather extreme form with respect to the widely separated denticles. Similar forms, however, are common in the Late Changxingian of Southern Alps (Tesero Oolite), South China, Transcaucasia and Iran. They are characterized by two, rarely three, somewhat more slender denticles after the cusp and 3–4 broad, triangular, widely separated denticles on the middle and posterior part of the blade. The denticulation is rather variable, but always the cusp is considerably longer than the following denticle (mostly 1.5–2× longer).

Most probably *Hindeodus julfensis* n. subsp. (forms with denticulated hump on the Pa element) is the forerunner of this species, because this form displays also a large cusp on the Pa element and the ramiform element are nearly identical. Only the denticulation of the posterior bar of the Sb elements in *H. julfensis* is more similar to *H. typicalis* (10–12 denticles on the posterior bar with lesser size differences between the anterior and posterior denticles on this bar).

A derivation of *H. latidentatus* from *H. typicalis* (forms with somewhat larger cusp) cannot be excluded. In this species the Pa element displays more denticles (9–15) that are generally more slender and not so widely separated as in morphotype 2 and not so uniform in length as in morphotype 1. The blade of the Sa element and mostly also of the Sc element is lower, the Sb element displays a short flat posterior portion of the anterior blade with 1–3 denticles between the cusp and the inward curved part.

Morphotype 1 of *H. latidentatus* is the forerunner of morphotype 1 of *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova, 1976), whereas morphotype 2 of *H. latidentatus* is the forerunner of morphotype 2 of *H. parvus*. In this species the cusp is considerably longer (more than 2× longer than the following denticles) and in generally also more slender. The ramiform elements of *H. parvus* are distinguished by shorter and relatively higher bars in all elements. In the Sb element, the cusp and mostly also one denticle behind the cusp lies on the inward curved part of the unit.

Hindeodus parvus (Kozur & Pjatakova, 1976)
Pl. 1, figs. a, b, e, g

1964 *Spathognathodus isarcicus* Huckriede, 1958, pars – Staesche, p. 288–289, only figs. 60, 61.
1975 *Anchignathodus parvus* Kozur & Pjatakova n. sp. – Kozur, p. 7–9, pl. 1, figs. 17, 21, 22.
1976 *Anchignathodus parvus* n. sp. – Kozur & Pjatakova, p. 123–125, figs. 1a, b, e, h.
1977 *Isarcicella isarcica* (Huckriede), pars – Sweet in Ziegler, p. 229–230, morphotype 1 in text-figure "Terminology of *Isarcicella* Kozur, 1975" at p. 225.
1981 *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova, 1975) – Matsuda, p. 91–93, pl. 5, figs. 1–3.

Description: Seximembrate apparatus. Pa element small, with very big, rather slender, erect or slightly backward inclined or curved cusp. The following 4–9 denticles are considerably smaller (more than twice smaller). In morphotype 1 the denticles are slender, small, erect, all nearly of the same size. The posterior part of the blade is steeply dipping and in juvenile forms undenticulated. In adult forms a small denticle is present in the upper part of the posterior margin. Morphotype 2, to which the holotype belongs, displays erect, but a little longer denticles, their upper edge is slightly downward directed away from the cusp. The posterior third of the blade is occupied by small, strongly inclined denticles. Cup moderately wide to wide, not thickened.

The ramiform elements are typical for *Hindeodus*, but the bars are relatively short and high. In the Sb element the strongly inward curved part comprises not only the anterior bar or its anterior portion, like in all other *Hindeodus* species, but also the cusp and sometimes even the first denticle of the posterior bar.

Occurrence: *Hindeodus parvus*- and *Isarcicella isarcica* zones of the basal Triassic. World-wide.

Remarks: Staesche (1964) regarded *H. parvus* as undenticulated morphotype of *Isarcicella isarcica*. Kozur (1975) and Kozur and Pjatakova (1976) recognized that this form begins earlier than *I. isarcica* and established the new species *Anchignathodus parvus* which was later placed into *Hindeodus*. Sweet (1977) regarded *H. parvus* again as morphotype of *I. isarcica*, but he was only followed by Perri and Andraghetti (1987) and Perri (1991). Sweet (1992) agreed that *H. parvus* is an independent species, but he assigned it to *Isarcicella* ? *parva*. He was followed by Orchard (1994a, b) and Orchard et al. (1944). The discovery of a rich monospecific fauna with *H. parvus* in Sicily containing the entire apparatus of *H. parvus*, has confirmed the view of Kozur (1977b) that *H. parvus* has a *Hindeodus* type apparatus. This fauna was found in a Permian-Triassic boundary section 500 south of Pietra dei Saracini (Sosio Valley area, Sicily, Italy, see Gullo & Kozur, 1993) in a 2m thick anoxic clay just at the base of the Triassic. All elements have shorter and relatively higher bars than the Carboniferous and Permian *Hindeodus* species. Otherwise the ramiform elements are similar to those of *H. typicalis*, *H. latidentatus* and *H. julfensis*.

H. parvus has evolved from *H. latidentatus* by development of a smaller Pa element with bigger cusp and by development of shorter and relatively higher bars in all ramiform elements. Moreover, the inward curved part of the Sb element is still larger

than in *H. latidentatus* and comprises also the blade below the cusp and sometimes also below the first denticle of the posterior bar. Like in *H. latidentatus*, two morphotypes can be distinguished in *H. parvus* (see description). Morphotype 1 has a rather stable denticulation (with only a slight change during the ontogenesis), whereas morphotype 2 is variable in size and width of the denticles, like in the two morphotypes of *H. latidentatus*.

Isarcicella isarcica is distinguished from *H. parvus*, morphotype 1 by a thickened cup and the presence of a denticle or a secondary blade on one or both sides of the thickened part of the cup.

References

Bando, Y. 1971: On the Otoceratidae, Triassic ammonoids, and its stratigraphical significance. – Mem. Fac. Educ., Kagawa Univ., II, *203*, 11 pp., Kagawa.

Bando, Y. 1973: On Otoceratidae and Ophiceratidae. – Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2 (Geol.), Special vol., *6*, 337–351, Sendai.

Bando, Y. 1981: Lower Triassic ammonoids from Guryul Ravine and the spur three kilometres north of Barus. – Palaeont. *Indica*, N.S., *45*, 137–177.

Bando, Y., Bhatt, D. K., Gupta, V. J., Hayashi, S., Kozur, H., Nakazawa, K. & Wang Zhi-Hao 1980: Some remarks on the conodont zonation and stratigraphy of the Permian. – Rec. Res. Geol., *5*, 1–53, Delhi.

Bando, Y. et al. (Pakistani-Japanese Research Group) 1985: Permian and Triassic systems in Salt Range and Surghar Range, Pakistan. In: Nakazawa, K. & Dickins, J. M. (eds.): The Tethys. 221–312, Tokyo.

Brack, P. & Rieber, H. 1994: The Anisian/Ladinian boundary: Retrospective and new constraints. – Albertiana, *13*, 25–36, Utrecht.

Brandner, R., Donofrio, D. A., Krainer, K., Mostler, H., Nazarov, M. A., Resch, W., Stingl, V. & Weissert, H. 1986: Events at the Permian-Triassic boundary in the Southern and Northern Alps. – Abstracts, Brescia Field Conference, 15–16, Pavia.

Broglio Loriga, C., Neri, C., Pasini, M. & Posenato, R. 1988: Marine fossil assemblages from Upper Permian to lowermost Triassic in the western Dolomites (Italy). – Mem. Soc. Geol. It., *34*, 5–44, Roma.

Claoué-Long, J. C., Zhang, Z. C., Ma, G. G. & Du, S. H. 1991: The age of the Permian-Triassic boundary. – Earth Planet. Sci. Letters, *105*, 182–190.

Clark, D. L., Wang Cheng-yuan, Orth, C. J. & Gilmore, J. S. 1986: Conodont survival and low iridium abundances across the Permian-Triassic boundary in South China. – Science, *233*, 984–986, Washington.

Dagys, A. 1994: Correlation of the lowermost Triassic. – Albertiana, *14*, 38–44, Utrecht.

Dagys, A. S. & Dagys, A. A. 1987: Biostratigrafia drevnejšich otloženij triasa i granica paleozoja i mezozoja. – Geol. Geofiz., 1987 (1), 19–29, Novosibirsk.

Diener, C. 1909: Lower Triassic Cephalopoda from Spiti, Malla Johar, and Bryans. – Palaeont. Indica, Ser. 15, *6* (1), 1–186, Calcutta.

Diener, C. 1912: The Trias of the Himalayas. – Mem. Geol. Surv. India, *36* (3), 202–276, Calcutta.

Gümbel, C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 950 pp., Gotha (Perthes).

Gullo, M. & Kozur, H. 1993: First evidence of Scythian conodonts in Sicily. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1993 (8), 477–488, Stuttgart.

Gupta, V. J. & Kozur, H. 1983: Remarks on the age of the *Otoceras woodwardi* zone and the other *Otoceras*-bearing beds. – Contr. Himalayan Geol., *2*, 291–298, Delhi.

Henderson, C. M. 1993: Are Permian-Triassic boundary events diachronous? Evidence from the Canadian Arctic. – Carboniferous to Jurassic Pangea, Program and Abstracts, 136, Calgary.

Jin Yu-Gan, Glenister, B. F., Kotlyar, G. V. & Sheng Jin-Zhang 1994: An operational scheme of Permian chronostratigraphy. – Palaeoworld, *4*, Special Issue: Permian stratigraphy, environments and resources, 1: Palaeontology & Stratigraphy, 1–13, Nanjing.

Kotlyar, G. V. 1991: Permian-Triassic boundary in Tethys and Pacific Belt and its correlation. – Proceedings of Shallow Tethys 3, Saito Ho-on Kai special Publication, *3*, 387–391, Sendai.

Kotlyar, G. V., Komissarova, R. A., Chramov, A. N. & Chedija, I. O. 1984: Paleomagnitnaja charakteristika verchnepermskich otlozhenij Zakavkazja. – Dokl. AN SSSR, *27* (3), 669–674, Moskva.

Kotlyar, G. V., Kozur, H. & Zakharov, Yu. D. 1993: The Transcaucasian sections Dorasham 2 (Azerbaidzhan) and Sovetashen (Armenia), two candidates for P/T boundary reference sections. – Albertiana, *12*, 36–38, Utrecht.

Kozur, H. 1972: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *21*, 363–412, Innsbruck.

Kozur, H. 1974: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. – Freiberger Forsch. – H., C *298*, 139–197, Leipzig.

Kozur, H. 1975: Beiträge zur Conodontenfauna des Perm. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbrück, *5* (4), 1–44, Innsbruck.

Kozur, H. 1977a: Die Faunenänderungen nahe der Perm/Trias- und Trias/Jura-Grenze und ihre möglichen Ursachen. Teil I: Die Lage der Perm/Trias-Grenze und die Änderung der Faunen und Floren im Perm/Trias-Grenzbereich. – Freiberger Forsch. – H., C *326*, 73–86, Leipzig.

Kozur, H. 1977b: Revision der Conodontengattung *Anchignathodus* und ihrer Typusart. – Z. geol. Wiss., *5* (9), 1113–1127, Berlin.

Kozur, H. 1978: Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil II: Die Conodontenchronologie des Perms. – Freiberger Forsch. – H., C *334*, 85–161, Leipzig.

Kozur, H. 1980 a: Faunenänderungen nahe der Perm/Trias- und Trias/Jura-Grenze und ihre möglichen Ursachen. Teil II. – Freiberger Forsch. – H., C *357*, 111–134, Leipzig.

Kozur, H. 1989: The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1988 (11/12), 1245–1277, 3 tabs., Stuttgart.

Kozur, H. 1990: Significance and events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, *117*, 409–469, Frankfurt a. M.

Kozur, H. 1993 a: Upper Permian radiolarians from the Sosio Valley area, western Sicily (Italy) and from the uppermost Lamar Limestone of West Texas. – Jb. Geol. B.-A., *136* (1), 99–123, Wien.

Kozur, H. 1993 b: Annotated correlation tables of the Germanic Buntsandstein and Keuper. In: Lucas, S. G. & Morales, M. (eds.): The nonmarine Triassic. – New Mexico Mus. Nat. Hist. & Sci., Bull., *3*, 243–248, Albuquerque.

Kozur, H. 1994 a: Permian pelagic and shallow-water conodont zonation. – Permophiles, *24*, 16–20, Calgary.

Kozur, H. 1994 b: The Permian/Triassic boundary and possible causes of the faunal change near the P/T boundary. – Permophiles, *24*, 51–54, Calgary.

Kozur, H. 1994 c: The correlation of the Zechstein with the marine Standard. – Jb. Geol. B.-A., 85–103, 1 fig., 7 tabs., Wien.

Kozur, H. 1995: Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, *20*, Festschr. zum 60. Geburtstag von Helfried Mostler, 165–205, Innsbruck.

Kozur, H. (in press): Some remarks to the conodonts *Hindeodus* and *Isarcicella* in the latest Permian and earliest Triassic. – Proc. Intern. Symp. on Permian Stratigraphy, Environments & Resources, Guiyang, China.

Kozur, H., Leven, E. Ja., Lozovskij, V. R. & Pjatakova, M. V. 1978: Raschlenenie po konodontam pogranichnych sloev permi i triasa Zakavkazja. – Bjul. MOIP, otd. geol., 1978 (5), 15–24, Moskva.

Kozur, H., Mostler, H. & Rahimi-Yazd, A. 1975: Beiträge zur Mikropaläontologie permotriadischer Schichtfolgen. Teil II: Neue Conodonten aus dem Oberperm und der basalen Trias von Nord- und Zentraliran. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, *5* (3), 1–23, Innsbruck.

Kozur, H. & Pjatakova, M. 1976: Die Conodontenart *Anchignathodus parvus* n. sp., eine wichtige Leitform der basalen Trias. – Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B. *79* (2), 123–128, Amsterdam.

Kummel, B. 1972: The lower Triassic (Scythian) Ammonoid *Otoceras*. – Bull. Mus. Compar. Zool., Harvard Univ., *143* (6), 365–417, Cambridge.

Li, H. M. & Wang, J. D. 1989: Magnetostratigraphy of Permo-Triassic boundary section of Meishan of Changhsing, Zhejiang. – Science in China, B (6), 652–658, Science Press, Beijing.

Li Zishun & Yao Jianxin 1984: Biostratigraphic implications of *Otoceras* beds in China. – Sci. Pap. Geol. Internat. exchange prepared for the 27th International Geological Congress, *1*, 75–86, Beijing.

Li Zishun, Zhan Lipei, Dai Jinye, Jin Ruogo, Zhu Xiufang, Zhang Jinghua, Huang Hengquan, Xu Daoyi, Yan Zheng & Li Huamei 1989: Study on the Permian-Triassic Biostratigraphy and Event Stratigraphy of Northern Sichuan and Southern Shaanxi. – Geological Memoirs, Series 2, Number *9*, 1–439, Geological Publishing House, Beijing.

Matsuda, T. 1981: Early Triassic conodonts from Kashmir, India. Part I: *Hindeodus* and *Isarcicella*. – Journ. Geosci., Osaka City Univ., *24* (3), 75–108, Osaka.

Mojsisovics, E. v., Waagen, W. & Diener, C. 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. – Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., *104* (1), 1271–1302, Wien.

Nakazawa, K. 1992: The Permian/Triassic boundary. – Albertiana, *10*, 23–30, Utrecht.

Nakazawa, K., Kapoor, H. M., Ishii, K., Bando, Y., Okimura, Y., Tokuoka, T., Murata, M., Nakamura, K., Nogami, Y., Sakagami, S. & Shimizu, D. 1975: The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India. – Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Min., *42* (1), 1–106, Kyoto.

Nakazawa, K., Nakamura, K. & Kimura, G. 1987: Discovery of *Otoceras boreale* Spath from West Spitsbergen. – Proc. Japanese Acad. Sci., Ser. B, *63*, 171–174, Tokyo.

Noetling, F. 1901: Beiträge zur Geologie der Salt Range, insbesondere der permischen und triassischen Ablagerungen. – N. Jb. Min., BB *14*, 369–471, Stuttgart.

Orchard, M. J., 1994 a: Conodonts from *Otoceras* beds: Are they Permian ? – Permophiles, *24*, 49–51, Calgary.

Orchard, M. J. 1994 b: A taxonomic assessment of some conodonts from the Permian-Triassic boundary interval. – Shallow Tethys 4, Abstract Volume, *32*, Albrechtsberg.

Orchard, M. J., Nassichuk, W. W. & Lin Rui 1994: Conodonts from the Lower Griesbachian *Otoceras latilobatum* bed of Selong, Tibet and the position of the Permian-Triassic boundary. – In: Pangea: Global Environments and Resources. – Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, *17*, 823–843, Calgary.

Ouyang Shu & Utting, J. 1990: Palynology of Upper Permian and Lower Triassic rocks, Meishan, Changxing County, Zhejiang Province, China. – Rev. Paleobot. Palynol., *66*, 65–103, Amsterdam.

Paull, R. K. & Paull, R. A. 1994: *Hindeodus parvus* as the index fossil for the Permian-Triassic boundary: A response to the Chinese Working Group. – Albertiana, *13*, 3–7, Utrecht.

Perri, M. C. 1991: Conodont biostratigraphy of the Werfen Formation (Lower Triassic), Southern Alps, Italy. – Boll. Soc. Paleont. Italiana, *30* (1), 23–46 Roma.

Perri, M. C. & Andraghetti, M. 1987: Permian-Triassic boundary and Early Triassic conodonts from the Southern Alps, Italy. – Riv. Ital. Paleont. Strat., *93* (3), 291–328, Milano.

Raup, D. M. 1979: Biases in the fossil record of species and genera. Bull. Carnegie Mus. Nat. Hist., *13*, 85–91.

Renne, P. R. 1995: Excess ^{40}Ar in biotite and hornblende from the Noril'sk intrusion, Siberia; implications for the age of the Siberian Traps. – Earth Planet. Sci. Lett., *131* (3–4), 165–176, Amsterdam.

Renne, P. R., Zhang Zhiohao, Richards, M. A., Michael, T. B. & Baud, A. R. 1995: Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crisis and Siberian flood volcanism. – Science, *289*, 1413–1415, Washington.

Schönlaub, H. P. 1991: The Permian-Triassic of the Gartnerkogel – 1 core (Carnic Alps, Austria): Conodont biostratigraphy. – Abh. Geol. B.-A., *45*, 79–98, Wien.

Sheng, J. C., Chen, C., Wang, Y., Rui, L., Liao, Z. & Jiang, N. 1982: On the *"Otoceras"* beds and the Permian-Triassic boundary in the surbubs of Nanjing. – Journ. Strat., *6* (1), 1–8, Beijing.

Staesche, U. 1964: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., *119* (3), 247–306, Stuttgart.

Sun Yiyin, Chai Zhifang, Ma Shulan, Mao Zueyin, Xu Daoyi, Yang Zhengzhong, Sheng Jinzhang, Chen Chuzen, Rui Lin, Liang Xiluo, Zhao Jiaming & He Jinwen 1984: The discovery of Iridium anomaly in the Permian-Triassic Boundary Clay in Changxing, Zhejiang, China and its significance. – Developments in Geoscience. Contribution to 27th International Geological Congress, 1984, Moscow, 235–245, Science Press, Beijing.

Suzuki, N., Ishida, K. & Ishiga, H. 1993: Organic geochemical implications of black shales related to the Permian/Triassic boundary, Tanba Belt, Southwest Japan. – Bull. Geol. Surv. Japan, *44* (12), 707–720.

Sweet, W. C. 1976: Conodonts from the Permian-Triassic boundary beds at Kap Stosch, East Greenland. – Medd. Grønland, *197* (5), 51–54, København.

Sweet, W. C. 1977: Genus *Hindeodus*, genus *Isarcicella*. 203–230, *Hindeodus*-pl. 1–2. In: Ziegler, W. (ed.), Catalogue of Conodonts, 3; Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Sweet, W. C. 1992: A conodont-based high-resolution biostratigraphy for the Permo-Triassic boundary interval. In: Sweet, W. C., Yang, Zunyi, Dickins, J. M. & Yin, Hongfu (eds.): Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. 120–133; Cambridge University Press, Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney.

Teichert, C. & Kummel, B. 1976: Permian-Triassic boundary in the Kap Stosch area, East Greenland – Medd. Grønland, *197*, 3–50, København.

Tian Shu-Gang 1993: Late Permian-earliest Triassic conodont paleoecology in northwestern Hunan. – Acta Palaeont. Sinica, *32* (3), 332–345, Beijing.

Tian Shu-Gang 1994; Evolutions of conodont genera *Neogondolella*, *Hindeodus* and *Isarcicella* in northwestern Hunan, China. – Strat. Paleont. China, *2* (1993), 173–191, Beijing.

Tozer, E. T. 1971: Triassic time and ammonoids: Problems and proposals. – Canadian Journ. Earth Sci., *8*, 989–1031.

Tozer, E. T. 1979: The significance of the ammonoids *Paratirolites* and *Otoceras* in correlating the Permian-Triassic boundary beds of Iran and the People's Republic of China. – Canadian Journ. Earth Sci., *16* (7), 1524–1532.

Tozer, E. T. 1988: Definition of the Permian-Triassic (P–T) boundary: The question of the age of the *Otoceras* beds. – Mem. Soc. Geol. It., *34*, 291–301, Roma.

Tozer, E. T. 1994a: Significance of Triassic stage boundaries defined in North America. In: Guex, J. & Baud, A. (eds.): Recent developments on Triassic stratigraphy. – Mém. Géol. (Lausanne), *22*, 155–170, Lausanne–Genève.

Tozer, E. T. 1994b: Age and correlation of the *Otoceras* beds at the Permian-Triassic boundary. – Albertiana, *14*, 31–37, Utrecht.

Tuzikova, V. I. 1985: Miospory i stratigrafija opornych razrezov triasa Urala. Niznij trias, pograničnaja verchnaja perm, 231 pp., Sverdlovsk.

Wang Cheng-yuan 1994a: Eventostratigraphic boundary and biostratigraphic boundary of the Permian-Triassic in South China. – Journal of Stratigraphy, *18*, (2), 110–118, 145, Beijing.

Wang Cheng-yuan 1994b: A conodont-based high-resolution eventostratigraphy and bio stratigraphy for the Permian-Triassic boundaries in South China. –Palaeoworld, *4*, Special Issue: Permian stratigraphy, environments and resources, *1*: Palaeontology & Stratigraphy, 234–248, Nanjing.

Wang Yu-Yin, Yang Xiang-Ning, Zhu Zi-Li & Wang Hong-Di 1994: Excursion guide-stratigraphic boundary in the Zhongxin Dadui section at Meishan, Changxing County, Zejiang Province, China. – Albertiana, *15*, 13–19, Utrecht.

Wang Cheng-yuan & Wang Zhi-Hao 1979: Permian conodonts from the Longtan Formation and Changxing Formation of Changxing, Zheijiang and their stratigraphical and paleoecological significance. Selected Papers on the 1st Convention of Micropalaeontological Society of China, 114–120, Beijing.

Wang Yi-Gang 1984: Earliest Triassic ammonoid faunas from Jiangsu and Zheijiang and their bearing on the definition of Permo-Triassic boundary. – Acta Palaeont. Sinica, *23* (3), 257–269, Beijing.

Wang Yigang, Chen Chuzhen, Rui Lin, Wang Zhihao, Liao Zhuoting & He Jinwen 1989: A potential global stratotype of Permian-Triassic boundary. Development in Geoscience, Contribution to 28th International Geological Congress, 1989, Washington D.C. USA, 221–229, Science Press, Beijing.

Wang Yu-Yin, Yang Xiang-Ning, Zhu Zi-Li, Wang Hong-Di 1994: Excursion guidebook. Marine Permian in Guizhou and Guangxi, ISP' 94 Guiyang, 40 pp., Guiyang.

Wignall, P. B. & Hallam, A. 1993: Griesbachian (earliest Triassic) palaeoenvironmental changes in the Salt Range, Pakistan and southeast China and their bearing on the Permo-Triassic mass extinctions. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., *102*, 215–237, Amsterdam.

Yang Zunyi, Wu Shunbao, Yin Hongfu, Xu Guirong, Zhang Keixing & Bi Xianmei, 1993: Permo-Triassic events of South China. – 153 pp., Geological Publishing House, Beijing.

Yang Zunyi, Yin Hongfu, Wu Shunbao, Yang Fengqing, Ding Meihua & Xu Guirong 1987: Permian-Triassic boundary stratigraphy and fauna of South China. – PRC Ministry Geol. Min. Res., Geol. Mem., ser. 2, *6*, 379 pp., Beijing.

Yin Hongfu 1985: On the transitional beds and the Permian-Triassic boundary in South China. – Newsl. Strat., *15* (1), 13–27, Berlin-Stuttgart.

Yin Hongfu 1993: A proposal for the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. – Albertiana, *11*, 4–30, Utrecht.

Yin, H. F., Huang, S. J., Zhang, K. X., Hansen, H. J., Yang, F. Q., Ding, M. H. & Bie, X. M. 1992: The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China. In: Sweet, W. C., Yang, Z. Y., Dickins, J. M. & Yin, H. F. (eds.): Permo-Triassic events in the eastern Tethys, 146–157, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Yin Hongfu, Wu Shunbao, Ding Meihua, Zhang Kexing, Tong Jinnan & Yang Fengqing 1994: The Meishan section candidate of the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary (PTB). – Albertiana, *14*, 15–31, Utrecht.

Yin Hongfu, Yang Fengqing, Zhang Keixing & Yang Weiping 1988: A proposal to the biostratigraphic criterion on Permian/Triassic boundary. – Mem. Soc. Geol. It., *34*, 329–344, Roma.

Zakharov, Y. D. 1971: *Otoceras* of the Boreal province. – Paleont. Zhurn., 1971 (3), 50–59, Moskva.

Zakharov, Y. D. 1985: To the problem of type of the Permian-Triassic boundary. – Bull. MOIPO, otd. geol., *60* (5), 59–70, Moskva.

Zakharov, Y. D. 1988: Type and hypotype of the Permian-Triassic boundary. – Mem. Soc. Geol. Italiana, *34*, 277–289, Roma.

Zakharov, Y. D. 1992: The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its international correlation. In: Sweet, W. C., Yang, Zunyi, Dickins, J. M. & Yin, Hongfu (eds.): Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. 120–133, Cambridge University Press, Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney.

Zakharov, Y. D. 1994: Proposals on revision of the Siberian standard for the Lower Triassic and candidate stratotype section and point for the Induan-Olenekian boundary. – Albertiana, *14*, 44–51, Utrecht.

Zakharov, Y. D. & Rybalka, S. V. 1987: A standard for Permian-Triassic in the Tethys. In: Zakharov, Y. D. & Onoprienko, Y. I. (eds.): Problems of Permian and Triassic biostratigraphy of the East USSR. – DVNC Akad. Nauk SSSR, 6–48, Vladivostok.

Zakharov, Y. D. & Sokarev, A. N. 1991: Permian-Triassic paleomagnetism of Eurasia. – Saito Ho-on Kai Spec. Pub., *3* (Proceedings of Shallow Tethys 3, Sendai, 1990), 313–323, Sendai.

Zhang Kexin 1987: The Permo-Triassic conodont fauna in Changxing area, Zhejiang province and its stratigraphic significance. – Earth Sci., Journ. Wuhan Coll. Geol., *12* (2), 193–200.

Zhang, Z. C., Claoue-Long, J. C., Ma, G. G. & Du, S. H. 1992: Age determination of the Permian-Triassic boundary at Meishan, Changxing, Zhejiang Province. – Geol. Rev., *38* (4), 372–381, Silver Spring-Welwyn.

Zhao Jin-Ke, Liang Xi-Luo & Zheng Zhuogan 1978: Late Permian cephalopods of South China. – Palaeont. Sinica, N. S., B, *154*, 194 pp., Beijing.

Zhao Jin-Ke, Sheng Jin-Zhang, Yao Zhao-Qi, Liang Xi-Luo, Chen Chu-Zhen, Rui Lin & Liao Zhuo-Ting 1981: Late Changshingian and Permian-Triassic boundary in South China. – Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad. Sinica, *2*, 1–112, Nanjing.

Plate 1

a *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova), morphotype 2, primitive form, transitional to *H. latidentatus* (Kozur, Mostler & Rahimi-Yazd), cusp large as in *H. parvus*, denticulation still of *H. latidentatus* type, × 160, upper half of Boundary Bed 2, Meishan, refigured from Zhang (1987)

b *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova), morphotype 1, × 120, Zhongxin Dadui quarry of Meishan section, sample 882–4, upper part of Boundary Bed 2 (12–16cm above its base), *H. parvus* Zone of basal Triassic, rep.-no. 4011

c, d, f *Hindeodus latidentatus* (Kozur, Mostler & Rahimi-Yazd, Tesero Oolite of the Tesero type section (Southern Alps)

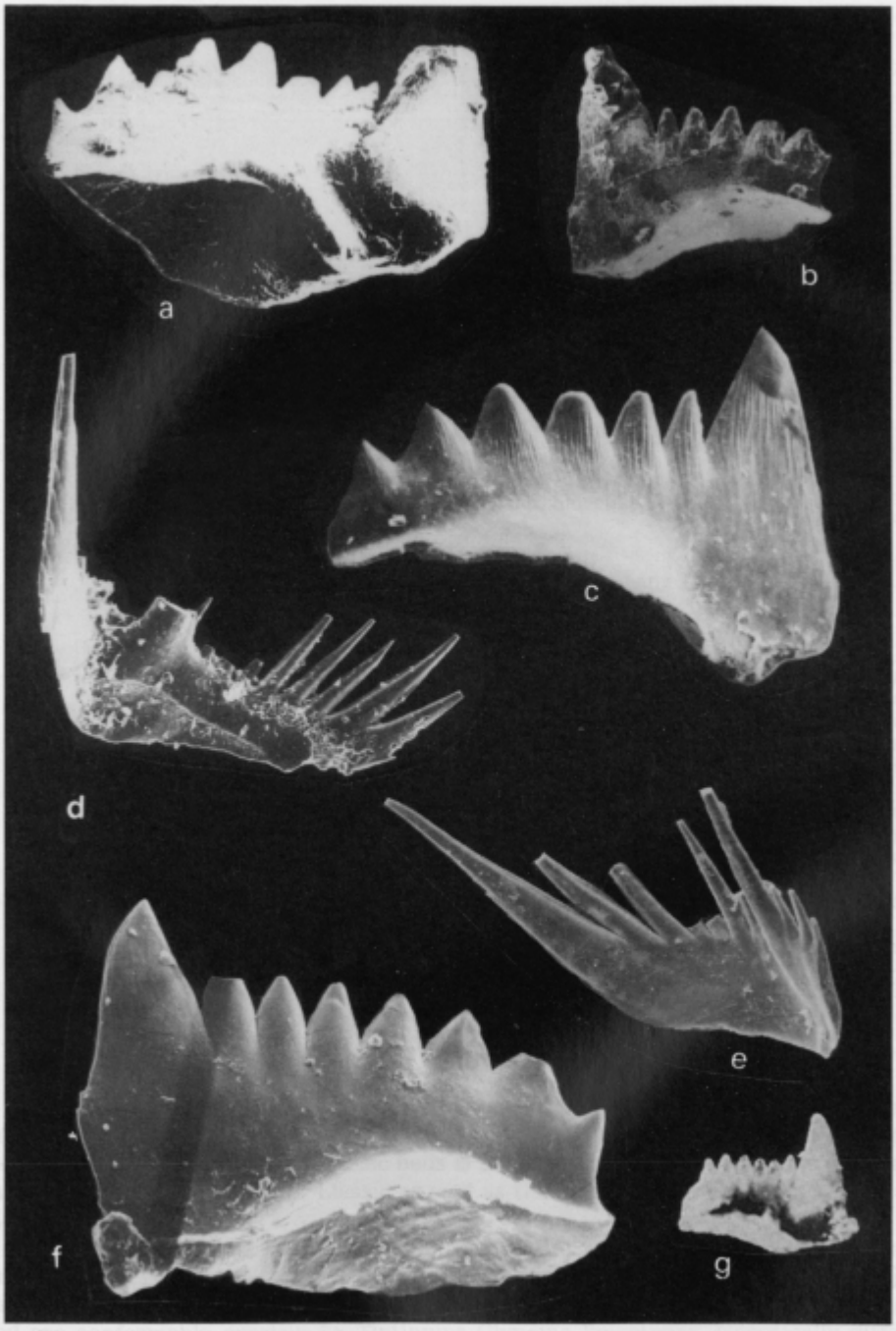
c Pa element, specimen very similar to the holotype (such morphotypes are characteristic for the Late Changxingian of Transcaucasia and China, in Meishan they occur above all in the uppermost Changshing Limestone), × 150, rep.-no. Ko 8992, sample T 7 (2m above the *Bellerophon* Limestone), horizon with Changxingian brachiopods, latest Changxingian *H. latidentatus* Zone of the shallow-water conodont zonation

d *Sb element*, × 160, rep.-no. Ko 9208

f Pa element, × 200, rep.-no. Ko 9003, sample T 4, 1.5m above the *Bellerophon* Limestone, latest Changxingian *H. latidentatus* Zone of the shallow-water conodont zonation

e *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova), Sb element, × 140, P/T boundary section 350 south of Pietra dei Saracini (Sosio Valley, Sicily, Italy), sample 14 (thin laminated limestone intercalation in 2m thick yellowish-brown weathered, laminated, originally pyritic anoxic claystone, *H. parvus* Zone of basal Triassic, rep.-no. Ko 1994/I-1

g *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova), Pa element, morphotype 1, adult specimen, × 60, Achura (Transcaucasia, Azerbaidzhan), sample 10/13 a-1, ca. 1.5m above the *Paratirolites* beds, base of the *Hindeodus parvus* Zone, immediately above the last Permian conodonts, rep.-no. PK 1–4


a
b
c
d
e
f
g

GEOLOGIJA *37*, *38*, 215–223 (1994/95), Ljubljana

Late Malm carbonate breccias at Korinj and their significance for eustacy and tectonics (Central Slovenia)

Stevo Dozet
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Christian Strohmenger
BEB Erdgas und Erdöl GmbH
Riethorst 12, D-3000 Hannover 51, Germany

Abstract

On the Dinaric carbonate platform along the margin of the Upper Malmian shelf carbonate breccias were formed. The most typical, various and extended breccias outcrop at Korinj in the Suha Krajina area. The breccias are composed of various, more or less angular limestone and dolomite fragments, and of calcitic and dolomitic cement. The study shows that breccias from different stratigraphic levels were formed in different ways and environments.

Generally, the sedimentary succession consists of limestones, dolomites and carbonate breccias. The sedimentary structures of the succession indicate high energy shallow-water environment. Determined microfauna and flora of the succession prove the Upper Malmian age of the studied sediments.

The shallow-water deposition, the breccias, and the subaerial exposures, evidenced by bauxite at some places in the Suha Krajina area, are considered to be connected with eustatic sea-level variations as well as synsedimentary fracturing and block-faulting.

Introduction

Detailed geological investigations have been carried out in the section Krka-Mali Korinj in the Suha Krajina area about 35 km SSE from Ljubljana (Fig. 1.). In this section a complete succession of the Jurassic beds is exposed including the contacts between the Upper Triassic and Lower Liassic as well as the Upper Malm and the Lower Cretaceous.

In the Malmian sedimentary succession at Korinj numerous breccias lenses and irregular bodies have been found. The breccias outcrop in localities Kamni vrh, Ograja, Šataja and Ciganov vrh. They are underlain by various types of tidal bar oolitic limestones and are conformably overlain by Tintinnina-Clypeina limestones. Genetically different breccias were formed in different time intervals of the Malm period and are present

Fig. 1. Location sketch map

in different stratigraphic levels of the Malmian succession at Korinj. In order to ascertain the composition, genesis and age of the breccias and their geologic significance we have attempted to examine the exposures of breccia more exactly. Further on, we wanted to establish if and how the brecciation was connected with the sea-level variations and tectonics. We believed that the study of the breccias was of great importance not only for the explanation of the sedimentation but also for better interpretation of Malmian eustacy, paleogeography and tectonics. The carbonate rocks are classified using Folk's (1959) practical petrographic classification of limestones and Dunham's (1962) classification of carbonate rocks according to depositional texture. The microfossils are determined by Rajka Radoičič and the senior author.

Previous investigations

Šribar (1966) described the Jurassic sediments between Zagradec and Randol in the Suha Krajina area. On the bassis of microfossils and the stratigraphic position she divided the Jurassic succession into the Lower and Middle Liassic, Upper Liassic-Dogger, Lower Malm, and Upper Malm.

In a comparatively small region of southern Slovenia Turnšek (1969) distinguished three types of Hydrozoan fauna formed during the Lower Malmian that are connected with three separated areas. These are the hydrozoan Cladocoropsis in the southern faunistic area, the parastromatoporidian Hydrozoa, corals and Chaetetidae in the

central faunistic area, and the actinostromaridian Hydrozoa in the northern faunistic area.

Buser (1979) studied the general geology on the sheet Ribnica 1:100000 and divided the Jurassic succession in the lower (Oxfordian and Lower Kimmeridgian) and upper part (Upper Kimmeridgian and Tithonian).

In his dissertation Strohmenger (1988) discussed microfacies and diagenetic development of the Jurassic carbonate rocks from the section Kompolje-Ogorelec at the Mala gora mountain and the section Krka–Mali Korinj in the Suha Krajina area.

Strohmenger and Dozet (1991) studied the stratigraphy, facies developments and geochemistry of the Jurassic carbonate rocks in Suha Krajina. The field studies showed that at least the uppermost part of Dogger was not deposited.

Strohmenger et al. (1991) compared the Upper Jurassic stratigraphy and the facies development of the Dinaric carbonate platform of Slovenia with the Jurassic carbonate platform of southern Jura (southeastern France). The Malm discontinuity is interpreted as representing a large-scale sequence boundary, probably of type 1, (black pebble conglomerate: France; reef breccia: Switzerland; Karst breccia: Slovenia).

Dozet (1993) detected the complete Lofer cyclothems in the Lower Liassic beds from the Slovenian part of the Outer Dinarides.

General geology of the area

Shallow-water carbonate rocks of Jurassic age are well exposed in southern Suha Krajina area with an average thickness of about 1500 metres. The Lower Liassic beds from the Suha Krajina area were deposited under similar conditions as the Dachstein Limestone and the Main Dolomite (Haptdolomit) in Northern and Southern Limestone Alps, as well as the Upper Triassic carbonate rocks on the Julian and Dinaric carbonate platforms. These formations are characterized by typical Lofer rhythmic sedimentation (Dozet, 1993). The brownish limestones of the Lower Liassic contain algae *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia and *Palaeodasycladus elongatus* Praturlon. The Middle Liassic succession consists of lithiotid limestones, Orbitopsella intrasparitic limestones and oolitic limestones passing continuously upwards into the Upper Liassic spotted limestones. The Dogger beds are exclusively developed as ooid grainstones which laterally can also be somewhat dolomitized. The uppermost beds of the ooid grainstones are rich in the foraminifer *Dictyoconus cayeuxi* Lukas. The determined fauna and flora showed that at least the uppermost part of Dogger was not deposited in the studied area (Strohmenger, 1988). To ooid grainstones with hydrozoans, corals and Chaetetidae was attributed the Lower Malmian age (Turnšek, 1969; Buser, 1979). Finally, the Upper Malmian succession is composed of Clypeina and Tintinnina limestones and dolomites intercalated with carbonate breccias.

The carbonate breccias mainly occur in the Upper part of the Malmian succession. The terrain at Korinj exibits quite well exposures of the breccias. The breccias occupy a relatively large area between Kamni vrh and Ciganov vrh. They start at the road level at 600 metres and finish at Ciganov vrh at the level of 670 metres.

The uppermost part of the Upper Malmian sedimentation is characterized by rhythmic sedimentation of micritic, light gray laminated limestones and dolomites.

From the paleogeographical point of view the investigated area belongs to the Outer Dinarides. The unit of the Outer Dinarides was originally a relatively large and

morphologically poorly differentiated area of predominantly shallow-water carbonate deposits ranging from subtidal to supratidal environment. Carbonate rocks were continuously deposited there from the Upper Triassic to the Upper Cretaceous. The platform consisted of a very thick carbonate succession with an average thickness of about 4000 to 5000 metres. Later, the Outer Dinarides underwent a differentiation due to the formation of the Slovene trench, and the originally uniform area was dissected into two minor platforms, the Julian and the Dinaric one (Buser, 1989). The examined breccias belong to the Dinaric platform sedimentary succession.

Korinj carbonate breccias

At Korinj in the Suha Krajina area several horizons of carbonate breccias within Malmian carbonate rocks occur, consisting of fragments varying in dimensions from pieces of half a metre in length to the smallest of microscopic dimensions. All these breccias, composed of more or less angular limestone and/or dolomite fragments enclosed in calcitic and dolomitic cement, are nominated with Korinj carbonate breccias. The cement surrounding these constituents consists of very fine crystals that appear as a brown matrix surrounding the differently colored breccia fragments. Despite the similarity, there is a considerable difference between the breccia and the cement with respect to megascopic appereance, microfauna content and especially genesis. Breccias occur first of all in dolomites and subordinately in limestones and are certainly wedging out.

With respect to genesis polymict subaerial karst breccia, talus breccia, submarine talus breccia, mud pebble conglomerate-breccia and tidal flat breccia occur in the area treated.

Polymict karst breccia

At Kamni vrh breccias of polymict composition, which are attributed to the karst breccias, are intercalated within ooid grainstones. They contain typical clasts of the Malmian ooid grainstones and/or oncoid-peloid packstones as well as wackstones whose fossil content (*Clypeina jurassica* Favre, *Clypeina* cf. *maslovi* Praturlon, *Salpingoporella annulata* Carozzi and *Campbelliella milesi milesi* Radoičić) clearly identifies them to be of the Upper Malmian age. The breccias and adjacent limestone beds are often heavily dolomitized. The polymict composition of the breccias (clasts of different composition and stratigraphic levels), age as well as their confined occurrence as lenticular intercalations within the Lower Malm strata allow the conclusion that they represent true karst breccias. Consequently, they are interpreted to be the lateral equivalents to the bauxite horizon, which is often intercalated between the Lower and Upper Malmian beds in the Dinarides (Strohmenger, 1988), and is also present nearby the investigated carbonate succession.

Mudstone breccia-conglomerate

At the northern foot of the hillock Šataja a several metres thick lense of predominantly platy to stratified (5–50 cm) breccia-conglomerate occurs. It contains brownish gray, angular to moderately rounded mudstone clasts with a diameter of 2–4

centimetres embedded in greenish gray and yellowish gray clayey and limonitic matrix. This sediment probably originated due to dessication. Irregular and mud-cracked polygons have been broken into angular fragments which have then been eroded from the mud-cracked layer of sediment, more or less rounded by transportation and deposited with muddy sediment. The treated carbonate rock is often somewhat nodular. The mudstone clasts contain scarse microfauna and flora such as remains of ostracods, molluscs, foraminifers and algae, possibly Characea and tintinnids. The stratigraphic position of the mudstone breccia-conglomerate and microfossils indicate the Malmian age.

Tidal flat breccia

The next and by origin similar type of Korinj breccias is composed of angular and subangular fragments of dark gray and grayish black micrite and stromatolite. The size of unsorted fragments embedded in mud is 0.5cm to 5cm. Fragmentation of the newly formed sediment was obviously caused by shoaling and temporary withdrawal of water, followed by desiccation and mud-cracking. Mud-cracking and clasts overgrown with stromatolite laminae prove that the clasts are essentially contemporaneous in origin with matrix and sedimentation. The composition and textural as well as structural characteristics of the breccia indicate its intertidal and supratidal formation.

Talus breccias

On the northern slope of the hillock Šataja an about 20 metres thick belt of preponderantly massive to poorly stratified unsorted to poorly sorted carbonate breccias of rather heterogeneous composition is exposed. Limestone, limestone-dolomitic and dolomitic breccias occur there. The composition of the breccias change in lateral and vertical direction. Regarding the structure, the breccias are fine-grained, medium-grained and rarely coarsegrained. The size of angular, subangular and rarely rounded fragments ranges from 0.5cm to 100cm. The groundmass is calcitic, dolomitic and very rarely somewhat sandy.

Dolomitic breccia is usually fine-grained and composed of angular to poorly rounded fragments of brownish gray, brownish black and very light gray fine-grained and medium grained bituminous dolomite. The cement is dolomitic and calcitic.

Limestone-dolomitic breccia is predominantly fine-grained and medium-grained and has a heterogeneous composition. Within the breccia very light gray to black micritic limestone fragments prevail; also light gray to grayish black, fine grained limestones as well as light to dark gray fragments of fine-grained and medium-grained dolomite occur. Dolomite fragments are 3–10cm in size, and the limestone ones 0.5 to 30cm. The cement of the breccia is calcitic and dolomitic.

The most frequent and variegated is the **limestone breccia**. In spots, light gray to dark medium gray oosparite, intraoosparite or bioointrasparite fragments prevail in the breccia. At other places fragments of white to black micritic limestones prevail. Various fine-grained limestone fragments also appear in the breccia. The fragments of stromatolitic limestone are very rare. At places the limestone breccia contains rounded fragments passing thus into a conglomerate. Fragments of intrasparite, intramicrite and biosparite are also seen in the breccia. The most frequent fossils are foraminifera and algae:

Foraminifera: *Alzonella cuvillieri* Bernier et Neumann, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Pfenderella arabica* Redmond, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Valvulina lugelni* Septfontaine, *Kurnubia* sp., *Pfenderina* sp., *Trocholina* sp., Verneuilinidae, Textulariidae, Trochaminidae.

Algae: *Actinoporella podolica* Alth, Cyanophycea, Codiacea, Blue-green algae.

In spots, sponge (*Cladocoropsis mirabilis* Felix), gastropods and other molluscs occur. According to fossils, the fragments can be attributed to the Malmian.

The main characteristics of the described breccias are angular to subangular carbonate clasts of uniform or polymict composition, very dense packing of clasts, poor to very poor sorting without grading or bedding, sand-sized to boulder sized blocks, grain-supported rubbles, and up to 20m thick lenticular units of breccias. This speaks in favour of hypothesis that the breccias were formed by the accumulation and consolidation of rock fragments derived from a cliff, i.e. a high very steep to overhanging face of rock rising above the shore, usually produced by faulting and erosion. The talus has been chiefly formed by gravitational falling of loose fragments and their accumulation and consolidation at the foot of the described escarpment or steep wall.

Talus breccias in relation to submarine faulting

Some Upper Malmian talus breccias may have been formed in relation to synsedimentary submarine block-faulting. Namely, series of lenses of breccias not strictly contemporaneous occur in the Upper Malmian succession at Korinj. The size of the blocks varies greatly from place to place. Near the faults, deposits show no trace of bedding but not far away from the fault the breccia grades rather abruptly into finer material and intertongues with bedded fine-grained breccia. The fact that the sedimentary successions in the vicinity of the breccias are not quite conformable, and the boundaries between breccias and other sediments are in greater part not clearly defined indicates that the formation of breccias at Korinj is related to tectonics.

Very typical for the area between the localities Kamni vrh and Ciganov vrh is a heterogeneous **limestone-dolomitic breccia**. In the composition of the breccia dolomite and rarely limestone fragments prevail. The talus sediment is composed of medium-gray, heavily dolomitized biosparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre, and fragments (0.5cm–3cm) of white to grayish black Upper Malmian micrites, biomicrites, very light gray and light gray coarse-grained dolomite (Upper Malm), dark brownish gray bituminous dolomite, as well as white and very light gray stromatolitic dolomite.

In the heterogeneous **limestone breccia** fragments and boulders (up to 120cm in size) of white to dark gray micritic limestones prevail. From the chronostratigraphic point of view the following fragments are very interesting and important: Clypeina biomicrite, Tintinnina biomicrite, Clypeina-Tintinnina biomicrite and Favreina biointrasparrudite. Two types of Favreina limestone are present; dark brownish gray and very light gray one. Beside the enumerated limestone fragments intramicritic, intrasparruditic, stromatolitic, fenestral, biointrasparitic and pseudooosparitic ones also occur.

The fragments of the breccia contain relatively rich microfauna and flora:

Foraminifera: *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Kurnubia* sp.

Algae: *Bacinella irregularis* Radoičić, *Clypeina jurassica* Favre, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).
Sponge: *Cladocoropsis mirabilis* Felix.
Aberrant tintinnins: *Campbelliella milesi milesi* Radoičić
as well as: *Favreina salevensis* Paréjas, gastropods and other molluscs.

Fossils and age of breccias

Fossils have not been found in the groundmass of the breccias so far. Consequently, we can describe biofacies and age of the breccias only on the basis of the fossil association from the fragments. As we have seen the fauna and flora from the breccia fragments consist of foraminifera, algae, hydrozoans, corals, gastropods and other molluscs, ostracods echinoderms and abberant tintinnins.

Foraminifera: *Alzonella cuvillieri* Bernier et Neumann, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Pfenderina arabica* Redmond, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Trocholina alpina* (Leupold), *Trocholina elongata* (Leupold), *Valvulina lugelni* Septfontaine, *Kurnubia* sp., *Pfenderina* sp., *Trocholina* sp., Textulariidae, Trochaminidae, Verneuilinidae.
Algae: *Actinoporella podolica* Alth, *Bacinella irregularis* Radoičić, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Codiacea, Cyanophycea, Blue green algae.
Sponge: *Cladocoropsis mirabilis* Felix.
Corals: *Stylosmilia* sp.
Aberrant tintinnins: *Campbelliella milesi milesi* Radoičić.
Favreina: *Favreina salevensis* Paréjas
as well as: Ostracods, gastropods and other molluscs, Echinodermata.

The described biofacies of the greater part of the breccias can be referred to the *Clypinea jurassica* cenozone (Radoičić, 1966; Dozet, 1990). The association of the breccia fragments with *Clypeina jurassica* and *Campbelliella milesi* Radoičić favours the interpretation that the prevalent part of described breccias is the Upper Malmian in age. Generally, judging from the age of the constituent breccia fragments and their stratigraphical position the treated breccias are deemed to be Malmian in age.

The role of eustacy and tectonics in the formation of the breccias

The geologic investigations in the Suha Krajina area, performed in the last years showed that the Malmian sedimentation was provoked and controlled by sea-level variations as well as fault and block tectonic activity.

Tectonic movements in the area investigated were reflexive consequences of the Alpine tectonic cycles. Jurassic movements did not have any particular influence on the tectonic structure of this part of Slovenia, but they had a very strong influence on the sedimentation during that time (Dozet, 1989). We may state that in the study area no orogenic movements in the Jurassic period occurred since no folding can be found there, nor are there any traces of thrusting or nappe tectonic movements, volcanism or metasomatic changes of sedimentary rocks.

There are nowhere any greater tectonic discordant contacts. Further on, in the area investigated no thicker coarse-grained basal transgressive formations can be found, so that we may be correct in affirming that the continuity of sedimentation had only been disturbed by periodical interruptions as a reflection of weaker or stronger epeirogenic movements of the carbonate platform. These periodical movements created the paleogeography in the Jurassic period. They also affected the differentiation of the carbonate platform and thus had a considerable influence on sedimentation. We came to conclusion that epeirogenic movements alone could not cause all changes of the Malmian sedimentation in the Suha Krajina area. From our point of view the fault tectonic activity played an essential role in the formation of Korinj breccias and bauxites. During the Kimmeridgian the subsidence of the Dinaric carbonate platform stopped and intensified positive epeirogenic movements began that caused locally an emergence of the area. Malmian bauxites on the Dinaric platform proved that such emersions occurred. On the other hand, the absence of bauxite deposits at some places suggests that the emersion was only local phenomenon, and that the degree of subaerial exposures in Outer Dinarides was not everywhere the same.

On the Dinaric platform, the Malmian emersion phase had a different character. It was generally relatively short, but at some places, allowing for shorter and longer interruptions, it lasted through the greater part of the Upper Malm because of the late Kimmerian movements (Dozet et al., 1993).

Regional geology, sedimentological data, vertical and lateral developments and extent, variation of facies, the thickness of individual lithostratigraphic units, usually non-defined lithologic boundaries with other sediments and extremely poorly sorted carbonate rock indicate a close relationship between breccias and synsedimentary block faulting of different scale and extent. However, negative forms i.e. relatively narrow and shallow basins made possible the origin of submarine talus breccias. While the unconsolidated sediment was still in the environment of deposition it was decomposed by gravity-induced movements, displaced from scarps and accumulated in negative forms at the base of scarps.

Conclusions

The breccias that appear in numerous stratigraphic levels of the Malmian sedimentary succession at Korinj in the Suha Krajina area (central Slovenia) have been named the Korinj carbonate breccias.

Five genetically different breccias have been distinguished. The polymict karst breccias are interpreted to be the lateral equivalent of the Lower Malmian-Upper Malmian bauxite horizon. The formation of karst paleorelief was favoured by tectonics. Mudstone breccia-conglomerate originated by dessication. Textural and structural characteristics of some breccias indicate their intertidal and supratidal formations (tidal flat breccia). Dolomitic, limestone-dolomitic and limestone talus breccias were formed by the accumulation and consolidation of talus at the base of coastal cliffs. Some talus breccias have been formed in relation to submarine synsedimentary faulting.

The Korinj carbonate breccias are predominantly of the Upper Malmian age. The biofacies can be referred to the *Clypeina jurassica* cenozone.

The genesis of the Korinj breccias is various but our main concept is that they are chiefly related to eustacy, sea-level changes, as well as local and regional synsedimentary tectonics.

References

Buser, S. 1979: Explanatory text of the Sheet Ribnica. Geological map of Yugoslavia 1:100000 – Federal geological survey, 5–60 pp., Beograd.

Buser, S. 1989: Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). – Mem. Soc. Geol. It., *40* (1987), 313–320, Trieste.

Dozet, S. 1989: Tectonic movements in the Younger Paleozoic and Mesozoic in the Kočevje area (southern Slovenia). – Rud.-Met. zbornik, *36*/4, 663–673, Ljubljana.

Dozet, S. 1990: Biostratigraphic subdivision of the Jurassic and Lower Cretaceous beds in Kočevje and Gorski Kotar area. – Rud.-Met. zbornik, *37*/1, 3–18, Ljubljana.

Dozet, S. 1993: Lofer cyclothems from the Lower Liassic Krka limestones. – Riv. It. Paleont. Strat., *99*/1, 81–100, Milano.

Dozet, S., Mišič, M. & Žuža, T. 1993: New data on the stratigraphic position, mineralogy and chemistry of the Nanos bauxite deposits and adjecent carbonate rocks, Slovenia. – Geol. Croat. *46*/2, 233–244, Zagreb.

Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham W. E. (Ed.). – Classification of carbonate rocks. AAPG, Mem., *1*, 108–121, Tulsa.

Folk, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *43*/1, 38 pp., Tulsa.

Radoičić, R. 1966: Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yugoslavie. – Geologija, *9*, 5–377, Ljubljana.

Strohmenger, C. 1988: Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung jurassischer Karbonate (Unter-Lias bis Ober-Malm) von Slowenien (NW Jugoslawien). – Heidelb. Geowiss. Abh., *24*, 294 pp., Heidelberg.

Strohmenger, C. & Dozet, S. 1991: Stratigraphy and geochemistry of Jurassic carbonate rocks from Suha Krajina and Mala gora mountain (Southern Slovenia). – Geologija, *33* (1990), 315–351, Ljubljana.

Strohmenger, C., Deville, Q. & Fookes, E. 1991: Kimmeridgian/Tithonian eustacy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and Jura carbonate platform. – Bull. Soc. géol. France, *162*, 661–671, Paris.

Šribar, L. 1966: Jurassic Sediments Between the Villages Zagradec and Randol in Krka Valley. – Geologija, *9*, 379–383, Ljubljana.

Turnšek, D. 1969: A contribution to the paleoecology of Jurassic Hydrozoa from Slovenia. – Slov. Akad. Znan. Umetn. Class 4, Historia naturalis et medicina, Dissertationes, *12*/2, 211–237, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 225–249 (1994/95), Ljubljana

Badenijski rodolit na Kozjanskem

Badenian rhodolith in Kozjansko (E Slovenia)

Bogoljub Aničić & Bojan Ogorelec
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1109 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Rodolitne plasti so bazalna transgresijska tvorba več sto metrov debelega badenijskega zaporedja in so posebnost Kozjanskega. Posamezni rodoidi imajo večidel sferično obliko in merijo v premeru do 15 cm. Grade jih litotamnijske koralinacejske alge s skorjasto in vejasto strukturo in pogosto preraščajo briozoje. Jedra rodoidov so večkrat tudi prodniki paleozojskih klastitov (kremen, filiti), triasnih karbonatov in oligocenskega tufa. Ponekod prehaja rodolit v rodolitni konglomerat. Posamezni manjši rodoidi se javljajo tudi v litotamnijskem apnencu (biokalkarenitu). Rodoliti so nastajali v priobrežnih delih terciarnega bazena Kozjanskega, v okolju z visoko energijo.

Abstract

Rhodolith beds are the basal transgressive unit of the several hundred metres thick Badenian succession, and are a peculiarity of the Kozjansko area. Rhodoids are mainly spherical having up to 15 cm in diameter. They are built of *Lithothamnium* corallinacean algae with crusty and branching texture, frequently intergrown with bryozoans. The rhodoid nuclei commonly consist of pebbles of Palaeozoic clastic rocks (quartz, phyllites), Triassic carbonates and Oligocene tuffs. The rhodolith occasionally passes into a rhodolithic conglomerate. Sparsely rhodoids of somewhat smaller dimensions also occur in lithothamnium limestone (biocalcarenite). Rhodolith was formed in nearshore, well agitated areas of the Tertiary Kozjansko basin.

Uvod

Srednjemiocenski, badenijski apnenci, v geološki literaturi znani kot litotamnijski apnenci, dajejo pokrajini na Kozjanskem poseben pečat. Ker so mehansko odpornejši od laporjev, peščenjakov in meljevcev, grade večji del grebenov in hrbtov, ki se vlečejo med Savinjo in Sotlo v smeri vzhod-zahod. Litološko in paleontološko so zanimivi zaradi bogate fosilne flore in favne, med katero prevladujejo rdeče koralinacejske alge in briozoji.

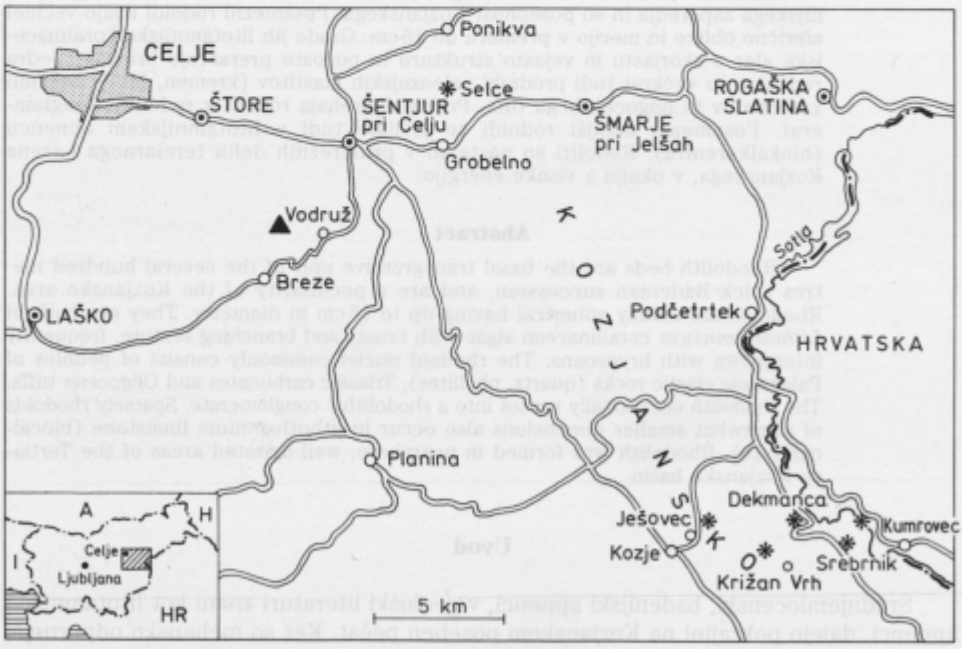
V pestro razviti skladovnici badenijskih plasti lahko na Kozjanskem ločimo več razvojev. Najpogostnejši je debeloplastnat do masiven algno-briozojski litotamnijski

apnenec z različno zrnavostjo in deležem organskih skeletov. Apnenec pogosto vsebuje večjo ali manjšo količino detritičnih zrn, predvsem kremena, tako da lahko prehaja od drobnozrnatega biokalkarenita v debelozrnat biokalcirud (»organodetrital algal facies«). Sedimentološka in litološka posebnost badenijskih plasti pa so lokalni pojavi rodolita, ki je tudi predmet te razprave.

Najlepše primere rodolita smo našli v okviru nadrobnih raziskav za geološko karto 1:50000 pri zaselku Selce v bližini Grobelnega, v vasi Ješovec pri Kozjem, posamezne skupine rodolitov pa tudi na več mestih na Križan Vrhu, ob cesti Križan Vrh–Trebeži–Lastnič, pri Dekmanci, na več krajih pri vasi Srebrnik, ob Sotli in drugod. Lokacije teh pojavov so podane na sliki 1.

Rodolit se pojavlja kot nekaj metrov debela bazalna plast bedenijskega zaporedja, nad katero so odloženi laporji, peščeni laporji ali laporni apnenci v debelini več deset metrov. Navadno se rodolitna plast lateralno izklinja in prehaja v litotamnijski biokalkarenit in biokalcirudit s kremenovimi prodniki (drobnozrnat apnenčevo-kremenov konglomerat z litotamnijami). Na nekaterih krajih (npr. pri Vodružu, južno od Šentjurja pri Celju) pa leže badenijski litotamnijski peščenjaki s številnimi kopučami rodoidov transgresijsko na zgornjetriasnih apnencih in dolomitih (Tab. 8).

Pojave litotamnijskih gomoljev in konglomeratov na Kozjanskem omenjajo že Dreger (1907, 1920), kasneje pa Buser (1978, 1979) ter Aničić in Juriša (1985a, b) v okviru geoloških kart 1:100000 in tolmačev listov Celje in Rogatec. Novejše poda-



Sl. 1. Pojavi badenijskih rodolitov na Kozjanskem

Fig. 1. Occurrence of Badenian rhodoliths in the Kozjansko area

tke o pojavu rodolitov v neposredni bližini Kozjanskega, pri Kumrovcu na Hrvaškem, najdemo pri Avaniću in sodelavcih (1988), ki jih opisujejo kot gomoljaste tvorbe v lapornatem apnencu zgornjebadenijske starosti. Litotamnijski gomolji so znani tudi iz Zasavskega terciarnega bazena (Munda, 1953; Kuščer, 1967; Placer, osebna komunikacija), kot svojevrstna sedimentološka posebnost miocenskega zaporedja pa nastopajo tudi v Dunajskem bazenu (Dullo, 1983), v poljskem delu Karpatov (Studencki, 1988), v Ukrajini (Maslov & Utrobin, 1958), v mediteranskem prostoru na Malti (Bosence & Pedley, 1982), v srednji Italiji (Schüttenhelm, 1976), v Franciji (Boulanger & Poignant, 1969; Orszag-Sperber et al., 1977), na Bližnjem vzhodu (Buchbinder, 1977) in drugod.

V slovenski geološki literaturi se za terciarni apnenčev peščenjak oziroma apnenec uporabljata v praksi dva izraza – *litotamnijski* apnenec in *litavski* apnenec. Prvi izraz, ki se v novejšem obdobju uporablja pogosteje, je za kamnino prevzet zaradi številnih in značilnih litotamnijskih alg, ki so v njem pogosto tako številne, da so kamnotvorne. Drugi izraz – *litavski* apnenec, ki je znan bolj v starejši literaturi, pa je prevzet po Litavskem gričevju (slovaško ime za Leitha Gebirge pri Dunaju). Tam izdanjajo badenijske plasti s podobnim razvojem kot v vzhodni Sloveniji.

Splošno o rodolitih

Izraz rodolit (»rhodolith«) sta uvedla Bosellini in Ginsburg (1970) za »gomolje z razvejano zgradbo, ki jo sestavljajo predvsem rdeče koralinacejske alge«, čeprav se gomolji rdečih alg omenjajo že dve stoletji (Pallas, 1766, iz Bosence, 1983), intenzivnih raziskav pa so bili deležni že pred sto leti. Kasneje je bil izraz rodolit splošno prevzet za skupino gomoljev oziroma za kamnino (Bosence, 1983), za posamezne gomolje pa izraz rodoid (Peryt, 1983), podobno kot za koncentrične tvorbe, ki so nastale z aktivnostjo neskeletnih alg in cepljivk – onkoliti in onkoidi (Toomey, 1975). Bosellini in Ginsburg (1970) menita, da so rodoidi koralinacejski onkoidi. Kljub naštetemu se izraz rodoid v literaturi ne uporablja dosledno, saj avtorji pogosto označujejo kot rodolit tudi posamezne algne gomolje. V tej objavi prevzemamo izraz rodoid za posamezne koralinacejske gomolje, rodolit pa za kamnino, ki jo sestavljajo rodoidi.

Rodoidi so po svoji sestavi specifični in kažejo različno notranjo strukturo. V premeru merijo lahko od nekaj cm do 20cm in so različnih oblik – od popolnoma kroglastih do elipsoidalnih ali popolnoma sploščenih, (diskoidalnih). Večina jih je v osnovi koncentričnih, s komplicirano conarno strukturo in zunanjimi razvejanimi ovoji. Rodoidi z jasno koncentrično in pasovito strukturo (»laminar rhodoliths«) so mnogo bolj poredki. Večkrat gre tudi za obraščanje (mumifikacijo) litičnih zrn ali večjih prodnikov. Med rdečimi algami, ki grade rodolite, v splošnem prevladujejo rodovi *Lithothamnium*, *Lithophyllum*, *Archeolithothamnium* in *Mesophyllum*.

Okolja, v katerih so uspevale rdeče litotamnijske alge v preteklosti, lahko primerjamo z recentnimi okolji, saj so številne oblike in rodovi koralinacejskih alg ostali nespremenjeni do danes. Vrste in zunanja oblika rodolitov so odvisni predvsem od temperature morja in globine njihovega nastanka.

Danes nastajajo rodoliti tako v tropskem okolju kot v hladnih morjih in v različnih globinah, celo do nekaj sto metrov (Bosence, 1983). Prevladujejo pa v toplih plitvih morjih do globine 80 metrov. Srečamo jih na vzhodnem in zahodnem šelfu Severnega Atlantika (Mac Intyre & Milliman, 1970), v Mehiškem zalivu do globine 250m (Parker & Curray, 1956), v Severnem morju in na Norveškem (Bosence,

1976), ob zahodni afriški obali, v Indijskem oceanu (Montaggioni, 1979), ob zahodni obali Avstralije, posebno pogostni pa so v zahodnem Mediteranu (Jacquotte, 1962; Blanc, 1968; Caulet, 1972). Recentne rodolite in njihovo izotopsko sestavo iz Murterskega zaliva v Srednjem Jadranu opisuje Dolenec s sodelavci (1995).

Hitrost rasti rodoidov je lahko različna. Odvisna je predvsem od temperature morja in s tem vezane karbonatne produkcije. Adey in Mc Kibbin (1970) podajata hitrost rasti v zmernih okoljih med 0,1 in 0,5mm/letno, medtem ko velja za tropska okolja tudi do stokrat hitrejša rast – do 22 in celo do 60mm/letno (Adey & Vassar, 1974) za litotamnijske alge v Karibskem morju.

Rodoidi nastajajo v različnih okoljih. Najbolj pogostni so v priobalnih delih plitvega šelfa, predvsem v medplimskih kanalih ter med grebeni in peščenimi sipinami. Tam jim je zagotovljena dovolj velika energija, ki je potrebna za njihovo kotaljenje in s tem za koncentrično rast. Pogosto so rodoidi tako številni, da se med seboj dotikajo in je dno z njimi »tlakovano« (»rhodolithe pavement«, Bosence, 1983). Francoska izraza za tako akumulacijo rodoidov sta maërl in praline (Bosence & Pedley, 1982; Lemoine, 1991; Laborel, 1961). Manj pogostni so rodoidi na poglobljenih delih šelfnih ravnic in na predgrebenskih pobočjih (reef slopes), kamor se skotalijo z obrežja ali višjih delov šelfa. V takih primerih so bolj poredki in obdani z laporjem ali drobnim karbonatnim drobirjem ter prehajajo v organogeno-detritični facies.

Rodolit na Kozjanskem

Najpogosteje izdanjajo badenijske rodolitne plasti na južnem Kozjanskem, med Kozjim in Sotlo (sl. 1), tu in tam pa se rodolit pojavlja tudi na njegovem skrajnem severnem delu. Tako je ena najlepših odkritih golic v manjšem opuščenem kamnolomu pri zaselku Selce med Šentjurjem pri Celju in Ponikvo (sl. 2), odkoder izvira tudi večji del raziskanih in dokumentiranih rodolitov.

Rodolitna plast je debela med 1,5 in 2,5 metra in leži diskordantno na egerijskih peskih in peščenjakih – npr. ob Sotli, v vasi Srebrnik, v Ješovcu pri Kozjem in pri Dekmanci, (sl. 1), znotraj badenijskih lapornih plasti (Selce pri Grobelnem) ali pa diskordantno na zgornjetriasnih karbonatnih kamninah (Križan Vrh, Vodruž južno od Šentjurja pri Celju). Zaradi nakopičenih rodoidov s kroglasto obliko imajo rodolitne plasti večkrat izgled konglomerata (sl. 2). Krovnina rodolita je peščeni lapor ali lapor s foraminiferami, ki dokazujejo njegovo badenijsko, večidel srednjebadenijsko starost. Rijavčeva (nahajališči Dekmanca in Ješovec, v Rijavec & Aničić, 1979; Rijavec et al., 1979) in Mervičeva (1994 – nahajališča Križan Vrh, Ješovec in Srebrnik) sta iz laporja določili številne foraminifere, med njimi: *Uvigerina semiornata semiornata, U. venusta venusta, U.* cf. *pigmaea, U. semiornata urnula, U. aculeata aculeata, Orbulina bilobata, O. suturalis, Globigerina bulloides* in *Bulimina elongata*. Lapor nad rodolitnim konglomeratom v Selcah pri Grobelnem pa je na podlagi foraminifer (Mervič, 1994) zgornjebadenijske starosti: *Bolivina delatata, Bulimina costata, Uvigerina liesingensis, Elphidium crispum, E. flexuosum grilli* in *Cibicides lobatulus*.

Rodoidi so v kamnini tako številni, da se med seboj dotikajo. Zaradi mehansko neodpornega lapornega in kalcitnega veziva so pogosto lepo izluženi, tako da jih nabiramo kot krogle v preperini pod konglomeratom in na njivi pod izdankom.

Rodoidi so različnih velikosti in merijo v premeru od nekaj cm do 15cm, večidel pa med 5 in 10cm. Po obliki so skoraj vsi kroglasti, bolj poredko elipsoidni, po no-

Sl. 2. Rodolitna plast v Selcah pri Grobelnem
Fig. 2. Rhodolithic layer in Selce near Grobelno

tranji strukturi pa ločimo dva tipa rodoidov – take, kjer koralinacejske alge koncentrično obraščajo zaobljene litične prodnike (Tab. 1, sl. 1 in 2), in »čiste« rodoide, ki so zgrajeni samo iz razvejanih koralinacej (Tab. 2, sl. 2). Slednji po strukturi spominjajo na možgane.

Med koralinacejskimi algami, ki grade raziskane rodoide, prepoznamo kot najpogostnejši rod *Lithothamnium* (Tab. 3, sl. 2; Tab. 5, sl. 3). Javlja se v obliki skorij s številnimi zelo drobnimi kamricami, ki ji dajejo mrežasto obliko (Tab. 6, sl. 3). Redkeje sta zastopana rodova *Melobesia* in *Archeolithothamnium*. Slednja gradi predvsem manjše algine kopuče znotraj biokalkarenita (Tab. 6, sl. 1 in 2). V nekaterih rodolitih opazujemo tudi lepe preseke konceptaklov, večjih koncentričnih celic, ki služijo koralinacejskim algam za shranjevanje sporangijev (Tab. 7, sl. 2 do 4).

Poleg alg so tako v rodolitu kot v litotamnijskem biokalkarenitu najpogostnejši organizmi briozoji. Njihovi skeleti z značilno strukturo (Tab. 5, sl. 1) merijo lahko do nekaj mm in izjemoma tudi do 2 cm. Včasih se javljajo kot bioklasti, kdaj pa kdaj pa se z litotamnijskimi algami preraščajo (Tab. 5, sl. 4). Večkrat so skeleti briozojev tako številni, da lahko pri kamnini govorimo kar o algno-briozojskem faciesu. Očitno je biocenoza koralinacej in briozojev v miocenskih plasteh zelo pogostna in močno razširjena povsod tam, kjer so bile ugodne ekološke razmere za njihovo rast.

Drugi organizmi so v raziskanih rodolitih redkejši. Pri samem nastajanju rodoidov sicer niso sodelovali, so pa bili v njih naneseni. Tako dobimo školjčne lupine, serpulide, foraminifere (npr. miliolide, Tab. 6, sl. 1) in ploščice ter iglice morskih ježev, v plasteh litotamnijskega biokalkarenita pa so na nekaterih krajih prisotne še posamezne solitarne korale.

Prodniki iz jeder posameznih rodoidov, ki sestavljajo rodolit, merijo do 5 cm in so dobro do odlično zaobljeni. Večji najpogosteje pripadajo mikrokristalnemu kremenu (rožencu), predorninam, metamorfnim kamninam (filitom) in zrnatemu dolomitu, manjši pa so poleg naštetih kamnin še iz čistega kristalnega kremena, tufov ter

posameznih peščenjakov in meljevcev. Ponekod so jedra rodoidov tudi večje školjčne lupine in nepravilne grude glavkonitnega peščenjaka (Tab. 4, sl. 3). Ta je bil med nastajanjem rodolita še plastičen. Posamezna kremenova in karbonatna detritična zrna so pogosto ujeta tudi med algne lamine (Tab. 3, sl. 2).

Rodolit je bil litificiran že kmalu po njegovem nastanku. Pore in medprostori med algnimi laminami so zapolnjeni z drobnim sparitnim cementom. Ta se ponekod javlja v dveh generacijah – kot tanek obrobni cement generacije A, osrednje dele medprostorov pa zapolnjuje mozaični cement B z do 300μm velikimi zrni. Obrobni kalcit A kaže na cementacijo v freatičnem oziroma podplimskem okolju.

Kljub kalcitnemu vezivu pa rodoliti v večini primerov niso doživeli popolne cementacije. Precej jih kaže drobno poroznost intrazrnskega značaja (intraparticle porosity), ki lahko doseže nekaj do največ 5%. Del poroznosti je vezane tudi na izluževanje nestabilnega aragonita in visokomagnezijevega kalcita, kar se je dogajalo v zgodnji diagenezi in v kratkotrajnih fazah vadoznega sladkovodnega okolja. Na tega sklepamo po posameznih večjih zrnih mozaičnega kalcita, ki zapolnjuje pore. Enaka diagenetska okolja opisuje iz litavskega apnenca (Leitha-Kalk) Dunajskega in Graškega bazena tudi Dullo (1983).

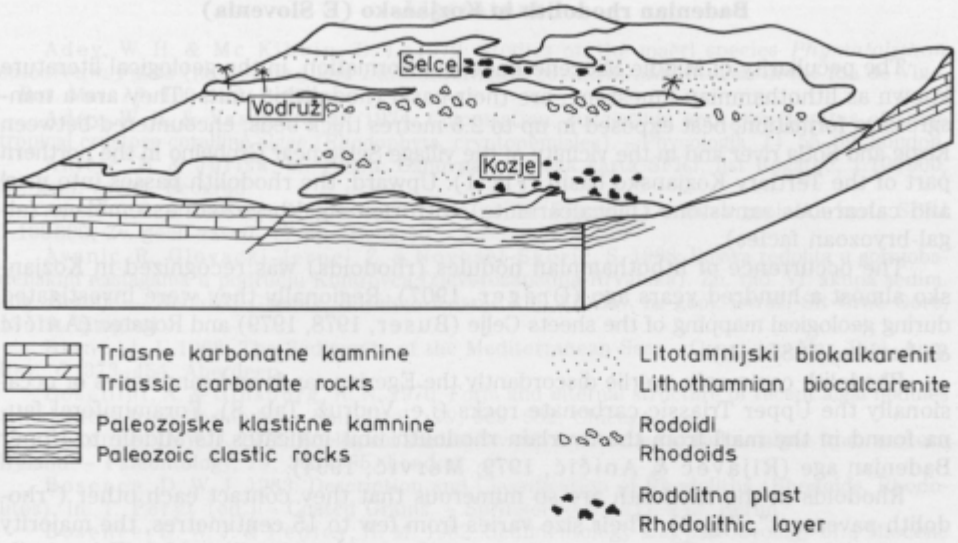
Vezivo med rodoliti je največkrat droben biokalkarenit ali lapornat biokalkarenit, zadnji v primerih, ko se ob preperevanju rodoliti luščijo iz skal kot manjše krogle. Rodoliti so bili večkrat podvrženi tudi bioeroziji in vrtanju litofagov (Tab. 3, sl. 1; Tab. 4, sl. 2 in 3). Izvrtine so v takih primerih zapolnjene z drobnim peščenjakom, tu in tam pa kažejo geopetalno taksturo kot kombinacijo internega sedimenta in sparitnega kalcita (Tab. 4, sl. 3).

Sedimentacijsko okolje

Pojav rodolita in biokalkarenita z večjimi algnimi kopučami je vezan na badenijsko regionalno transgresijo, ki je zajela Kozjansko in širše ozemlje vzhodne Slovenije (Buser, 1979; Aničić & Juriša, 1985b). Odločilno vlogo pri njihovem nastajanju, kot dveh različnih facij znotraj badenijskega litotamnijskega kompleksa, so odigrali paleorelief, energija valovanja in tokov ter kamnine, ki so tedaj izdanjale v vzhodnem podaljšku Laške polisinklinale (Placer, osebna komunikacija) in Litijske antiklinale, katerima pripada Kozjansko. Poenostavljeno so ta okolja prikazana na sliki 3.

V predelih, kjer je morje preplavilo karbonatne kamnine, predvsem triasne apnence in dolomite, ali pa oligocenske klastite, se je po badenijski transgresiji odložilo do nekaj sto metrov karbonatnega sedimenta, iz katerega je po litifikaciji nastala skladovnica litotamnijskega apnenca. Tega sestavljajo različki alginega biokalkarenita, biolitita in lapornega apnenca. Zrnavost sedimenta in delež laporne komponente je bil pogojen z energijo okolja. Na odprtih delih plitvega šelfnega morja so se odlagali bolj debelozrnati sedimenti, v vmesnih lagunah in na zatišnih delih šelfa pa se je usedal bolj drobnozrnat biokalkarenitni in laporni sediment z bogato foraminiferno favno, ki kaže na povezavo z odprtim morjem.

Kjer je bila energija valovanja in tokov posebno močna, pa sta lokalno nastajala bazalni rodolitni konglomerat s posameznimi rodoidi in biokalcirudit. Taki predeli so bili predvsem plitvi kanali med peščenimi sipinami in litotamnijskimi grebeni ter plitva obrežja. Če je bilo okolje popolno karbonatno, so nastajali rodoidi s 100-odstotno karbonatno sestavo (Tab. 2, sl. 2; Tab. 3, sl. 1; Tab. 4, sl. 1–3). Taki primeri rodolitov so tudi najpogostnejši v celotnem panonskem in mediteranskem prostoru.



Sl. 3. Poenostavljena rekonstrukcija paleogeografskega okolja s pojavi rodolitov
Fig. 3. Simplified paleogeographic reconstruction of environments of rhodolith occurrences

Posebnost Kozjanskega pa so tisti rodoliti, ki imajo v jedru prodnike starejših kamnin. Ti so tudi predmet te objave. Veliki in dobro zaobljeni prodniki namreč kažejo na relativno zelo kratek transport, ob obrežju pa so se ti lahko dobro zaoblili. Litološko pestri paleozojski klastiti in triasni karbonati v podlagi badenijske skladovnice plasti predstavljajo tudi izvorno območje za prodnike v rodolitu. Permokarbonske in grödenske klastite kot tudi triasne karbonatne kamnine nahajamo danes odkrite na severu na Konjiški gori, Boču in na obrobju Pletovarske antinklinale, na jugu pa na Bohorju, pri Sevnici in drugod v Litijski antiklinali. Točne starosti prodnikov v rodilitu z obstoječo raziskavo, zaradi pomanjkanja fosilov, nismo mogli ugotoviti. Po litoloških značilnostih pa sklepamo na paleozojsko starost kremenovih in filitnih prodnikov, triasno starost karbonatnih prodnikov ter ladinijsko in oligocensko starost tufov.

S pojemanjem energije ob koncu transgresijskega sunka so se razmere v okolju nekoliko umirile in pričela se je obsežna sedimentacija litotamnijskega biokalkarenita.

Zahvala

Avtorja se zahvaljujeta prof. dr. Jerneju Pavšiču in prof. dr. Stanku Buserju za kritičen pregled članka ter koristne nasvete, prof. dr. Stjepku Golubiću pa za sugestije in mikroskopski pregled nekaterih vzorcev koralinacej. Fotografije rodolitov so delo Marjana Grma in dr. Bogdana Jurkovška, zbruske kamnin pa je izdelal Andrej Stopar. V angleščino je besedilo prevedla dr. Polona Kralj. Vsem lepa hvala.

Ministrstvu za znanost in tehnologijo R Slovenije se zahvaljujemo za financiranje raziskav za geološko karto Slovenije 1:50000.

Badenian rhodolith in Kozjansko (E Slovenia)

The peculiarity of Middle Miocene-Badenian Formation, in the geological literature known as lithothamnian limestone, are their basal rhodolithic units. They are a transgressive formation, best exposed in up to 2.5 metres thick beds, encountered between Kozje and Sotla river and in the vicinity of the village Selce near Grobelno in the northern part of the Tertiary Kozjansko basin (Fig. 1). Upward, the rhodolith passes into marl and calcareous sandstone (biocalcarenite) with rich algal-bryozoan assemblage (algal-bryozoan facies).

The occurrence of lithothamnian nodules (rhodoids) was recognized in Kozjansko almost a hundred years ago (Dreger, 1907). Regionally they were investigated during geological mapping of the sheets Celje (Buser, 1978, 1979) and Rogatec (Aničić & Juriša, 1985a, b).

Rhodolith commonly overlie discordantly the Egerian sands and sandstones or occasionally the Upper Triassic carbonate rocks (i.e. Vodruž, Tab. 8). Foraminiferal fauna found in the marl from the overlain rhodolith unit indicates its Middle to Upper Badenian age (Rijavec & Aničić, 1979; Mervič, 1994).

Rhodoids in the rhodolith are so numerous that they contact each other ("rhodolith pavement", Fig. 2). Their size varies from few to 15 centimetres, the majority averages about 10cm. The common form is spherical, rarely ellipsoidal (Tabs. 1–4). According to their internal texture two types can be distinguished; the first type, consisting solely of corallinacean algal layers and bryozoans and the second type, where the algae enclose lithic pebbles, composed of quartz and phyllites of the Palaeozoic age, Triassic dolomite and Oligocene tuff.

Among corallinacean algae which build rhodoids *Lithothamnium* (Tabs. 3, 5, 6) is the most common, whereas the genera *Melobesia* and *Archeolithothamnium* rarely occur. In some of the rhodoids conceptacles are abundant (Tab. 7).

The pore spaces between algal laminae are infilled with sparite cement. Two generations can occasionally be distinguished – as rim cement A and as drusy mosaic sparite B. Despite the cementation process the rhodoids are rather porous (up to 5% pore space). This porosity is commonly related to dissolution of the primary aragonite. Some of the rhodoids indicate bioerosion and Lithophagas borings (Tab. 3). The matrix infilling the primary intergranular porosity between rhodois is fine-grained biocalcarenite or sandy marl.

The environment suitable for the rhodolith development was influenced by the paleorelief, the energy and the rock type exposed at the time of their formation. In the open parts of the shallow Tertiary sea of the Kozjansko basin, a variety of biocalcarenite and algalbryozoan lithothamnian limestones were deposited, but in more restricted parts and lagoons marly limestone and marl predominated. Rhodoids developed in shallow channels between sandy bars and along the coast where the energy was high enough to enable their movement and bottom rolling. The pebbles in rhodoids indicate short transport from the coast where Palaeozoic and Triassic rocks were exposed. Sedimentary environments in which the Badenian rhodolith and lithothamnian limestone were deposited are shown in the Fig. 3.

Literatura

Adey, W. H. & Mc Kibbin, D. L. 1970: Studies on the maërl species *Phymatolithon calcareum* Pallas (nov. comb.) and *Lithothamnium corallinoides* Crouan in the Ria de Vigo. – Bot. Mar. *13*, 100–106, Berlin.

Adey, W. H. & Vassar, J. M. 1974: Colonisation, succession and growth rates of some tropical crustose coralline algae (Rhodophyta, cryptonemiales). – Phycologia, *14*, 55–69, London.

Aničić, B. & Juriša, M. 1985a: Osnovna geološka karta SFRJ, list Rogatec, 1:100000, Zv. geol. zavod, Beograd.

Aničić, B. & Juriša, M. 1985b: Tolmač za list Rogatec, Osnovna geološka karta SFRJ 1.100000, Zv. geol. zavod, 77 pp., Beograd.

Avanić, R., Glovacki-Jernej, Ž. & Novosel-Škorić, S. 1988: Pojava rodolita u gornjobadenskim naslagama u području Kumrovca (sjeverozapadna Hrvatska). Zb. rad. VI. skupa sedim. Jug. Cetinje. – Geološki Glasnik, Posebno izdanje knj. VI. Zav. za geol. istraž. SR Crne Gore, 13–19, Titograd.

Blanc, J. J. 1968: The Sediments of the Mediterranean Sea. – Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., *6*, 373–454, Aberdeen.

Bosellini, A. & Ginsburg, R. N. 1970: Form and internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. – Jour. Geol., *79*, 669–682, Chicago.

Bosence, D. W. J. 1976: Ecological studies on two unattached coralline algae from western Ireland. – Paleontology, *19*, 365–395, London.

Bosence, D. W. J. 1983: Description and Classification of Rhodoliths (Rhodoids, Rhodolites). In: T. Peryt (ed.) – Coated Grains. – Springer Verl., 217–242, Berlin.

Bosence, D. W. J. & Pedley, H. M. 1982: Sedimentology and paleoecology of a Miocene coralline algal bioherm from the Maltese Islands. – Paleoclimatol. Paleoecol. Paleogeogr., *38*, 9–43, Amsterdam.

Boulanger, D. & Poignant, A. F. 1969: Sur les nodules agaires du Lutétien supérieur de Sainte-Marie-de-Gosse (Landes). – C. R. Som. Séanc. Soc. Géol. France, *4*, 109–110, Paris.

Buchbinder, B. 1977: The coraline algae from the Miocene Ziqlag Formation in Israel and their environmental significance. In: Flügel E. (ed.): Fossil Algae. – Springer Verl., 279–285, Berlin.

Buser, S., 1978: Osnovna geološka karta SFRJ, list Celje, 1:100000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S., 1979: Tolmač lista Celje, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. Zv. geol. zavod, 72 pp., Beograd.

Caulet, J. P. 1972: Recent biogenic calcareous sedimentation of the Algerian shelf. In: Stanley D. J. (ed.): The Mediterranean Sea. – Dowden Hutchinson & Ross, 261–278, Stroudsburg.

Dolenec, T., Herlec, U. & Pezdič, J. 1995: Izotopska sestava kisika in ogljika v rdečih algah iz srednjega Jadrana. – Rud.-met. zb., *41*/3–4, 193–202, Ljubljana.

Dreger, J., 1907: Geologische Spezialkarte Rohitsch-Drachenburg. – Geol. R. A., Wien.

Dreger, J., 1920: Erläuterungen zur geologischen Karte Rohitsch-Drachenburg. – Geol. S. A., 1–42, Wien.

Dullo, W., C., 1983: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Facies, *8*, 1–112, Erlangen.

Jacquotte, P. 1962: Étude des fonds de maërl de la Méditerranée. – Recl. Trav. Stn. Mar. Endoume, *26*, 141–235, Marseille.

Kuščer, D. 1967: Zagorski terciar. – Geologija, *10*, 5–58, Ljubljana.

Laborel, J. 1961: La concretionnement algal »corralligène« et son importance géomorphologique en Méditerranée. – Recl. Trav. Stn. Mar. Endoume Bull., *37*, 37–60, Marseille.

Lemoine, P. 1991: Repartition et mode de vie du maërl (*Lithothamnium calcareum*) aux environs de Concarneau (Finistère). – Ann. Inst. Oceanogr. Monaco, *1*, 1–28, Monaco.

Mac Intyre, I. G. & Milliman, J. D. 1970: Physiographic features of the outer shelf and upper Atlantic continenal margin, Southeastern United States. – Geol. Soc. Amer. Bull., *81*, 2577–2598, Boulder.

Maslov, V. P. & Utrobin, V. N. 1958: Raspostranenie tretichnykh bagryanykh vodorosley Ukrainskoy SSR svyazkih s transgressiyami morya. – Izv. AN SSSR, ser. geol. *12*, 73–93, 10 figs, Moskva.

Mervič, H., 1994: Mikropaleontološke raziskave za leto 1993, Geološka karta 1:50000 – Terciarni bazeni. – Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Montaggioni, L. F. 1979: Environmental significance of rhodoliths from the Mascarena reef province, western Indian Ocean. – Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf – Aquitaine, *3*, 713–723, Pau.

Munda, M. 1953: Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. – Geologija, *1*, 37–39, Ljubljana.

Orszag-Sperber, F., Poignant, A. F. & Poisson, A., 1977: Paleogeographic significance of rhodolites: some examples from the Miocene of France and Turkey. In: Flügel E. (ed.) – Fossil Algae, 284–294. – Springer Verl., Berlin.

Parker, R. H. & Curray, J. R. 1956: Fauna and bathymetry of banks on the continental shelf northwest Gulf of Mexico. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *40*, 2428–2429, Tulsa.

Peryt, T. 1983: Classification of Coated Grains. In: Peryt T. (ed.) – Coated Grains, 3–6. – Springer Verl., Berlin.

Rijavec, L. & Aničić, B. 1979: Excursion A_2, Section Trebče–Zagaj near Bistrica, Lower Miocene. – 16th Europ. Micropaleont. Colloq., 137–140, Ljubljana.

Rijavec, L., Aničić, B. & Škerlj, Ž. 1979: Excursion A_1, Section Dekmanca–Bistrica on the Sotla River – Middle and Upper Miocene. – 16th Europ. Micropaleont. Colloq., 131–136, Ljubljana.

Schüttenhelm, R. T. E. 1976: History and modes of Miocene carbonate deposition in the interior of the Piedmont basin, NW Italy. – Utrecht Micropaleont. Bull., *14*, 1–208, Utrecht.

Studencki, W. 1988: Facies and Sedimentary Environment of the Pinczow Limestones (Middle Miocene, Holy Cross Mountains, Central Poland). – Facies, *18*, 1–26, Erlangen.

Toomey, D. 1975: Rhodoliths from the Upper Palaeozoic of Kansas and the Recent – A comparison. – Neues Jb. Geol. Palaeont. Monatsh., *4*, 242–255, Stuttgart.

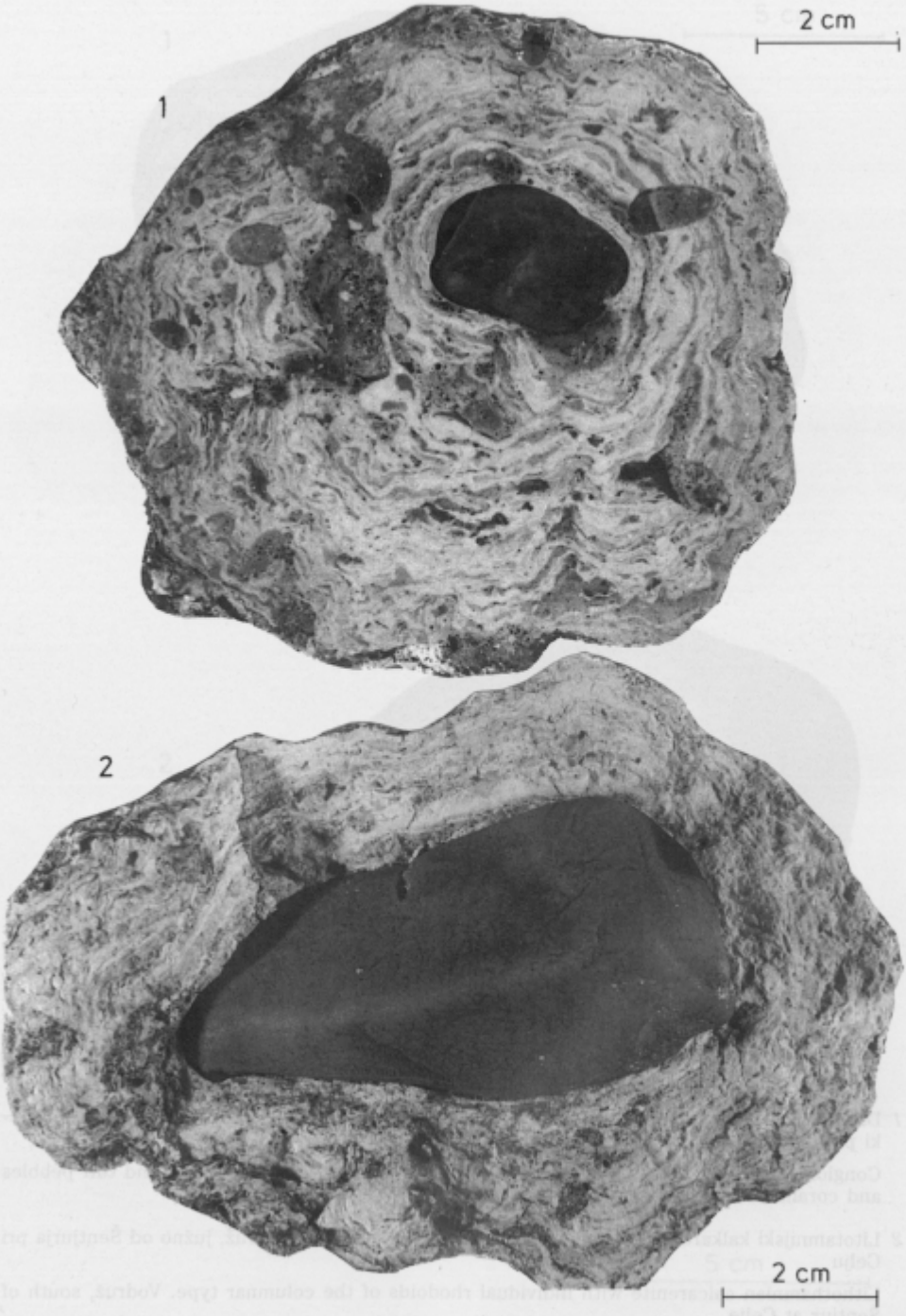
Tabla 1 – Plate 1

1 Rodoid s koncentrično zgradbo in kremenovim prodnikom. Vidni so sledovi bioerozije; izvrtine zapolnjuje peščenjak. Selce pri Grobelnem

Concentrical rhodoid with quartz pebble nuclei. Small caverns formed as the result of bioerosion are infilled with sandstone. Selce near Grobelno

2 Rodoid; obraščanje tufskega prodnika s koralinacejskimi algami. Selce pri Grobelnem. Naravna velikost

Rhodoid; corallinacean-algal encrustation of tuff pebble. Selce near Grobelno. Natural size


2 cm
1
2
2 cm

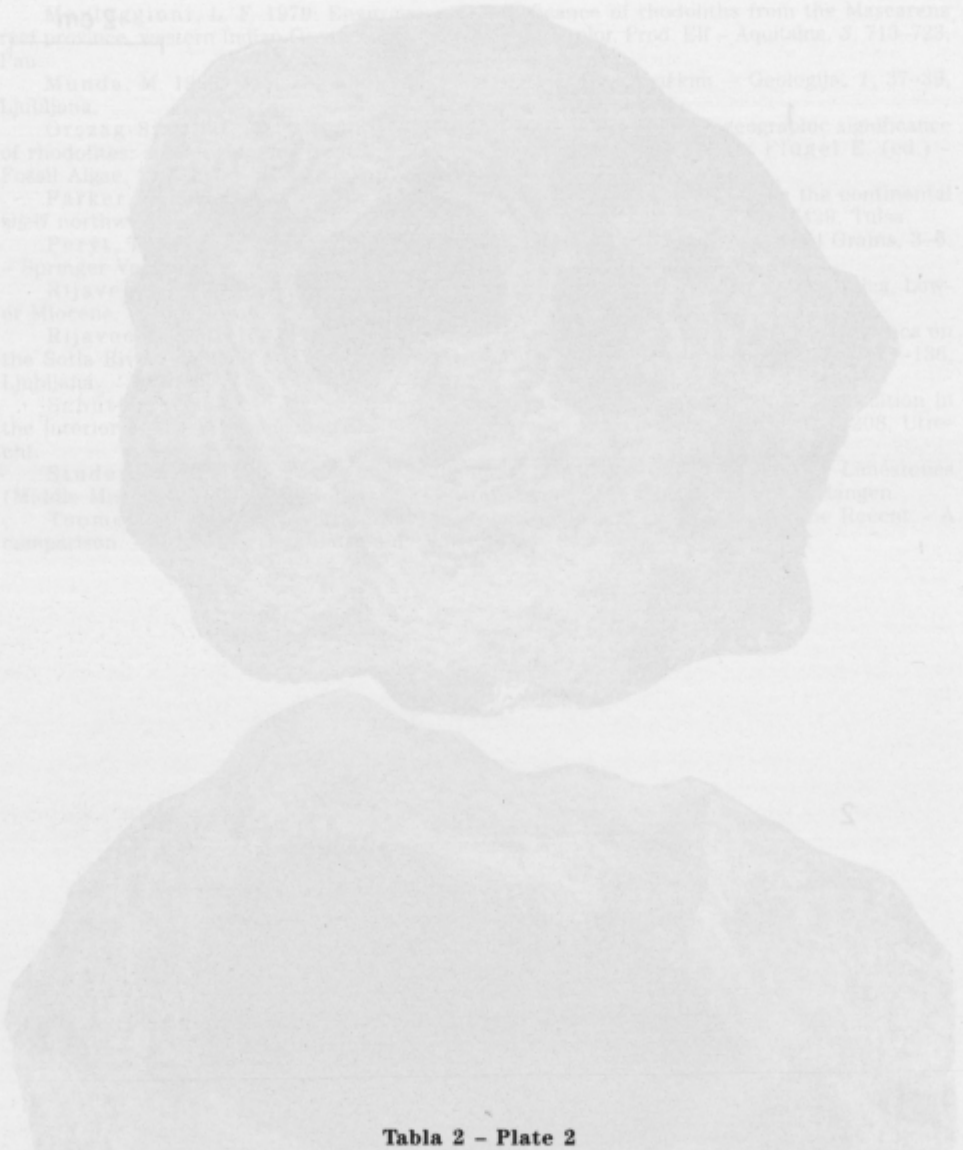


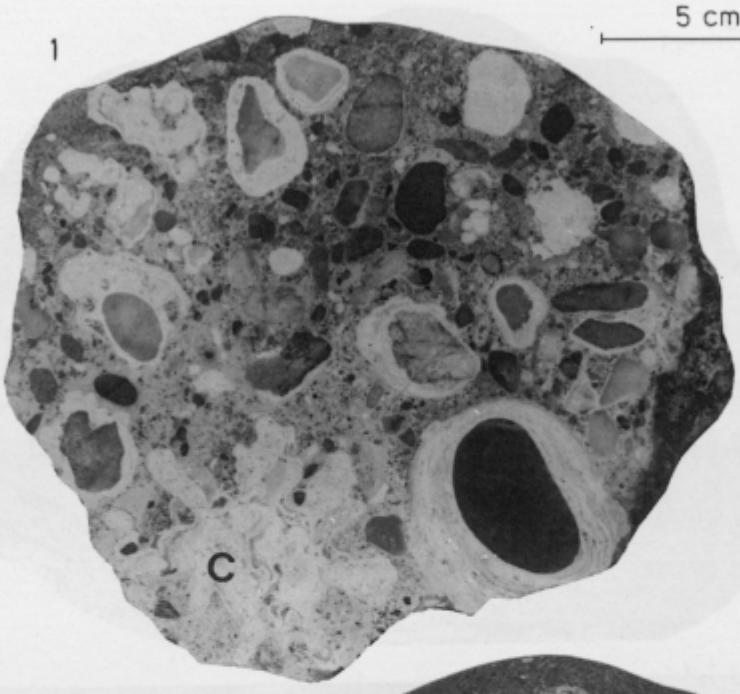
Tabla 2 – Plate 2

1 Drobnozrnati konglomerat, ki ga sestavljajo rodoidi s kremenovimi jedri, kremenovi in tufski prodniki in čisti koralinacejski rodoidi (C). Dekmanca

Conglomeratic calcrudite composed of rhodoids with quartz nuclei, quartz and tuff pebbles and corallinacean rhodoliths (C). Dekmanca

2 Litotamnijski kalkarenit s posameznimi stebričastimi rodoidi. Vodruž, južno od Šentjurja pri Celju

Lithothamnian calcarenite with individual rhodoids of the columnar type. Vodruž, south of Šentjur at Celje


1
5 cm
C

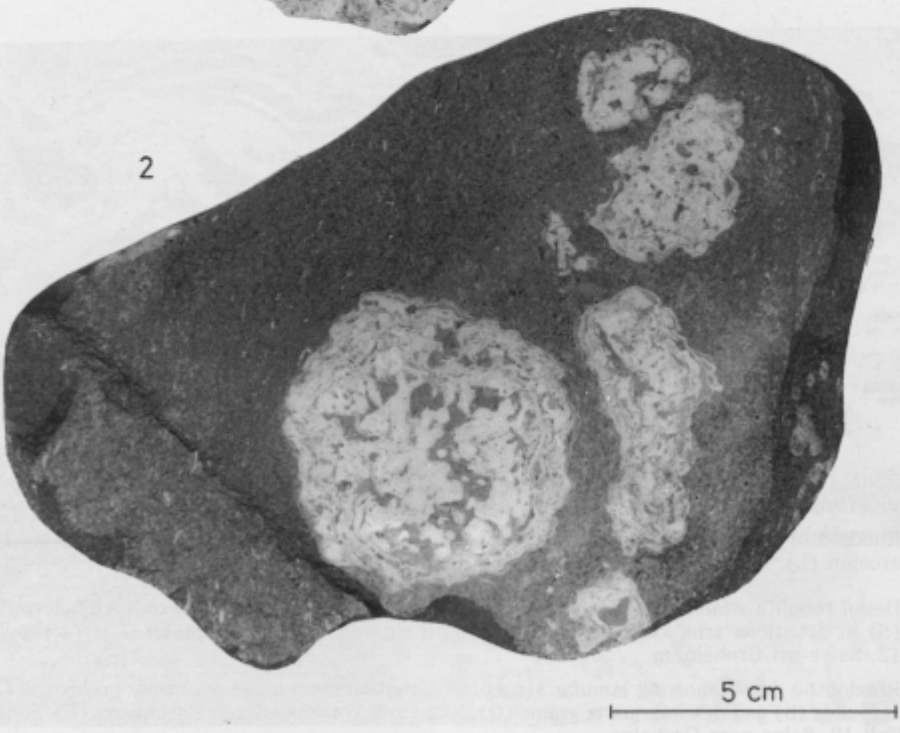

2
5 cm

Tabla 3 – Plate 3

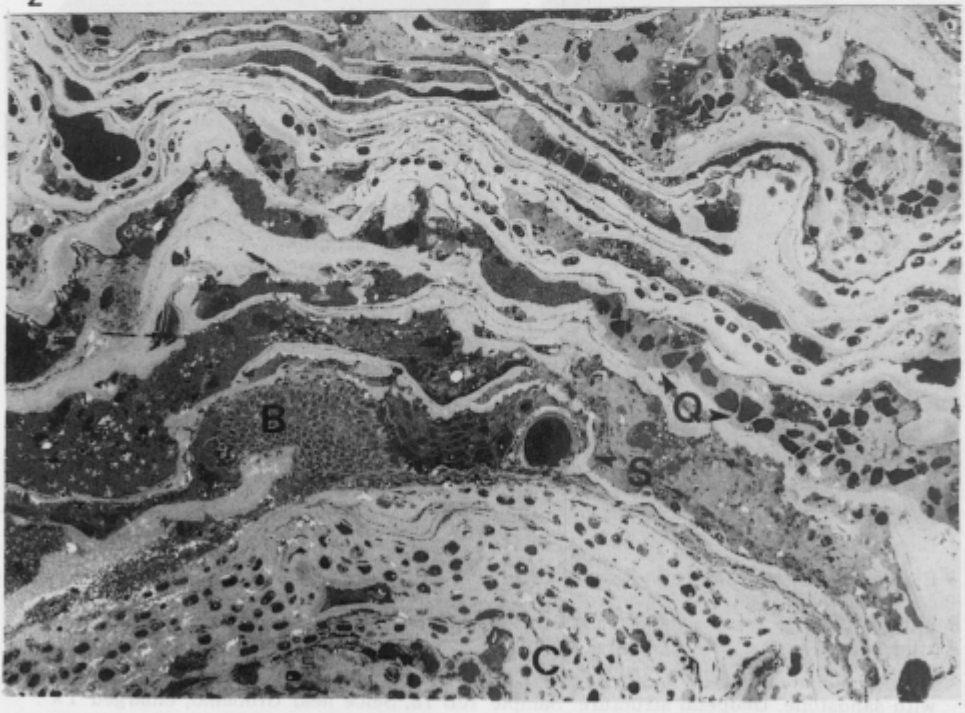
1 Rodoid s koncentrično laminirano strukturo. Jedro rodoida sestavljajo kopuče litotamnij. Bioerozija (L). Vzorec TcB 9, Selce pri Grobelnem, 1× povečano

Rhodoid of concentric laminar structure. Lithothamnian nodulas as encrusting nuclei. Bioerosion (L). Sample TcB 9, Selce near Grobelno, enlarged 1×

2 Detajl rodolita z laminirano strukturo. Litotamnijske alge preraščajo briozoje (B), serpulide (S) in detritična zrna kremena (Q). V skeletih alg so številni konceptakli (C). Vzorec TcB 12, Selce pri Grobelnem

Rhodolithe detail showing laminar structure. Lithothamnian algae overgrow bryozoans (B), serpulids (S) and detrital quartz grains (Q). Numerous conceptacles in algal layers (C). Sample TcB 12, Selce near Grobelno

1 cm
1
L
L


2
B
Q
S
C

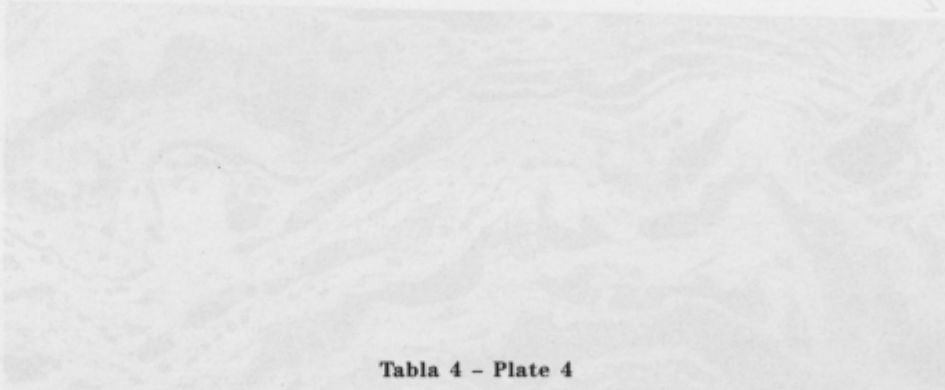


Tabla 4 – Plate 4

1 Litotamnijski rodoid s številnimi konceptakli. Jedro je hišica serpulida. Vzorec TcB 1, Selce pri Grobelnem, 1× povečano

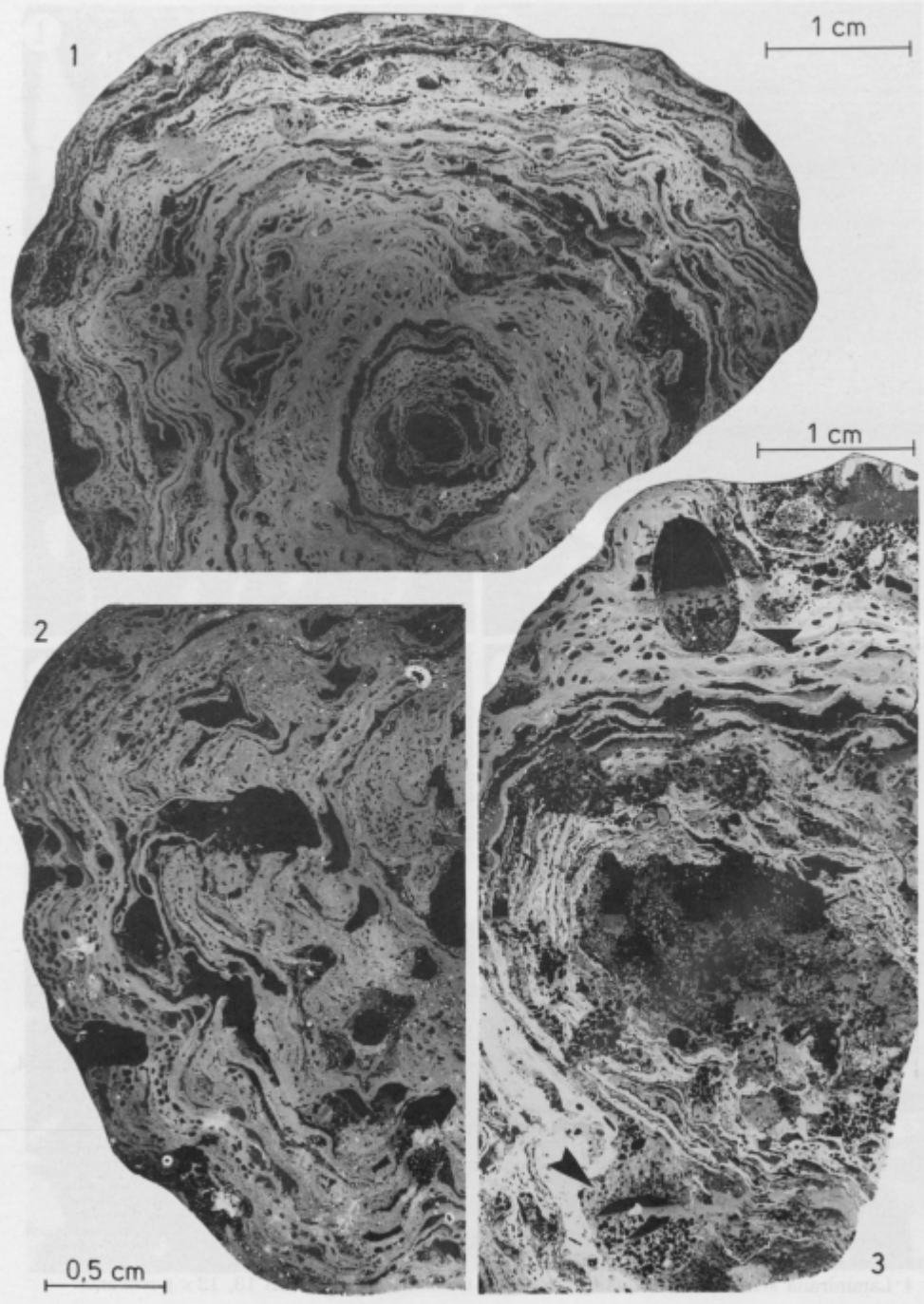
Lithothamnian rhodoid with numerous conceptacles. Serpulide as nucleus. Sample TcB 1, Selce near Grobelno, enlarged 1×

2 Bioerozijsko raztapljanje litotamnijskega rodoida. Vzorec TcB 6, Dekmanca. 3,5× povečano

Bioerosion dissolution of lithothamnian rhodoid. Sample TcB 6, Dekmanca, enlarged 3,5×

3 Litotamnijske skorje obraščajo klast briozoja. Izvrtine litofagov (puščice) z geopetalno teksturo zapolnjuje peščenjak. Vzorec TcB 12, Selce pri Grobelnem, 1× povečano

Lithothamnian encrustation of bryozoan clasts. Some lithophaga borings (arrows) are infilled with sandstone. Geopetal structure. Sample TcB 12, Selce near Grobelno, enlarged 1×


1
1 cm
1 cm
2
0,5 cm
3

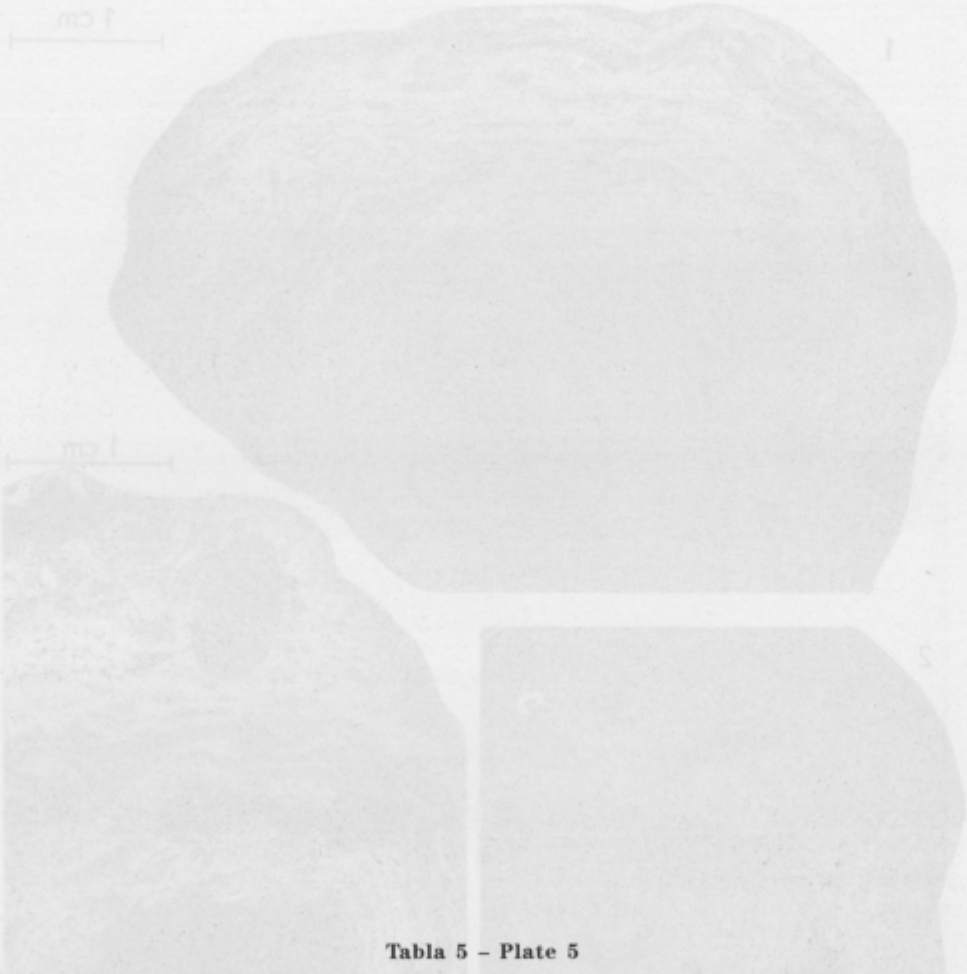


Tabla 5 – Plate 5

Vsi vzorci so iz rodoidov iz Selc pri Grobelnem

All samples are from rhodoids from Selce near Grobelno

1 Koralinacije s konceptakli obraščajo skelet briozoja. Vzorec TcB 14, 12× povečano

Corallinacean algae with conceptacles. Encrustation of bryozoan skeleton. Sample TcB 14, enlarged 12×

2 *Archaeolithothamnium* s sporangiji (S). Vzorec TcB 4, 30× povečano

Archaeolithothamnium with rows of sporangia (S). Sample TcB 4, enlarged 30×

3 Litotamnijske lamine v rodoidu. Vzorec TcB 14, 30× povečano

Lithothamnium laminae in the rhodoid. Sample TcB 14, enlarged 30×

4 Laminirana struktura koralinacijskih alg in briozojev. Vzorec TcB 13, 12× povečano

Corallinacean algal laminae encrusting bryozoa. Sample TcB 13, enlarged 12×

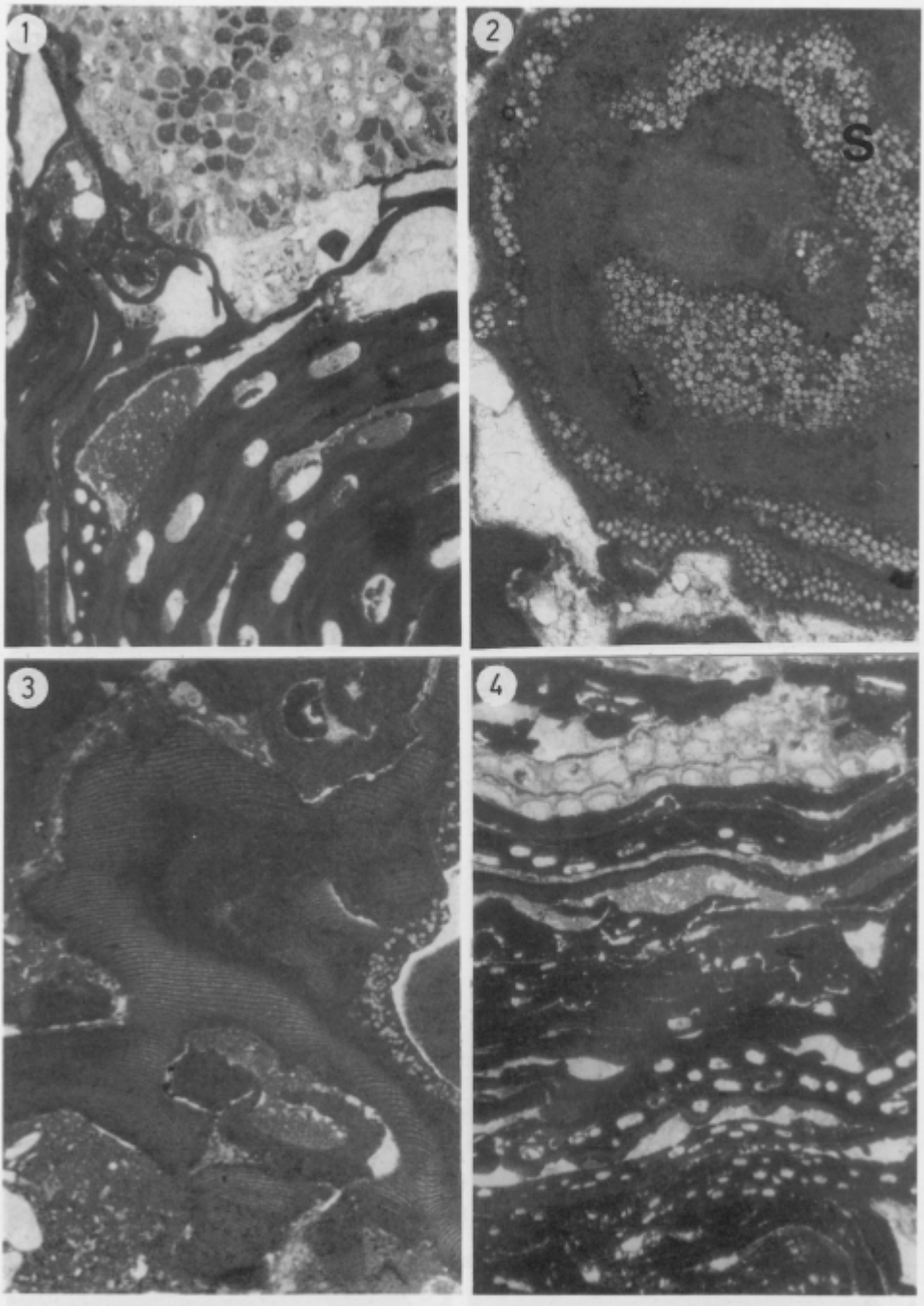

1
2
S
3
4

Tabla 6 – Plate 6

1, 2 Kopuče alge *Mesophyllum* s stolpičastimi peritaliji v biokalkarenitu. Vodruž pri Šentjurju. Vzorec TcB 7, 30× povečano

Mesophyllum nodules with columnar perithallia in the biocalcarenite. Vodruž near Šentjur. Sample TcB 7, enlarged 30×

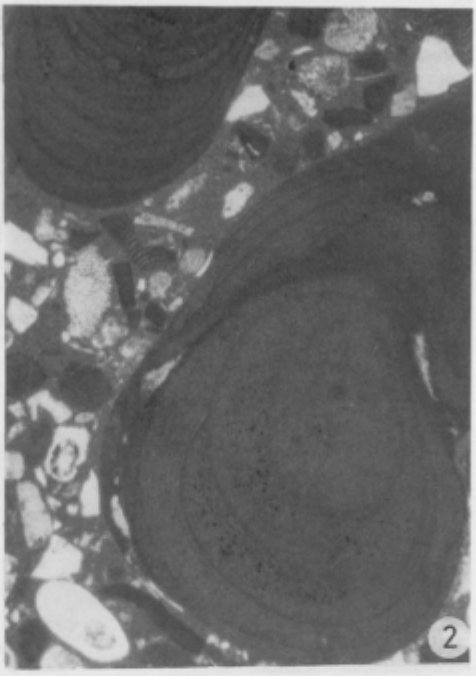
3 *Lithothamnium*; detajl. Vzorec TcB 14, Selce pri Grobelnem, 175× povečano

Lithothamnium; detail. Sample TcB 14, Selce near Grobelno, enlarged 175×

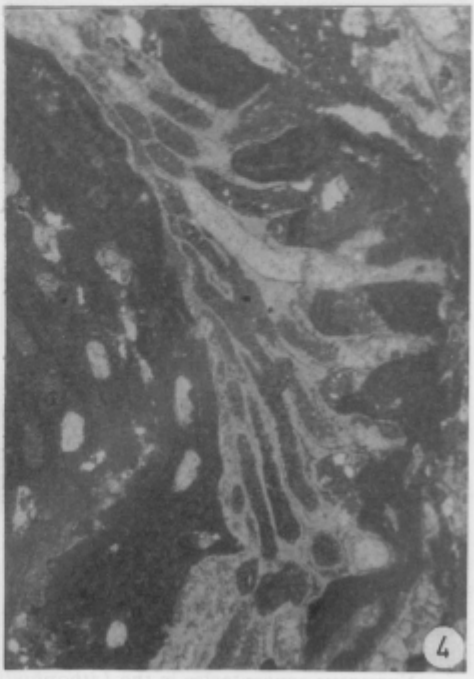
4 Vzdolžni presek briozoja, ki ga obraščajo koralinaceje. Vzorec TcB 1, Selce pri Grobelnem, 30× povečano

Longitudinal section of bryozoan encrusted by corallinacean algae. Sample TcB 1, Selce near Grobelno, enlarged 30×

1


2

3


4

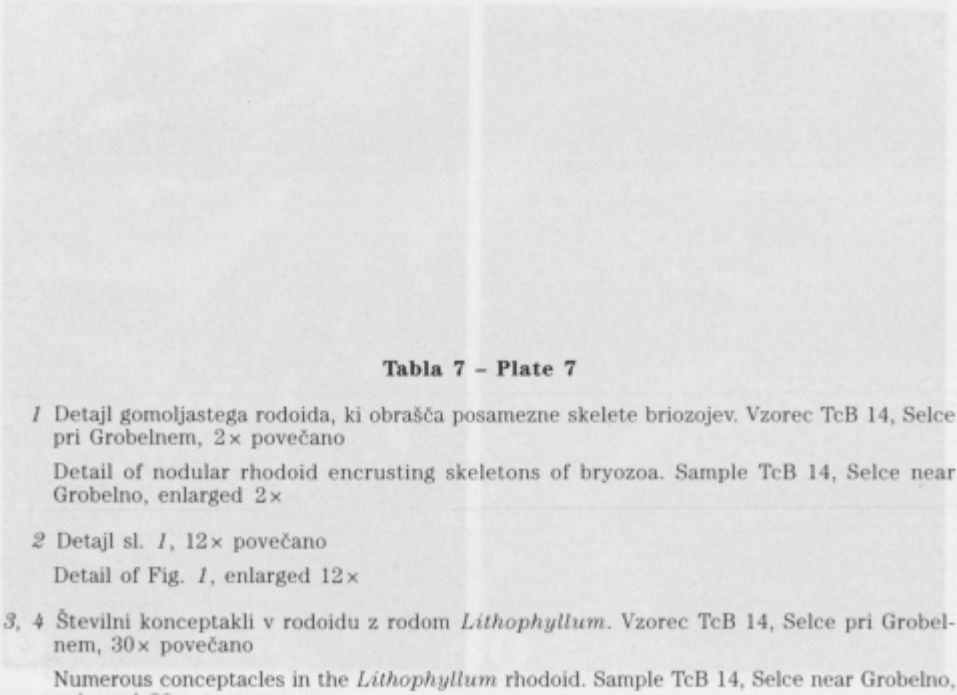


Tabla 7 – Plate 7

1 Detajl gomoljastega rodoida, ki obrašča posamezne skelete briozojev. Vzorec TcB 14, Selce pri Grobelnem, 2× povečano

Detail of nodular rhodoid encrusting skeletons of bryozoa. Sample TcB 14, Selce near Grobelno, enlarged 2×

2 Detajl sl. *1*, 12× povečano

Detail of Fig. *1*, enlarged 12×

3, 4 Številni konceptakli v rodoidu z rodom *Lithophyllum*. Vzorec TcB 14, Selce pri Grobelnem, 30× povečano

Numerous conceptacles in the *Lithophyllum* rhodoid. Sample TcB 14, Selce near Grobelno, enlarged 30×

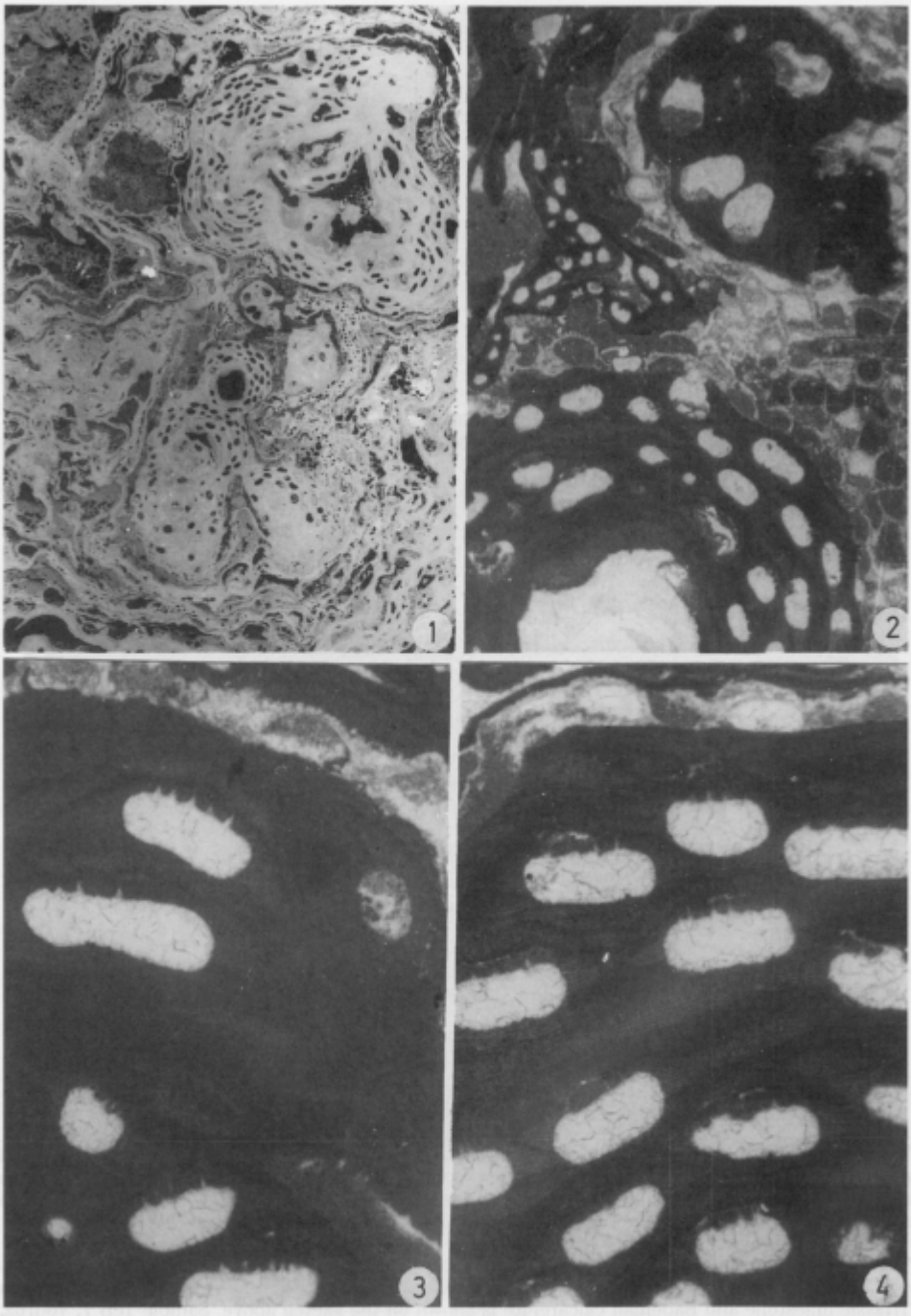

1
2
3
4

Tabla 8 – Plate 8

Transgresijski kontakt badenijskega litotamnijskega peščenjaka (biokalkarenita) s številnimi drobnimi rodoidi in z zgornjetriasnim apnencem. Bioerozija in fosilno zakrasevanje triasnega apnenca. Kontakt med triasnim apnencem in badenijskim biokalkarenitom je shematsko prikazan na skici nad tekstom. Vzorec TcB 7, Vodruž, južno od Šentjurja pri Celju, 12× povečano

Transgression contact of the Badenian basal rhodolithic lithothamnian sandstone and the Upper Triassic limestone. Bioerosion and paleocarstification of Triassic limestone. Contact between Triassic limestone and Badenian calcarenite is shown on the sketch above. Sample TcB 7, Vodruž, south of Šentjur near Celje, enlarged 12×

2 mm

GEOLOGIJA *37*, *38*, 251–269 (1994/95), Ljubljana

Rečni sistemi in njihovi sedimentacijski modeli

Fluvial systems and their sedimentary models

Dragomir Skaberne
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Slovenska geomorfološka in sedimentološka terminologija za rečna sedimentacijska okolja še ni povsem izdelana. Zato smo se skušali dotakniti razdelitve in podati predlog slovenskega poimenovanja nekaterih rečnih sedimentnih in erozijskih oblik ter posameznih pomembnejših vplivov na način njihovega nastanka. Nekaj besed smo namenili problematiki opredelitve rečnih sedimentacijskih okolij v sedimentnih kamninah in rečnim sedimentacijskim modelom.

Abstract

The Slovenian geomorphologic and sedimentologic terminology for fluvial depositional environments is not established yet. Therefore a classification and the proposal for Slovenian names of fluvial sedimentary and erosional forms and influences controlling them are discussed. Attention is given to the problems of recognition of sedimentary environments in sedimentary rocks, and to fluvial sedimentary models.

Uvod

Pri raziskavah klastičnih kamnin grödenske formacije, katerih nastanek je interpretiran pretežno kot produkt rečnega sedimentacijskega okolja s svojimi podokolji, smo se srečali s problemi slovenske terminologije rečnih sedimentacijskih in erozijskih oblik. Do enakih sklepov smo prišli v pogovorih s kolegi geologi in geomorfologi. Toda, kot je pokazal Badjura (1953), slovensko ljudsko izrazoslovje za poimenovanje različnih geomorfnih oblik nikakor ni revno. Med izrazi, ki jih navaja v poglavju Vodovje in opisujejo različne rečne geomorfne oblike, so marsikateri lepi in uporabni, a so omejeni le na nekatere pogostnejše oblike, ki jih najdemo na našem ozemlju. Za številne raznolike genetsko pomembne geomorfne oblike, ki so pri nas manj pogoste ali niso niti razvite ali so manj izrazite in poznane, pa domačih izrazov preprosto nimamo. To nikakor ni presenetljivo saj se večina slovenskih vodotokov nahaja v relativno mladem reliefu ter pripadajo pretežno zgornjim delom (prvi coni) rečnega sistema. Le v ravninskih predelih, ki zavzemajo manjši del slovenskega ozemlja, imajo vodni tokovi značilnosti

srednjega dela (druga cona) rečnega sistema. Ker želimo obravnavati rečni sistem kot celoto, podrobnosti in posebnosti rečnih geomorfnih oblik na našem ozemlju presegajo zastavljeni okvir.

Drugi problem, ki je precej težji in zadeva predvsem geologijo oziroma sedimentologijo ter v manjši meri geomorfologijo, je prepoznavanje različnih geomorfnih oblik in določevanje parametrov in kriterijev, ki opredeljujejo kompleksne rečne sisteme in njihove dele v sedimentih in sedimentnih kamninah.

Tako bomo skušali navesti nekatere vplive na način rečne sedimentacije oziroma njene erozije, se dotakniti njihove razčlenitve in poimenovanja ter končno nameniti nekaj besed rečnim sedimentacijskim modelom. Pri tem ne nameravamo obravnavati vseh problemov in oblik ter posegati v globino navedenih problemov, ampak želimo podati le nekatere poglavitnejše parametre, ki so po našem mnenju pomembni dejavniki v rečnem sedimentacijskem okolju.

Rečni sistemi in rečni sedimentacijski sistemi

Reko, kot površinski vodni tok lahko opredelimo kot vodno telo, ki se pod vplivom težnosti premika po koritu, ki ga je voda urezala v podlago.

Rečni sistem ali *rečje* predstavlja reka s svojimi pritoki od izvira do izliva. *Porečje* pa je območje, ki ga rečni sistem odvodnjava. Znotraj njega lahko ob rečnih pritokih obstaja več lokalnih drenažnih (odvodnih) zaledij. Schumm (1977) je razdelil rečni sistem na tri cone.

Prvo cono rečnega sistema lahko imenujemo zbiralno in jo idealizirano začenja dendritna, konvergentno potekajoča mreža rečnih korit, ki oblikuje odvodno mrežo porečja ali drenažnega zaledja, v katerem se zbirajo vode. Zgornji deli drenažnega zaledja predstavljajo tudi poglavitno produkcijsko in izvorno območje sedimentov. Na tem območju prevladuje erozija, čeprav se v nekaterih delih sedimenti lahko tudi začasno odložе.

Drugo cono rečnega sistema lahko označimo kot prenosno območje, kjer se po relativno stabilnem rečnem koritu pretaka v drenažnem zaledju zbrana voda, ki prenaša del na izvornem območju nastalega sedimenta. To območje obvladuje dinamično ravnotežje med erozijo in sedimentacijo. Tako je količina sedimenta, ki prihaja v sistem, približno enaka količini, ki ga vode odnašajo iz sistema, v tretjo cono.

V tretji, sedimentacijski coni rečnega sistema se energija vodnega toka toliko zmanjša, da se odloži večina preostalega transportirajočega materiala. V tej coni je mreža vodnih korit večinoma divergentna.

Glede na položaj tretje cone in s tem povezanim načinom zmanjšanja energije vodnega toka, lahko ločimo dve sedimentacijski okolji s svojimi specifičnimi sedimentacijskimi in morfološkimi značilnostmi.

Prvo sedimentacijsko okolje je razvito proksimalno glede na drenažno zaledje in se običajno razteza ob vznožju hribovja, v predelih, ko se strmo pobočje prevesi v relativno položno ali ravno območje. Ob prehodu vodnega toka iz strmega v široko odprto ravninsko območje (rečno naplavno ravnino) se njegova energija zaradi disperzije na ravnini zmanjša in vodni tok odloži večino transportirajočega materiala v obliki bolj ali manj stožčasto oblikovanega pahljačastega sedimentacijskega telesa, *aluvialnega vršaja* (alluvial fan). Če vršaj nastane v območju stoječe vode, jezera ali morja, se pod vplivom njene dinamike lahko deloma preoblikuje in ustvarja *vršajno delto* (Holmes, 1965; McGowen, 1970; McPherson et al., 1987).

Drugo sedimentacijsko okolje se pojavlja distalno glede na drenažno zaledje na nizkem, skoraj ravnem reliefu ob izlivu vodnega toka v stoječe vodno telo – večinoma morje ali redkeje jezero. Ko se vodni tok izlije v stoječe vodno telo, se hitrost toka in njegova, že tako majhna transportna moč zmanjšata. Posledica tega je usedanje preostalega transportirajočega se materiala. Sediment gradi deltoidno oblikovano, večinoma podvodno, deloma kopno sedimentacijsko telo, ki ga imenujemo *delta*. Pod vplivom prevladujočega dinamičnega dejavnika, valovanja ali plimovanja, stoječega vodnega telesa lahko pride do premeščanja prinesenega sedimenta in nastanka različno oblikovanih delt ali estuarijev. *Estuarij* predstavlja široko lijakasto oblikovano rečno ustje, v katerem se mešata sladka in morska voda ter se jasno odražajo vplivi plimovanja. Razviti so ob rekah z relativno manjšo energijo rečnega toka in s tem povezano količino prinesenega materiala v primerjavi z energijo morja, ki jo v največji meri predstavlja energija plimovanja.

Podobno kot Schumm (1977) je tudi Miall (1981) razdelil rečni sistem glede na položaj izvornega območja in ločil štiri dele:

1. tokovi v gorskem izvornem območju
2. proksimalna okolja neposredno ob vznožju in robu sedimentacijskega bazena
3. srednja okolja
4. distalna okolja, kjer se vplivi rek prepletajo z mejnimi okolji, kot so jezera, puščave, plimske ravnine ali delte.

Sedimentacijsko okolje tokov v gorskem izvornem območju je v sedimentacijskem sistemu sorazmerno nepomembno. Kljub temu lahko v njem nastanejo dolinski zasipi in ponekod jezerski sedimenti. V območju proksimalnega, srednjega in distalnega rečnega okolja se spreminja, običajno zmanjšuje, strmec (gradient) rečnega toka, kar vpliva na spreminjanje njegove oblike in poteka.

V nadaljevanju distalnih sedimentacijskih okolij delt in estuarijev ne bomo obravnavali, ker predstavljajo le-ti samostojna prehodna sedimentacijska okolja.

Pri analizi velikih rečnih sistemov je Potter (1978) ugotovil, da potekajo večinoma vzdolžno ali prečno na gorske verige. Kasneje je Miall (1981) posplošeno razdelil aluvialne sedimentacijske bazene na prečne, ki se raztezajo prečno na strukturne enote, in vzdolžne, ki potekajo vzporedno z njimi. Kot primer prečnega sedimentacijskega rečnega bazena navaja Miall (1981) del atlantske obale ZDA, za primer vzdolžnega pa sedimentacijski bazen reke Pad. Zaradi kompleksnosti nekaterih strukturnih enot je lahko ta posplošitev lokalna, a kljub temu pomembna za način zapolnitve sedimentacijskega bazena.

Pri preučevanju sedimentacijskih bazenov so na Texas Bureau of Economic Geology razvili model »sedimentacijskih sistemov«. V nekoliko razširjeni obliki ga je uporabil tudi Miall (1981) za rečni sedimentacijski sistem, v katerega vključuje sedimente okolij aluvialnih vršajev, rek kot prenosnih območij vodá in sedimentov ali druge cone po Schummu (1977) in delt. Glede na prečni ali vzdolžni potek bazena, razporeditev sedimentacijskih okolij v proksimalnem, srednjem in distalnem delu bazena ter obliko izliva oziroma delte, je Miall (1981) opredelil devet modelov rečnih sedimentacijskih sistemov.

V rečnem sistemu vlada približno dinamično ravnotežje med erozijo in sedimentacijo, na katerega vplivajo različne spremenljivke. Schumm in Lichty (1963) navajata dvanajst takih spremenljivk: 1. čas, 2. začetni relief, 3. geologija (litologija in struktura), 4. klima, 5. vegetacija, 6. relief in volumen rečnega sistema nad erozijsko bazo, 7. hidrologija (vodni odtok in prinos sedimenta na enoto površine v prvi coni), 8. oblika rečne drenažne mreže, 9. oblika pobočij, 10. hidrologija (pretok vode in

sedimenta v drugo in tretjo cono), 11. oblika korita in doline ter značilnosti sedimenta (druge cone), 12. oblika sedimentacijskega bazena in značilnosti sedimenta (tretje cone). Spremenljivke so navedene po naraščajoči stopnji odvisnosti, od katerih lahko nekatere povezujemo, dokler ne pridemo do treh skoraj neodvisnih spremenljivk: 1. časa, 2. tektonike in 3. klime. Te globalno vplivajo na spremembe rečnega sistema in se odražajo v zapolnjevanju rečnega sedimentacijskega bazena. Omenjene tri spremenljivke ne vplivajo le na rečno sedimentacijo, ampak jih lahko pojmujemo kot univerzalne spremenljivke, ki opredeljujejo sedimentacijske cikle.

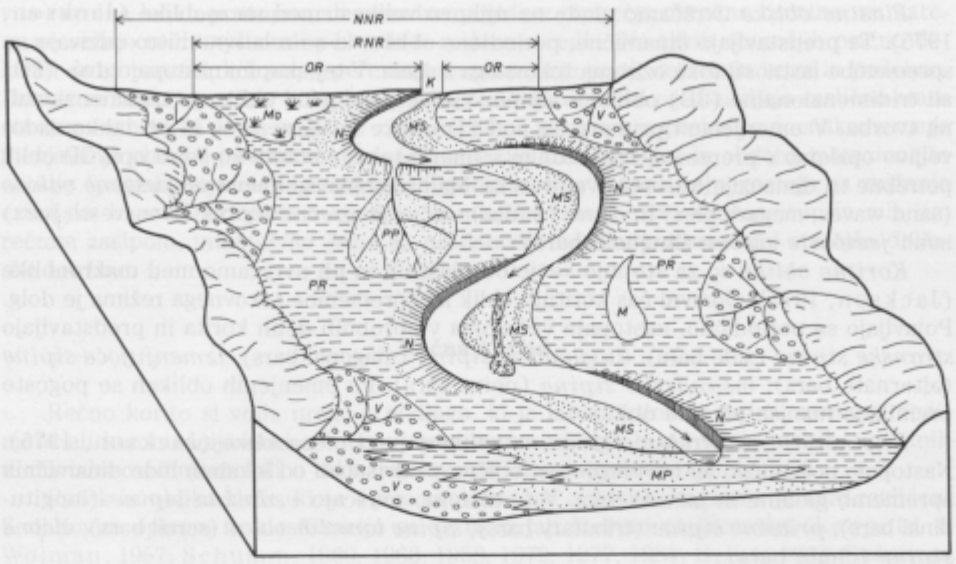
Rečne sedimentne oblike

Sedimentacijski prostor ali bazen ima lahko zelo različne dimenzije in kompleksnost zapolnitve. V splošnem lahko ločimo tri načine zapolnitve: agradacijsko, progradacijsko in retrogradacijsko. *Agradacija* je vertikalno zapolnjevanje sedimentacijskega bazena. *Progradacija* predstavlja zasipavanje bazena od njegovih robov proti centru in s tem napredovanje ter prekrivanje distalnejših s proksimalnejšimi faciesi. *Retrogradacija* je način zapolnjevanja iz bazena proti njegovim robovom in napredovanje ter prekrivanje proksimalnejših z distalnejšimi faciesi. Način zapolnjevanja bazena je poleg drugih dejavnikov odvisen predvsem od razmerja med hitrostjo pogrezanja sedimentacijskega bazena in sedimentacije. Če sta obe hitrosti približno enaki, je poglavitni način agradacijsko zapolnjevanje bazena, če pa je hitrost neto sedimentacije večja od hitrosti pogrezanja, se sedimentacijski prostor progradacijsko zapolnjuje in zmanjšuje. Ob večji hitrosti pogrezanja, glede na hitrost neto sedimentacije, se ustvarijo možnosti za retrogradacijsko zapolnitev bazena, ki nakazuje širitev sedimentacijskega prostora.

V lokalnih sedimentacijskih okoljih govorimo tudi o *vertikalnem priraščanju* (vertical accretion) sedimentov, ki v bistvu predstavlja agradacijsko zapolnjevanje sedimentacijskega prostora. V rečnem sedimentacijskem okolju je vertikalno priraščanje značilno za usedanje materiala iz suspenzije na obrežni ravnini. *Lateralno* ali *bočno priraščanje* (lateral accretion), si lahko predstavljamo kot obliko retrogradacije, kjer se po dnu in po sipini premikajoči material odlaga na nagnjeni, notranji strani sipine. Sedimentna telesa, nastala z lateralnim priraščanjem, so značilni, a ne izključni produkti meandrirajočih rečnih tokov.

Sedimentacija v rečnem sedimentacijskem bazenu je odvisna predvsem od razmer in dogajanj v drenažnem zaledju in v bazenu samem, vendar se njen značaj in oblike nastopanja sedimentov deloma spreminjajo v proksimalno-distalni smeri. Nekatere oblike so značilne za vsa rečna območja, le da so v posameznih delih slabše ali bolje razvite, medtem ko se druge pojavljajo le v nekaterih območjih rečnega toka.

Razdelitev sedimentov in oblik *zapolnitve rečne doline* ali *dolinskega zasipa* (valley fill) so obravnavali številni raziskovalci v širšem ali ožjem pogledu (Wolman & Leopold, 1957; Leopold et al., 1964; Allen, 1965; Happ, 1971; Schumm, 1977; Selley, 1988). V zapolnitvi rečne doline, ki površinsko predstavlja *nasipno naplavno ravnino* (sl. 1), lahko ločimo obrobni in osrednji del. Na obrobnem delu se kopičijo sedimenti s pobočij, ki obdajajo dolino, nastali z gravitacijskimi procesi. Happ (1971) uvršča v to skupino *koluvialni material* in *sedimente*, nastale pod vplivom *masnih premikanj* (mass movements). Poleg navedenih bi lahko v to skupino uvrstili tudi *sedimente aluvialnih vršajev*. Osrednji del predstavlja *rečna naplavna ravnina* (alluvial plain), znotraj katere ločimo *rečno korito* (channel) in *obrežno ravnino*



Sl. 1. Shema dolinskega zapisa z glavnimi geomorfnimi elementi meandrskega rečnega toka
V Aluvialni vršaj; *PR* Poplavna ravnina; *N* Nasip; *PP* Prebojna pahljača; *MS* Meandrska sipina; *NNR* Površina dolinskega zasipa ali nasipno naplavna ravnina; *RNR* Rečna naplavna ravnina; *OR* Obrežna ravnina; *K* Korito; *MP* Meandrski pas; *Mo* Močvirje; *M* Mrtvica; Ž Žleb, *ŽS* Žlebna sipina

Fig. 1. Scheme of alluvial valley fill with principal geomorphologic elements of the meandering river
V Alluvial fan; *PR* Alluvial plain; *N* Levee; *PP* Crevasse splay; *MS* Point bar; *NNR* Valley fill plain; *RNR* Alluvial plain; *OR* Overbank; *K* Channel; *MP* Meander belt; *MO* Back swamp; *M* Oxbow lake; *ŽS* Chut bar

(overbank) ali *pobrežje* (Badjura, 1953). Rečna korita so *aktivna* ali *opuščena (mrtvi rokavi)*. V slednjih lahko nastanejo manjša jezera – *mrtvice* (oxbow lake). Znotraj korita ločimo *dno korita, koritne* ali *obkoritne sipine* in *bregove korita.*

V razgovoru z geologi in geomorfologi se je izoblikovalo mnenje nekaterih, da naj bi pri izrazih »alluvial plain«, »flood plain« prevajali izraz »plain« kot ravnica. Pri tem naj bi imel izraz ravnica genetsko konotacijo, rečno izravnano območje in naj ne bi predstavljal pomanjševalnice izraza ravnina, kot je to opredeljeno v Slovarju slovenskega knjižnega jezika (1985, IV, 325) in kot navaja Badjura (1953). Sami predlagamo uporabo izrazov ravnina, ravnica in ravninica v velikostnem pomenu. Genetski ali ožji položajni odnos pa naj bi opredelili pridevniško. Navedeni izrazi se uporabljajo večinoma glede na relativno velikost. Ločitev recentnih ravnin, ravnic in ravninic na osnovi absolutne velikosti nam ni poznana. Še težje je mogoče sklepati na velikost fosilnih ravnin in ravnic na osnovi posameznih profilov. Zato bomo izraz ravnina uporabljali v splošnem pomenu, izraz ravnica pa v relativnem velikostnem pomenu.

Aktivna korita zapolnjujejo večinoma *sipine*, ki predstavljajo za krajši ali daljši čas odloženi material. Ashley (1990) loči tri osnovne elemente sipin: *plastne oblike* (bedforms), *koritne oblike* (channel forms) in *enotne sipine* (unit bars). Sestavljena združba vseh treh osnovnih elementov lahko predstavlja *prepletajoče sipinske komplekse* (braid bar complexes).

Plastne oblike uvrščamo glede na njihovo velikost med mezooblike (Jackson, 1975). Te predstavljajo dinamične, periodične oblike, ki se relativno hitro odzivajo na spremembe lastnosti toka oziroma tokovnega režima. V tej skupini nastopajo dvo- (2D) ali tridimenzionalne (3D) oblike – sipine. Vsaka geomorfna oblika je tridimenzionalna tvorba. V omenjenem primeru so pod 2D oblike mišljene one, ki jih lahko zadovoljivo opišemo s prerezom, vzporednim s smerjo toka, medtem ko so za opis 3D oblik potrebne tri dimenzije oziroma dva preseka. Manjše oblike so imenovali *peščene valove* (sand waves, megaripples) in *dune* (dunes), večje pa *prečne sipine* (transverse bars) in/ali *jezičaste sipine* (linguoid bars).

Koritne oblike so za stopnjo večje od plastnih in jih uvrščamo med makrooblike (Jackson, 1975). Odzivni čas koritnih oblik na spremembe tokovnega režima je dolg. Pojavljajo se periodično, nastopajo večinoma v obrobnih delih korita in predstavljajo *stranske sipine* (side bars), *diagonalne sipine* (diagonal bars), *izmenjujoče sipine* (alternate bars), *meandrske sipine* (point bars). Po omenjenih oblikah se pogosto premikajo manjše plastne oblike.

Enotne sipine uvrščamo glede na velikost med mezooblike (Jackson, 1975). Nastopajo posamično ali navidezno periodično v odvisnosti od lokalnih hidrodinamičnih sprememb globine in jakosti toka. V to skupino uvrščajo *vzdolžne sipine* (longitudinal bars), *pritočne sipine* (tributary bars), *sipine lomečih valov* (scroll bars), *žlebne sipine* (chute bars).

Prepletajoči sipinski kompleksi so relativno velika posamična ali navidezno periodična sedimentna telesa, ki jih sestavljajo zgoraj opisane oblike in predstavljajo več sedimentacijsko erozijskih dogodkov.

V *opuščenih koritih* se nad sipinskimi sedimenti usedajo pretežno drobnozrnati suspenzijski poplavni sedimenti in jih z vertikalnim priraščanjem agradacijsko zapolnjujejo.

Obrežna ravnina (sl. 1) ni v vseh območjih reke enako izražena. Poleg drugih dejavnikov sta njen obseg in videz precej odvisna tudi od oddaljenosti od drenažnega zaledja. Na obrežni ravnini lahko ločimo predele, ki jih voda v daljših ali krajših časovnih obdobjih ob poplavah zalije, in predele, kamor voda tudi ob velikih poplavah več ne seže in so tako zunaj aktivnega rečnega vpliva.

V predelih, kamor ob poplavah seže voda, lahko ločimo tri območja (sl. 1): *obrežni nasip* (levèe), *prebojne pahljače* (crevasse splay) in *poplavno ravnino* (flood plain).

Obrežni nasip je razvit tik za bregom in predstavlja nad poplavno ravnino nekoliko dvignjen, vzporedno s koritom potekajoč greben, ki se položno spušča proti poplavni ravnini. Običajno so nasipi najbolj izraženi na konveksnih straneh rečnih zavojev – meandrov. Nasip nastaja ob poplavah. Pri prekoračitvi bregov se globina vodnega toka na obrežni ravnini hitro zmanjša, kar povzroči zmanjšanje njegove jakosti, transportne moči in od tod hitro usedanje debeleje zrnatega suspenzijskega materiala neposredno za bregom. Na tak način se z vertikalnim priraščanjem (agradacijo) veča višina obrežnega nasipa.

Ob zelo visokih vodah lahko pride na nekem mestu do *preboja obrežnega nasipa* (crevasse). Voda, ki udere skozi obrežni nasip na poplavno ravnino, jo lahko erodira in izoblikuje *prebojna korita* (crevasse channel) ter relativno hitro odloži suspenzijski, debeleje zrnati material. Ta oblikuje *prebojno pahljačo* (crevasse splay), ki je prepredena z divergentno mrežo manjših prebojnih korit.

Predele obrežne ravnine, kamor seže voda le občasno, ob velikih poplavah, imenujemo *poplavna ravnina* (flood plain, flood basin). Na območju poplavne ravnine, v odvisnosti od klimatskih razmer, lahko nastopajo manjša jezera ali močvirja. Popla-

vna ravnina lahko postopno ali nenadno preide v območja obrežne ravnine, na katera ne sežejo rečni vplivi ali pa so le-ti relativno redki. Na takih območjih pričnó delovati drugi procesi, kot so preperevanje in nastajanje prsti, delovanje vetra in podobno. *Terase* so lahko razvite v kompleksnih zapolnitvah dolin in predstavljajo različno stare obrežne ravnine, ki so na različnih višinah. Njihov nastanek je posledica neenakomernega menjavanja obdobij povečane neto sedimentacije (zasipavanja) in obdobij intenzivnejše erozije (poglabljanja rečnega korita). Slednja so bila vezana najpogosteje na znižanje erozijske baze. Brežino med starejšo in mlajšo teraso, oziroma starejšim in mlajšim rečnim zasipom, imenujemo *ježo*, ki predstavlja nezasuti zgornji del starejše dolinske brežine.

Rečna korita

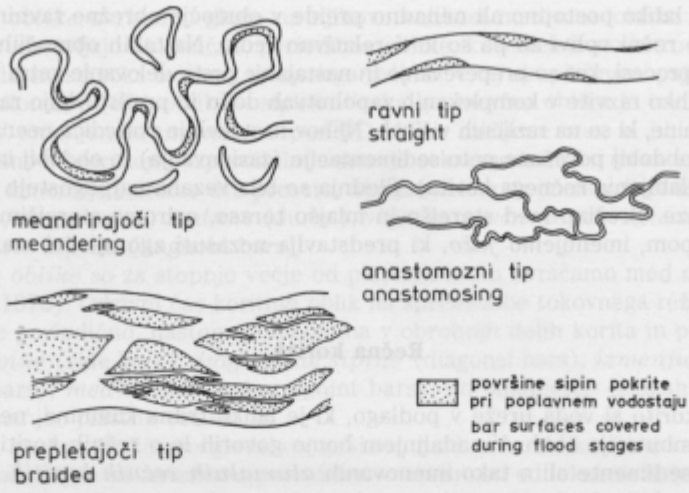
Rečno korito si voda ureže v podlago, ki je lahko trdna kamnina, nevezan sediment ali kombinacija obeh. V nadaljnjem bomo govorili le o rečnih koritih, urezanih v aluvialne sedimente ali o tako imenovanih *aluvialnih rečnih koritih*.

Potek in oblika korit, ki se vijejo preko rečne naplavne ravnine, je zelo različen. Z njihovim opisom in klasifikacijo so se ukvarjali številni raziskovalci (Leopold & Wolman, 1957; Schumm, 1960, 1963, 1968, 1972, 1977, 1981; Brice, 1964; Schumm & Khan, 1972; Miall, 1977; Rust, 1978a). Večina geomorfologov je za opis rečnega toka uporabljala parametre, kot so *vijugavost* (sinuosity) in *prepletenost* (braiding).

Vijugavost sta Leopold in Wolman (1957) opredelila kot razmerje med dolžino *koritnice* (thalweg) in rečne doline. *Koritnica* (izraz je predlagal Šušteršič, ustno sporočilo) predstavlja črto, ki povezuje najgloblje dele korita. Na osnovi izbrane vrednosti 1,5 vijugavosti sta Leopold in Wolman (1957) ločila *meandrska* in *nemeandrska korita*. Isto vrednost je uporabil tudi Rust (1978 a) za ločitev med *malo vijugavimi* in *zelo vijugavimi koriti*, medtem ko sta Moody-Stuart (1966) in Schumm (1968) omenjala vrednost 1,3, Leeder (1973) pa vrednost 1,7.

Prepletenost je lastnost več korit, ki se vijejo med sipinami in/ali rečnimi otoki. Slednji so opredeljeni kot relativno stabilni, večinoma kopni, z vegetacijo porasli predeli, ki jih obdaja voda. Sipine so manj stabilne, neporasle in ob visokih vodah običajno poplavljene. Kot kvantitativno mero prepletenosti je Brice (1964) uporabil *indeks prepletenosti*. To je razmerje med dvakratno vsoto dolžin otokov in/ali sipin v določenem ravnem območju reke in dolžino tega območja, merjenega v črti, potekajoči v sredini med obema bregovoma. Rust (1978a) je opredelil *parameter prepletenosti* z razmerjem med dolžino srednje črte »suhih« in »mokrih« korit, ki obdajajo vsako sipino, in otok ter valovno dolžino meandra oziroma zavoja. Za enokoritne tokove je parameter prepletenosti manj kot 1, za večkoritne tokove pa več kot 1 (Rust, 1978a).

Na osnovi vijugavosti in parametra prepletenosti sta Miall (1977) in Rust (1978a) ločila štiri tipe rečnih tokov: *enokoritne, rahlo vijugave (ravne) tokove; enokoritne, vijugave (meandrske) tokove; večkoritne, rahlo vijugave (prepletajoče) tokove* in *večkoritne, vijugave (anastomozne) tokove* (sl. 2). Nekateri so uporabljali izraza prepletajoč (braided) in anastomozen (anastomosing) kot sinonima. Schumm (1968) je predlagal, da bi izraz anastomozen omejili na relativno stalni in stabilni sistem vijugavih korit, s kohezivnimi bregovi, ločenimi z relativno velikimi, poraslimi otoki. Prepletajoči tok se ob visoki vodi, ko voda preplavi večino sipin, večinoma spremeni v enokoritni tok, oziroma se indeks prepletenosti zmanjša. V takem pomenu, kot ga je predlagal Schumm (1968), so izraz anastomozni tok uporabljali Smith (1976), Miall (1977),



Sl. 2. Tlorisi osnovnih tipov poteka rečnih tokov (prirejeno po Miallu, 1977, 5, sl. 1)

Fig. 2. Plan view of principal types of fluvial channels (modified after Miall, 1977, 5, Fig. 1)

Rust (1978a), Smith in Smith (1980), Rust (1981), Rust in Legun (1983), Smith (1983) in drugi.

Schumm je v vseh svojih delih težil h genetski klasifikaciji rečnih korit, ki izvira iz eksperimentalnega dela in empiričnega opazovanja recentnih, stalnih rečnih tokov. Na njihovi osnovi je izvajal empirične odnose med vodnim pretokom, količino, vrsto in načinom prenosa sedimenta ter morfološkimi značilnostmi korit in njihovega poteka. Pri tem je ugotovil, da obliko stabilnega rečnega korita določata vodni pretok in sediment, ki ga tok prenaša. Tako naj bi bil pretok premosorazmeren s širino korita, njegovo globino in valovno dolžino meandra ter obratnosorazmeren z gradientom (strmcem) korita. Kot vidimo, določa pretok predvsem velikost rečnega korita, manj pa njegov potek in zato ni primeren za klasifikacijo poteka rečnih korit. Uporabljamo ga lahko za opredelitev tokov glede na značilnosti pretoka, kot na primer kratkotrajen ali občasen in trajen ali stalen vodni tok (Schumm, 1977). Dimenzije rečnega korita so pri enakem pretoku odvisne tudi od vrste sedimenta in načina njegovega transporta, kar vpliva tudi na značaj dna korita in njegovih bregov. Ločimo *talni material* (bed load, bed-material load), ki drsi, se vali ali poskakuje po dnu, in *suspenzijski material* (suspended load). Schumm (1963) je v suspenzijski material uvrstil frakcije melja in gline, medtem ko talni material predstavljajo frakcije peska, proda in blokov. Delež talnega materiala v celotni količini materiala, ki ga prenaša vodni tok, narašča premosorazmerno z valovno dolžino meandra, širino in strmcem (gradientom) korita ter obratnosorazmerno z globino in vijugavostjo korita. Iz tega je razvidno, da razmerje med talnim in suspenzijskim materialom zelo vpliva na obliko korita (razmerje med širino in globino) in deloma na njegov potek. Na osnovi odvisnosti oblike rečnih korit od vrste in načina transporta materiala je Schumm (1963) ločil korita s talnim, mešanim in suspenzijskim transportom sedimenta.

Pomemben parameter je relativna stabilnost korita, ki je odvisna od moči in hitrosti toka oziroma vodnega pretoka, ter od značaja, količine sedimenta in načina njegovega transporta. Izkazalo se je, da so korita, ki imajo bregove iz kohezivnih muljastih sedimentov, stabilnejša od korit, katerih bregovi so iz nekohezivnih peščenih in prodnatih sedimentov. Te ugotovitve veljajo za stabilne ali uravnovešene tokove, pri katerih je količina prinesenega sedimenta približno enaka njegovi odneseni količini. Na utrnjenost bregov in s tem povezano stabilnost korit zelo vpliva tudi vegetacija (Schumm, 1968). Neuravnoteženost med kapaciteto vodnega toka in celotno količino v korito prinesenega sedimenta je vzrok njegove nestabilnosti. Notranja energija toka se kompenzira s procesi erozije in sedimentacije. Presežek količine celotnega sedimenta povzroči usedanje, primanjkljaj pa erozijo. Obe nestabilni stanji, sedimentacijsko in erozijsko, nastopata v vseh tipih korit.

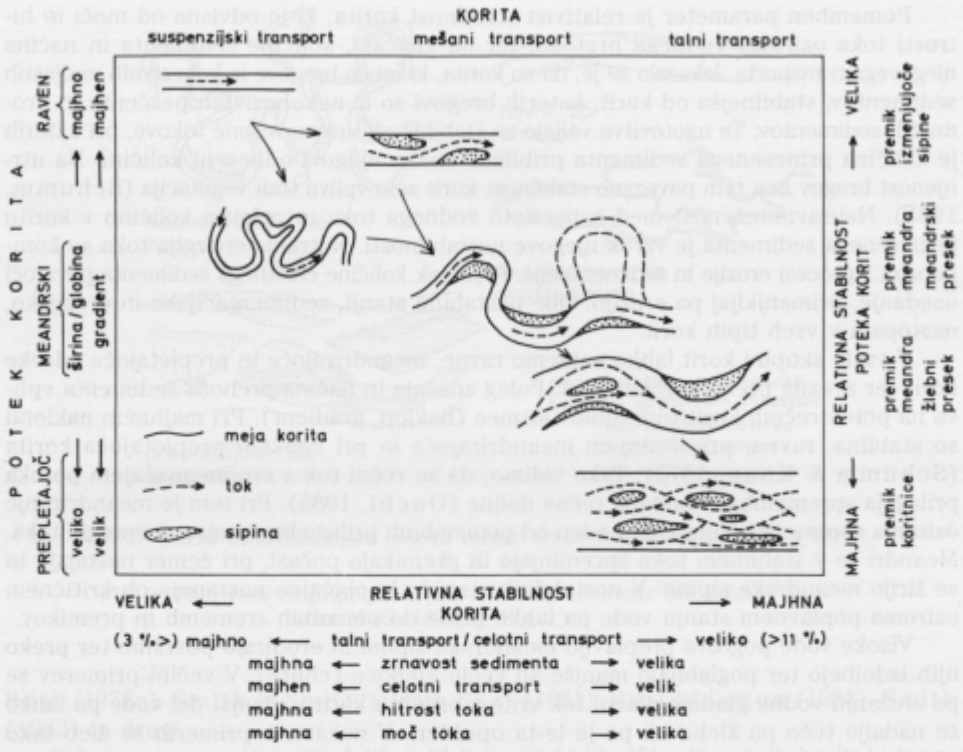
V vsaki skupini korit lahko najdemo ravne, meandrirajoče in prepletajoče odseke korit ter zvezne prehode med njimi. Poleg značaja in načina prenosa sedimenta vpliva na potek rečnih korit tudi njihov strmec (naklon, gradient). Pri majhnem naklonu so stabilna, ravna, pri srednjem meandrirajoča in pri velikem prepletajoča korita (Schumm & Khan, 1972). Tako vidimo, da se rečni tok s svojim značajem poteka prilagaja spremembam naklona rečne doline (Ouchi, 1985). Pri tem je meandriranje oziroma sprememba vijugavosti eden od pomembnih prilagoditev notranji energiji toka. Meandri se v stabilnem toku spreminjajo in premikajo počasi, pri čemer nastajajo in se širijo meandrske sipine. V nestabilnih stanjih, ki običajno nastanejo ob kritičnem oziroma poplavnem stanju vode pa lahko pride do nenadnih sprememb in premikov.

Visoke vode pogosto preplavijo meandrske sipine in erodirajo površino ter preko njih izdolbejo ter poglabljajo manjše ali večje *žlebove* (chute). V večini primerov se po znižanju vodne gladine glavni tok vrne v prvotno korito, manjši del vode pa lahko še nadalje teče po žlebu ali pa je le-ta opuščen. V nekaterih primerih se žleb tako poveča, da se glavni tok prestavi na njegovo mesto, medtem ko ostane staro korito opuščeno. To imenujemo *žlebni presek* (chute cut-off). Če sta si konkavna, erodirajoča bregova meandra že sorazmerno blizu, lahko visoka voda prebije še preostali del starejšega aluvija, kar imenujemo *meandrski presek* (neck cut-off). Tako se tok deloma izravna oziroma njegova vijugavost se zmanjša. Odrezani del meandra predstavlja *opuščeno korito* ali *mrtev rokav*, v katerem se lahko ohrani stoječa voda v obliki manjšega jezera – *mrtvice* (oxbow lakes). *Pemik meandra* (meander shift) nastane s prebojem obrežnega nasipa in močno erozijo ter poglabljanjem *prebojnega korita* (crevasse channel), ki se izoblikuje v glavno korito, novi del meandra. Ob poplavah lahko reka del korita ali pa celoten spodnji tok *premakne* in si ureže novo korito (evulsion), medtem ko ostane staro korito opuščeno.

Pri določitvi eno- ali večkoritnih sistemov ima Schumm (1968) drugačne kriterije kot večina omenjenih avtorjev. Večkoritne reke naj bi bile po njegovi opredelitvi one, ki tečejo po aluvialni površini in oblikujejo razvodni, divergentni sistem, kot na primer na vršajih, rečnih ravninah in deltah. Vsak enokoritni tok pa lahko predstavlja del večkoritnega sistema. Prepletajoče tokove pojmuje kot enokoritne tokove s prevladujočim talnim transportom materiala, pri katerih se ob nizkem stanju vode pokažejo otoki sedimenta, sipine ali vključujejo relativno stabilne porasle otoke.

Na osnovi korita, opredeljenega s prevladujočim načinom transporta sedimenta, njihovega poteka in njune relativne stabilnosti, je Schumm (1981) podal genetsko klasifikacijo aluvialnih rečnih korit (sl. 3).

Korita s suspenzijskim transportom prevajajo vodni tok z več kot 97% suspenzijskega muljastega sedimenta, medtem ko lahko predstavlja delež talno transporti-



Sl. 3. Genetska klasifikacija aluvialnih rečnih korit (prirejeno po Schummu, 1981, 24, sl. 4)

ranega materiala manj kot 3% celotne količine sedimenta, ki ga tok prenaša. Korita so običajno ozka in globoka. Stabilna korita imajo razmerje med širino in globino manjše od 10. Pri majhnem strmcu so korita ravna, pri nekoliko večjem, a kljub temu relativno majhnem, pa se vijugavost poveča in znaša večinoma več kot 2,0. Pri tem tipu korit se pogosto pojavlja večkoritni anastomozni potek vodnega toka. V nestabilnem, erozijskem stanju suspenzijski vodni tok erodira večinoma dno korita in ga s tem poglablja, medtem ko je erozija bregov majhna. Zato je širjenje korit le počasno. Pri nestabilnem, sedimentacijskem stanju suspenzijski vodni tok odlaga drobnozrnati material večidel na obrežni ravnini, kar lahko povzroča oženje korita. Sedimentacija v koritu je običajno majhna.

Korita z mešanim transportom prevajajo 3 do 11% celotne količine prenašanega materiala v obliki talnega transporta. Stabilna korita imajo razmerje med širino in globino v območju 10 do 40, pri srednjem strmcu zavzema njihova vijugavost vrednosti od 1,3 do 2,0. V omenjeni skupini prevladujejo enokoritni meandrirajoči vodni tokovi. V nestabilnem, erozijskem stanju tok z mešanim transportom v začetku erodira dno korita in ga poglablja. Kasneje lahko sledita erozija bregov in širjenje korita. Pri nestabilnih, sedimentacijskih razmerah tok z mešanim transportom odlaga sediment najprej na obrežni ravnini. Sledi sedimentacija v koritu in ob njem ter s tem nastajanje in povečevanje meandrskih sipin s sočasnim oženjem korita.

Korita s talnim transportom prevajajo vodni tok, v katerem je delež talnega

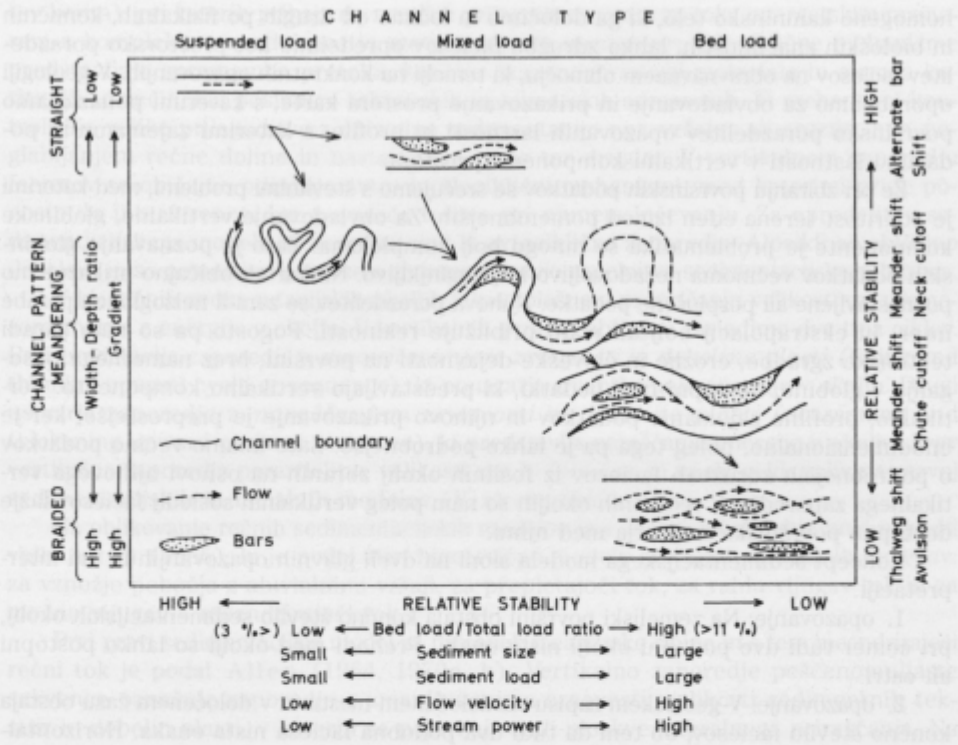


Fig. 3. Genetic classification of alluvial channels (modified after Schumm, 1981, 24, Fig. 4)

materiala večji od 11% količine celotnega sedimenta, ki ga pranaša tok. Stabilna korita imajo razmerje med širino in globino večje od 40, njihova vijugavost je večidel manjša od 1,3 pri relativno velikem strmcu. V tej skupini prevladujejo prepletajoči vodni tokovi. Pri nestabilnih erozijskih razmerah vodni tok s talnim transportom pretežno erodira bregove korita, ki se na ta način širijo, medtem ko je erozija dna korita omejena. V nestabilnem sedimentacijskem stanju se večina transportiranega materiala odloži v koritu, v obliki agradacije z nastajanjem sipin in otokov.

V vseh skupinah korit lahko zasledimo njihov raven, meandrirajoč ali prepletajoč potek. Na značaj poteka korita bolj kot absolutna količina transportiranega sedimenta vpliva način njegovega premikanja po koritu (Schumm, 1977).

O hidrodinamiki pretakanja vodnih tokov v koritih ne bomo razpravljali, saj presega okvir obravnavane problematike, čeprav je njeno poznavanje in razumevanje pomembno za interpretacijo rečnih sedimentnih tvorb.

Združevanje faciesov in rečni sedimentacijski modeli

Združbo faciesov je Potter (1959) opredelil kot skupino lastnosti, kot so površina in debelina, zveznost in oblika litoloških enot, vrsta kamnin, sedimentne teksture, fosilne združbe itd ... Glede na razumevanje faciesa kot opisnega izraza za bolj ali manj

homogeno kamninsko telo, ki ga določimo in ločimo od drugih po fizikalnih, kemičnih in bioloških značilnostih, lahko združbo faciesov opredelimo kot prostorsko porazdelitev faciesov na obravnavanem območju, ki temelji na konkretnih opazovanjih. V geologiji uporabljamo za obvladovanje in prikazovanje prostora karte, s katerimi ponazarjamo površinsko porazdelitev opazovanih lastnosti in profile, s katerimi zajemamo in podajamo lastnosti v vertikalni komponenti prostora.

Že pri zbiranju površinskih podatkov se srečujemo s številnimi problemi, med katerimi je pokritost terena eden izmed pomembnejših. Za obvladovanje vertikalne, globinske komponente je problematika še mnogo bolj kompleksna. Zato je poznavanje globinskih podatkov večinoma nezadovoljivo in pomanjkljivo. Na kartah običajno prikazujemo poenostavljene ali posplošene podatke. Njihova porazdelitev se zaradi neizogibne uporabe inter- in ekstrapolacij bolj ali manj približuje realnosti. Pogosto pa so nam zaradi tektonske zgradbe, erozije in človeške dejavnosti na površini, brez namernega poseganja v globino, dostopni tudi podatki, ki predstavljajo vertikalno komponento. Vertikalno, profilno zajemanje podatkov in njihovo prikazovanje je preprostejše, ker je enodimenzionalno, poleg tega pa je lahko podrobnejše. Zato imamo večino podatkov o podrobnejših združbah faciesov iz fosilnih okolij zbranih na osnovi njihovega vertikalnega zaporedja. V recentnih okoljih so nam poleg vertikalnih sosledij faciesov lažje dostopna površinska razmerja med njimi.

Koncept sedimentacijskega modela sloni na dveh glavnih opazovanjih in eni interpretaciji.

1. opazovanje: Na zemeljski površini obstaja končno število sedimentacijskih okolij, pri čemer tudi dve podobni okolji nista enaki. Prehodi med okolji so lahko postopni ali ostri.

2. opazovanje: V geološkem zapisu na določenem mestu in v določenem času obstaja končno število faciesov, ob tem da tudi dva podobna faciesa nista enaka. Horizontalni in vertikalni prehodi med posameznimi faciesi so lahko postopni ali ostri.

Interpretacija: Z uporabo aktualističnega načela lahko parametre sedimentnih faciesov starejših geoloških obdobij neznanega nastanka primerjamo z recentnimi faciesi, nastalimi v znanih sedimentacijskih okoljih, ter tako razkrijemo sedimentacijska okolja fosilnih sedimentnih faciesov (Selley, 1988).

Tako naj bi sedimentacijski ali facialni model predstavljal sintezo lastnosti, zbranih v določenih starih in recentnih okoljih, prečiščenih lokalnih posebnosti. Lahko ga pojmujemo kot interpretativno sredstvo, ki mora po Walkerju (1979) služiti kot: 1. standard za primerjavo, 2. ogrodje in napotek za nadaljnja opazovanja, 3. napovedno sredstvo novih geoloških stanj, 4. osnova za interpretacijo okolja ali sistemov, katere predstavlja.

Povezavo vertikalnega zaporedja faciesov z njihovo horizontalno porazdelitvijo določa Waltherjevo pravilo, ki pravi, da faciesi, ki so ali so bili v sedimentacijskem okolju drug poleg drugega, nastopajo v vertikalnem zaporedju brez prekinitev eden nad drugim (Walther, 1893/94).

V vertikalnem sosledju faciesov pogosto ugotavljamo *cikličnost*, ki jo karakterizira zaporedje litoloških različkov, sedimentnih tekstur, porazdelitev zrnavosti in drugo. Cikličnost je lahko posledica spreminjanja porazdelitve notranje energije sedimentacijskega okolja. V tem primeru govorimo o *avtocikličnosti* in *avtociklih*. Cikličnost, ki je posledica notranje prilagoditve zunanjim vplivom, pa lahko opredelimo kot *alocikličnost*, nastale cikle pa *alocikle* (Beerbower, 1964). V rečnem sedimentacijskem okolju so avtociklični mehanizmi: počasno spreminjanje položaja korit ter hitre spremembe (žlebni presek, meandrski presek, preboj obrežnega nasipa in prestavi-

tev korita), pri katerih prihaja do manjših prilagoditev vodnega toka energetskim razmeram s kompleksno soodvisnostjo med erozijo in usedanjem. Alocikl̆ične mehanizme predstavljajo spremembe pretoka, količine transportiranega materiala in strmca korita, ki so večinoma posledice tektonskih in klimatskih sprememb. Ti mehanizmi kontrolirajo velike prilagoditve z epizodno sedimentacijo npr. vršajev ali erozijo, npr. poglabljanjem rečne doline in nastajanjem teras ter drugim. V vertikalnem zaporedju faciesov se običajno odražajo avto- in alocikl̆ični mehanizmi, med katerimi pride pogosto do interference, kar povzroča težave pri njunem ločevanju. Za opredelitev sedimentacijskega modela so verodostojna le avtocikl̆ična zaporedja. Alocikli so običajno debelejši in so pomembni predvsem za interpretacijo zapolnitve sedimentacijskega bazena.

V klastičnih sedimentacijskih okoljih je po splošnem prepričanju velikost zrn premosorazmerna z energijo v okolju. V vertikalnih profilih običajno zasledimo dva tipa ciklov. Prvi predstavlja zaporedje z *zmanjševanjem zrnavosti* in *debeline plasti* (fining and thinning upward cycle or sequence), ki ponazarja zmanjševanje energije v okolju. Drugi ustvarja zaporedje z *naraščanjem zrnavosti* in *debeline plasti* (coarsening and thickening upward cycle or sequence), ki predstavlja naraščanje energije v okolju. Prav vertikalna zaporedja porazdelitve velikosti zrn in faciesov so imela velik vpliv na razvoj sedimentacijskih in facialnih modelov (Visher, 1965).

Na oblikovanje rečnih sedimentacijskih modelov je v začetnem obdobju imel največji vpliv Allen (1965), ki je podal štiri hipotetične modele običajnih aluvialnih faciesov: za vznožje pobočja z aluvialnimi vršaji, za prepletajoči tok, za rahlo vijugav tok in za močno vijugav – meandrirajoči tok.

Prvi pravi sedimentacijski model za nastanek meandrske sipine in s tem meandrirajoči rečni tok je podal Allen (1964, 1970a, b). Vertikalno zaporedje peščenomuljaste sekvence označuje zaporedje z zmanjševanjem zrnavosti, velikosti sedimentnih tekstur in debelin plasti, v katerih se pojavljajo tudi ploskve lateralnega priraščanja. Na osnovi tega modela so peščena zaporedja z zmanjševanjem zrnavosti pogosto interpretirali kot sedimentne meandrirajočih tokov, medtem ko so večino debeleje zrnatih, prodnatih sekvenc pripisovali prepletajočim tokovom ali vršajem. Nadaljnje raziskave so pokazale precejšnja odstopanja v zrnavosti debelozrnatega dela sekvence in v razmerju med debelo- in drobnozrnatim, muljastim delom sekvence glede na splošni model (McGowen & Garner, 1970; Jackson, 1976, 1978). Pri razmerju med debelo- in drobnozrnatim delom sekvence moramo upoštevati tudi možnost ohranitve oziroma delne erozije drobnozrnatega, muljastega dela sekvenc (Plint, 1983).

Po razumevanju sedimentacije v meandrirajočih tokovih je naraslo zanimanje za prepletajoče tokove kot drugo prevladujočo skupino rečnih tokov. Na osnovi preučevanja recentnih in fosilnih primerov so nastali modeli prepletajočih tokov (Costello & Walker, 1972; Miall, 1977, 1978; Rust, 1978b; Cant & Walker, 1978). Odložene sekvence prepletajočih tokov so glede na porazdelitev velikosti zrn in sedimentne teksture zelo spremenljive. Zasledili so sekvence z naraščanjem in zmanjševanjem zrnavosti kot tudi sekvence s sorazmerno nediferencirano zrnavostjo. V sekvencah je drobnozrnati del neizrazit ali pa ga ni.

Za enokoritne, rahlo vijugave, skoraj ravne tokove imamo relativno malo podatkov tako iz recentnih kot fosilnih primerov (Moody-Stuart, 1966; Kelling, 1968; Campbell, 1976).

Sedimentacijski model za večkoritne meandrirajoče, anastomozne tokove so razvili na osnovi recetnih podatkov (Smith & Smith, 1980; Rust, 1981; Smith, 1983; Rust & Legun, 1983). Z njim so razlagali tudi fosilne sisteme korit (Smith & Putnam, 1980; Putnam, 1982, 1983). V vertikalnem zaporedju sedimentov anastomoznih to-

kov nastopajo med muljastimi faciesi granulometrično slabo diferenciran pesek in peščenjak s ponekod slabo izraženim zmanjševanjem zrnavosti.

Na pomanjkljivost bolj ali manj enodimenzionalnega vertikalnega zaporedja faciesov za prikazovanje in interpretacijo prostorsko tako kompleksnih in raznolikih sedimentacijskih okolij, kot so rečna, je opozoril Friend leta 1981 na 2. mednarodni konferenci o rečni sedimentologiji v Keelu. »Brez dvodimenzionalnih podatkov se mora vsaka klasifikacija omejiti na posplošitve o načinu transporta; kljub temu lahko podrobno preučevanje vertikalnega poteka smeri transporta, tekstur in zrnavosti nakazuje točnejši model okolja.« (Friend, 1983, 345). V približno istem času so sedimentologi pričeli v velikih izdankih slediti dvodimenzionalne in sestavljati tridimenzionalne prikaze lastnosti in porazdelitve faciesov (Nijman & Puigdefabregas, 1978; Allen, 1983; Kirk, 1983; Haszeldine, 1983 a, b; Ramos & Sopena, 1983; Blakey & Gubitosa, 1984). Z dvo- in tridimenzionalnim preučevanjem geometrije sedimentnih teles in faciesov je nastal koncept arhitekture sedimentacijskih bazenov, ki naj bi prikazoval razprostiranje sedimentnih faciesov ali teles v prostoru in času. Prostorske spremembe lastnosti faciesov so vodile Mialla (1985) do zasnove arhitekturnih elementov rečnega sistema, ki ga je kasneje (Miall, 1988a, b) dopolnil z arhitekturnim merilom, s katerim je določena hierarhija notranjih mejnih ploskev. Miall (1985) je opredelil osem glavnih strukturnih elementov: – korita; – prodnate sipine in plastne oblike; – peščene plastne oblike; – v smeri toka naraščajoče makrooblike (sipine); – tvorbe, nastale z lateralnim priraščanjem; – sedimente gravitacijskih tokov; – ploščata, horizontalno laminirana peščena telesa; – poplavne, drobnozrnate sedimente. Arhitekturne elemente je povezal v dvanajst modelov, ki ponazarjajo spremembe značaja nekaterih rečnih tokov in njihovih sedimentov. Pri tem pa se pojavlja tudi kritika preveč standardiziranega oziroma shematiziranega dela pri preučevanju rečnih sedimentov (Bridge, 1993).

Pri raziskavah rečnih sedimentacijskih okolij so posvečali največjo pozornost debelejezrnatim koritnim sedimentom, medtem ko so drobnozrnate poplavne sedimente na obrežni ravnini večinoma zanemarjali, čeprav ne moremo reči, da jih nekateri avtorji niso tudi podrobneje raziskovali. Pregled starejših del je podal Bridge (1984). V zadnjem času so se s porazdelitvijo faciesov in procesi na obrežni ravnini ukvarjali med drugim tudi Fielding (1986), Kraus (1987), Kraus in Brown (1988), Allen in Wright (1989), Brierley (1991) in Andrews s sodelavci (1991).

Zgoraj smo navedli le nekatera, večidel začetna dela, ki obravnavajo posamezne skupine rečnih facialnih modelov. Pregled prispevkov, razvrščenih v šest skupin: transport sedimenta in plastne oblike, moderni rečni sistemi, rečni faciesi in facialni modeli, aluvialna stratigrafija, uravnavanje rečnega okolja in ekonomske aplikacije, ki so bili predstavljeni na petih mednarodnih konferencah o rečni sedimentologiji (ICFS) v letih 1977 do 1993, je pokazal, da so bili rečni faciesi in facialni modeli ter aluvialna stratigrafija v centru zanimanja na četrti konferenci leta 1989 (Fielding, 1993). Vendar sta razvoj in izboljšava sedimentacijskih in facialnih modelov in tako tudi modelov rečnih sedimentacijskih okolij stalna dejavnost sedimentologije.

Sklepi

Slovenska geomorfološka in sedimentološka terminologija rečnih sedimentacijskih okolij še nista povsem izdelani. Zato smo se skušali dotakniti razdelitve in podati predlog slovenskega poimenovanja nekaterih rečnih sedimentnih in erozijskih oblik ter posameznih pomembnejših vplivov na način njihovega nastanka.

Rečni sistem predstavlja reka s svojimi pritoki od izvira do izliva. V njem ločimo tri cone. Prvo imenujemo zbiralno, drugo prenosno in tretjo sedimentacijsko. V sedimentacijski coni lahko glede na proksimalni in distalni položaj ter obliko ločimo aluvialne vršaje in delte ter estuarije. V rečnem sistemu vlada približno dinamično ravnotežje med erozijo in sedimentacijo, na katerega vplivajo različne spremenljivke, ki jih lahko združimo v tri skoraj neodvisne spremenljivke: čas, tektoniko in klimo.

Sedimentacijski prostor se na splošno zapolnjuje na tri načine: agradacijsko, progradacijsko in retrogradacijsko. Oblike zapolnitve rečne doline ali dolinski zasip lahko hierarhično razčlenimo. Površino dolinskega zasipa predstavlja nasipna naplavna ravnina s svojim obrobnim, koluvialno vršajnim in osrednjim delom. Slednjega predstavlja rečna naplavna ravnina z rečnimi koriti in obrežno ravnino. V rečnih koritih nastajajo sipine, ki jih lahko ločimo v tri osnovne elemente: plastne oblike, koritne oblike in enotne sipine ter sestavljene prepletajoče sipinske komplekse (Ashley, 1990). Na obrežnih ravninah so izrazitejša tri območja: obrežni nasipi, prebojne pahljače in poplavne ravnine.

Rečno korito je voda urezala v podlago. Za njegov geomorfološki opis uporabljajo večinoma dva parametra: vijugavost in prepletenost. Na osnovi teh parametrov ločimo enokoritne, rahlo vijugave (ravne) tokove; enokoritne, vijugave (meandrske) tokove; večkoritne, rahlo vijugave (prepletajoče) tokove ter večkoritne, vijugave (anastomozne) tokove (sl. 2). V geološkem zapisu sedimentnih kamnin je večidel nemogoče slediti zgoraj navedene geomorfološke parametre, zato je veliko bolj operativna razdelitev rečnih korit na osnovi prevladujočega načina transporta, njihovega poteka in njune relativne stabilnosti. Tako je Schumm (1981) ločil korita s suspenzijskim, mešanim in talnim transportom (sl. 3).

Danes imamo bolj ali manj popolne sedimentacijske modele za večino potekov rečnih korit, vendar je za zanesljivejše prepoznavanje in interpretacijo značaja kompleksnih in raznolikih rečnih okolij potrebno tridimenzionalno poznavanje geometrije sedimentacijskih teles in porazdelitev faciesov.

Zahvala

Za kritično oceno rokopisa se zahvaljujem J. Čaru, K. Natku, B. Ogorelcu in F. Šušteršiču, ki so s pripombami pripomogli k njegovi izboljšavi. Poleg tega velja moja zahvala S. Pircu za angleški prevod in M. Karer za tehnično opremo.

Fluvial systems and their sedimentary models

Conclusions

The Slovenian geomorphologic and sedimentologic terminology of river sedimentary environments is not entirely worked out. Therefore we attempted the classification and presented the proposal of Slovenian names for certain fluvial sedimentary and erosional forms and the most important influences on their formation.

The fluvial system consists of the river with its tributaries from the source to the mouth. In it three zones can be distinguished. The first one can be called the

collector zone, the second the transport and the third the sedimentation zone. In the sedimentation zone with regard to the proximal or distal position the alluvial fans, deltas and estuaries can be distinguished. In the fluvial system exists an approximately dynamic equilibrium between erosion and deposition influenced by a number of variables that may be combined into three more or less independent factors: time, tectonics and climate.

The sedimentation area is generally being filled in three ways: the aggradational, progradational, and retrogradational way. The forms of the alluvial valley fill can be hierarchically subdivided. The surface of the alluvial valley fill consists of the alluvial plain with its marginal (colluvial, alluvial fan), and central part. The last one is represented by the river channels and the overbank plain. River bars can be subdivided into three basic elements: bed forms, channel forms and unit bars, as well as the composed braid bar complexes (Ashley, 1990). On overbank plain three domains are distinguished: levèe, crevasse splay and flood plain.

The river channel is cut by the river into the ground. For its geomorphological description mostly two parameters are used: sinuosity and braidedness. Based on these parametres four types can be distinguished, single-channel, slightly sinuous (straight) streams; single-channel, sinuous (meandring) streams; multi-channel, slightly sinuous (braided) streams, and multi-channel, sinuous (anastomosing) streams (fig. 2). In the geological record of sedimentary rocks these geomorphologic prameters mainly cannot be recognized, and therefore the subdivision of the channels on the basis of the prevailing kind of transport, its course, and their relative stability is more operational. In this sense Schumm (1981) distinguished channels with suspension, mixed and bed load transport (fig. 3).

Actually more of less complete sedimentary models exist for the majority of river channels. However, for reliable distinction and interpretation of the character of complex and diverse river environments a three dimensional knowledge of sedimentary bodies and distribution of facies are needed.

Literatura

Allen, J. R. L. 1964: Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. – Sedimentology, *3*, 163–198, Amsterdam.

Allen, J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – Sedimentology, *5*, 89–191, Amsterdam.

Allen, J. R. L. 1970 a: Studies in fluviatile sedimentation: A comparison of finingupwards cyclothems, with special reference to the coarse-member composition and interpretation. – Jour. Sed. Petrology, *40*, 298–323, Tulsa.

Allen, J. R. L. 1970 b: A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposites. – Geol. J. *7*, 129–146, London.

Allen, J. R. L. 1983: Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), Welsh Borders. – Sediment. Geol., *33*, 237–293, Amsterdam.

Allen, J. R. L. & Wright, V. P. (eds.) 1989: Paleosols in siliciclastic sequences. Postgraduate Reasearch Institute for Sedimentology, Reading University, Reading, 97 pp.

Andrews, J. E. Turner, M. S., Nabi, G. & Spiro, B. 1991: The anatomy of an early Dinantian terraced floodplain: palaeo-environment and early diagenesis. – Sedimentology, *38*, 271–287, Oxford.

Ashley, M. G. 1990: Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. – Jour. Sed. Petrology, *60*, 160–172, Tulsa.

Badjura, R. 1953: Ljudska geografija, Terensko izrazoslovje. – Državna založba, 337 pp., Ljubljana.

Beerbower, J. R. 1964: Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. v: Merriam, D. F. (ed.), Symposium on cyclic sedimentation. – Kansas Geol. Surv. Bull., *169*, 1, 31–42, Lawrence.

Blakey, R. C. & Gubitosa, R. 1984: Control of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. – Sediment. Geol., *38*, 51–86, Amsterdam.

Brice, J. C. 1964: Channel patterns and terraces of Loup River in Nebraska. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 422-D, 41 pp., Washington.

Bridge, J. S. 1984: Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. – Jour. Sed. Petrology, *54*, 583–588, Tulsa.

Bridge, J. S. 1993: Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – Sedimentology, *40*, 801–810, Oxford.

Brierley, G. J. 1991: Floodplain sedimentology of the Squamish River, British Columbia: relevance of element analysis. – Sedimentology, *38*, 735–750, Oxford.

Campbell, C. V. 1976: Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *60*, 1009–1020, Tusla.

Cant, D. J. & Walker, R. G. 1978: Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. – Sedimentology, *25*, 625–648, Oxford.

Costello, W. R. & Walker, R. G. 1972: Pleistocene sedimentology, Credit River, southern Ontario: a new component of the braided river model. – Jour. Sed. Petrology, *42*, 389–400, Tulsa.

Fielding, C. R. 1986: Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England. – Sedimentology, *33*, 119–140, Oxford.

Fielding, C. R. 1993: A review of recent research in fluvial sedimentology. – Sediment. Geol., *85*, 3–14, Amsterdam.

Friend, P. F. 1983: Towards the classification of alluvial architecture or sequence. v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publs., *6*, 345–354, Oxford.

Happ, S. C. 1971: Genetic classification of valley sediment deposites. – A. S. C. E. J. Hydraulics Dir., *97*, 43–53, New York.

Haszeldine, R. S. 1983a: Fluvial bars reconstructed from a deep, straight channel, Upper Carboniferous coalfield of northeast England. – Jour. Sed. Petrology, *53*, 1233–1248, Tulsa.

Haszeldine, R. S. 1983b: Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous of north-east England. v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., *6*, 449–456, Oxford.

Holmes, A. 1965: Principles of Physical Geology. 2nd ed., The Ronald Press, 1288 pp., New York.

Jackson, R. G. II. 1975: Hierarchical attributes and unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. – Geol. Soc. Am. Bull., *86*, 1523–1533, Boulder.

Jackson, R. G. II. 1976: Depositional model of point bar in the lower Wabash River. – Jour. Sed. Petrology, *46*, 579–594, Tulsa.

Jackson, R. G. II. 1978: Preliminary evaluation of lithofacies models for meandring alluvial streams. v: Miall, A. D. (ed.), Fluvial Sedimentology. – Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., *5*, 543–576, Alberta.

Kelling, G. 1968: Patterns of sedimentation in Rhondda Beds of South Weles. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *52*, 2369–2386, Tulsa.

Kirk, M. 1983: Bar developments in a fluvial sandstone (Westphalian "A"), Scotland. – Sedimentology, *30*, 727–742, Oxford.

Kraus, M. J. 1987: Integration of channel and floodplain suites, II. vertical relations of alluvial paleosols. – Jour. Sed. Petrology, *57*, 602–612, Tulsa.

Kraus, M. J. & Brown, T. 1988: Pedofacies analysis: A new approach to reconstructing ancient fluvial sequences. – Geol. Soc. Amer. Spec. Paper *216*, 143–152, Washington.

Leeder, M. R. 1973: Fluviatile fining-upwards cycles and the magnitudes of paleochannels. – Geol. Mag., *110*, 265–276, London.

Leopold, L. B. & Wolman, M. G. 1957: River channel patterns: braided, meandering and straight. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *282*-B, 39–85, Washington.

Leopold, L. B., Wolman, M. G. & Miller, J. P. 1964: Fluvial Processes in Geomorphology. Freeman & Com., 522 pp., San Francissco.

McGowen, J. H. 1970: Gum Hollow fan delta, Nueces bay, Texas. – Texas Bur. Econ. Geol., Rept. Invs., *72*, 57 pp., Austin.

McGowen, J. H. & Garner, L. E. 1970: Physiographic features and stratification types of coarse-grained poit bars: modern and ancient examples. – Sedimentology, *14*, 77–111, Amsterdam.

McPherson, J. G., Shanmugam, G. & Miola, R. J. 1987: Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. – Geol. Soc. Amer. Bull., *99*, 311–340, Boulder.

Miall, A. D. 1977: A review of the braided-river depositional environment. – Earth Sci. Rev., *13*, 1–62, Amsterdam.

Miall, A. D. 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: summary. v: Miall, A. D. (ed.), Fluvial sedimentology. – Can. Petrol. Geol. Mem., 5, 597–604, Calgary.

Miall, A. D. 1981: Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. v: Miall, A. D. (ed.), Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins. – Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., *23*, 1–33, Waterloo.

Miall, A. D. 1985: Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposites. – Earth-Sci. Rev., *22*, 261–308, Amsterdam.

Miall, A. D. 1988 a: Architecture elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Rayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. – Sediment. Geol., *55*, 233–262, Amsterdam.

Miall, A. D. 1988 b: Facies architecture in clastic sedimentary basins. v: Kleinspehn, K. L. & Paola, C. (eds.), New Perspective in Basin analysis. Springer-Verlag, 67–81., New York.

Moody–Stuart, M. 1966: High- and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. – Jour. Sed. Petrology, *36*, 1102–1117, Tulsa.

Nijman, W. & Puigdefabregas, C. 1978: Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. v: Maill, A. d. (ed.), Fluvial Sedimentology. – Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., *5*, 487–510, Alberta.

Ouchi, S. 1985: Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. – Geol. Soc. Amer. Bull. *96*, 504–515, Boulder.

Plint, A. G. 1983: Sandy fluvial point bar sediments from the middle Eocene of Doset, England. v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., *6*, 355–368, Oxford.

Potter, P. E. 1959: Facies models conference. – Science, *129*, 1292–1294, New York.

Potter, P. E. 1978: Significance and origin of big rivers. – J. Geol., *86*, 13–33, Chicago.

Putnam, P. E. 1982: Fluvial channel sandstones within the upper Mannville (Albian) of east-central Alberta: geometry, petrology, and paleogeographic implications. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *66*, 436–459, Tusla.

Putnam, P. E. 1983: Fluvial deposites and hydrocarbon accumulations: examples from the Lloydminster area, Canada. v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publs., *6*, 517–532, Oxford.

Ramos, A. & Sopeña, A. 1983: Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic central Spain). v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., *6*, 301–312, Oxford.

Rust, B. R. 1978a: A classification of alluvial channel systems. v: Miall, A. D. (ed.), Fluvial sedimentology. – Can. Soc. Petrol. Mem., *5*, 187–198, Calgary.

Rust, B. R. 1978b: Depositional models for braided alluvium. v: Miall, A. D. (ed.), Fluvial sedimentology. – Can. Soc. Petrol. Mem., *5*, 605–625, Calgary.

Rust, B. R. 1981: Sedimentation in aride-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creak, Central Austrialia. – Jour. Sed. Petrology, *51*, 745–755, Tulsa.

Rust, B. R. & Legun, A. S. 1983: Modern anastomosing-fluvial deposites in aride Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswich, Canada. v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., *6*, 385–392, Oxford.

Schumm, S. A. 1960: The shape of alluvial channel in relation to sediment type. – U. S. Geo. Surv. Prof. Paper *352*-B, 17–30, Washington.

Schumm, S. A. 1963: A tentative classification of alluvial river channels. – U. S. Geo. Surv. Circular *477*. Washington.

Schumm, S. A. 1968: River adjustment to altered hydrologie regimen, Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *598*, 65 pp. Washington.

Schumm, S. A. 1972: Fluvial paleochannels. v: Rigby, J. K. & Hamblin, Wm. K. (eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *16*, 98–107, Tulsa.

Schumm, S. A. 1977: The Fluvial System. J. Wiley & Sons, 338 pp. New York.

Schumm, S. A. 1981: Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implication. v: Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (eds.), Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *31*, 19–29, Tulsa.

Schumm, S. A. & Khan, H. R. 1972: Experimental study of channel patterns. – Geol. Soc. Amer. Bull., *83*, 1755–1770, Boulder.

Schumm, S. A. & Lichty, R. W. 1963: Channel widerning and floodplain construction along Cimarron River in Southwestern Kansas. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *352*-D, 71–88, Washington.

Selley, R. C. 1988: Applied Sedimentology. – Academic Press, 446 pp., London.

Slovar slovenskega knjižnega jezika 1985: 4. knjiga, Preo-Š, SAZU, Državna založba Slovenije, 1251 pp., Ljubljana.

Smith, D. G. 1976: Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. – Geol. Soc. Amer. Bull., *87*, 857–860, Boulder.

Smith, D. G. 1983: Anastomosed fluvial deposites: modern examples from Western Canada. v: Collinson, J. D. & Lewin, J. (eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. – Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., *6*, 517–532, Oxford.

Smith, D. G. & Putnam, P. E. 1980: Anastomosed fluvial deposites: modern and ancient examples in Alberta, Canada. – Can. J. Earth Sci., *17*, 1396–1406, Ottawa.

Smith, D. G. & Smith, N. D. 1980: Sedimentaion in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. – Jour. Sed. Petrology, *50*, 157–164, Tulsa.

Visher, G. S. 1965: Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposites. v: Middelton, G. V. (ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodinamic interpretation. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *12*, 116–132, Tulsa.

Walker, R. G. 1979: Facies and facies models; General introduction. v: Walker, R. G. (ed.), Facies Models. – Geosci. Can. Reprint Series *1*, 1–7, Toronto.

Walther, J. 1893/94: Einleitung in die Geologie als historische Wiessenschaft; 3. Lithogenesis der Gegenwart. – G. Fischer, (*3* vol.), 1055 pp. Jena.

Wolman, M. G. & Leopold, L. B. 1957: River flood plains: some observations on their formation. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *282*-C, 87-107, Washington.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 271–303 (1994/95), Ljubljana

Minerali pohorskega magmatskega masiva

Minerals from the Pohorje igneous massif

Nina Zupančič
Oddelek za geologijo, Univerza v Ljubljani,
Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

S polarizacijskim mikroskopom in rentgensko difrakcijo smo določili mineralno sestavo pohorskih magmatskih kamnin. V granodioritu in njegovem porfiroidnem različku so bistveni minerali kremen, plagioklazi in K-glinenci, značilni in akcesorni pa biotit, rogovača, apatit, ortit, epidot, cirkon in neprozorni minerali, izjemoma tudi muskovit, pirokseni in granati. V malchitu so bistveni minerali plagioklazi in rogovača.

V magmi, iz katere je kristalizirala pohorska globočnina, so bili kot restitna zrna prisotni plagioklazi, apatit in cirkon. Iz taline so se najprej izločili sulfidi, apatit in cirkon, nato so kristalizirali ortit, epidot in sfen. Biotit je verjetno začel kristalizirati nekoliko pred rogovačo. Sledilo je izločanje plagioklazov, kremena prve generacije, bolj kislih plagioklazov in ponovno biotita in kremena. Zadnji se je izločil K-glinenec, ki nadomešča druge minerale.

Prvotni minerali so tu in tam avtometamorfno spremenjeni v klorit, epidot, kalcit, sfen, sericit, kaolinit in limonit. Ponekod v severozahodnem delu masiva so bile spremembe hidrotermalne.

Abstract

The mineralogical composition of Pohorje igneous rocks was determined by means of optical microscopy and X-ray powder diffraction. Quartz, plagioclases and K-feldspars are the major minerals in the granodiorite and its porphyritic varieties. Characteristic and accessory minerals are biotite, hornblende, apatite, orthite, epidote, zircon and opaque minerals. Muscovite, pyroxenes and garnets occur rarely. The major minerals in malchites are plagioclases and hornblende.

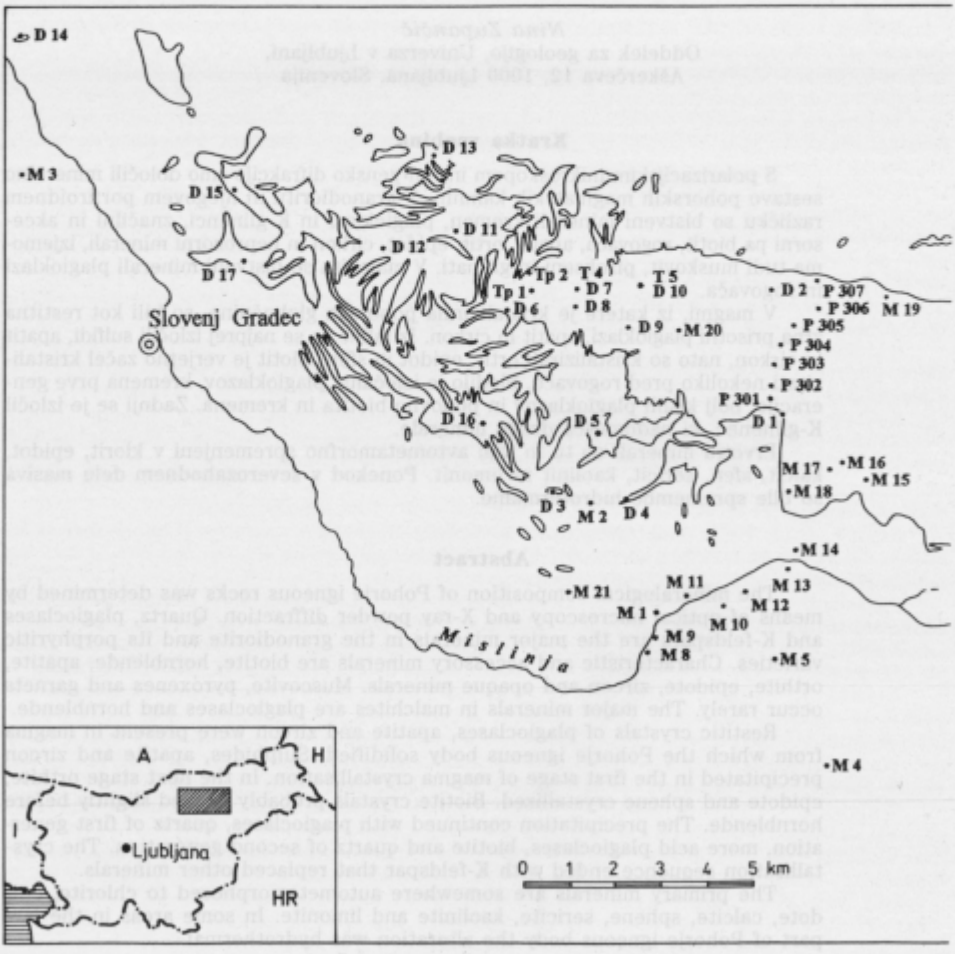
Restitic crystals of plagioclases, apatite and zircon were present in magma from which the Pohorje igneous body solidified. Sulphides, apatite and zircon precipitated in the first stage of magma crystallisation. In the next stage orthite, epidote and sphene crystallized. Biotite crystals probably formed slightly before hornblende. The precipitation continued with plagioclases, quartz of first generation, more acid plagioclases, biotite and quartz of second generation. The crystallisation sequence ended with K-feldspar that replaced other minerals.

The primary minerals are somewhere autometamorphosed to chlorite, epidote, calcite, sphene, sericite, kaolinite and limonite. In some areas in the NW part of Pohorje igneous body the alteration was hydrothermal.

Uvod

V Sloveniji se globočnine v večjem obsegu pojavljajo na dveh področjih – v Karavankah in na Pohorju. Karavanško magmatsko cono sestavljata vzporedna pasova granita in tonalita, na Pohorju pa prevladuje granodiorit, ki proti severozahodu postopoma prehaja v porfiroidni granodiorit. Na jugovzhodnem obrobju masiva je manjše telo kremenovega monzogabbra – čizlakita. Okolne metamorfne kamnine, izjemoma tudi granodioritno telo, sekajo posamezne malchitne žile.

Pri dosedanjih raziskavah pohorskih magmatskih kamnin (Činč, 1988, 1992; Dolar-Mantuani, 1935, 1938a, 1938b, 1939, 1940; Dolar-Mantuani & Klemen, 1940; Dolenec et al., 1987; Faninger, 1970, 1973) so bili zvečine raziskani vzorci iz kamnolomov (Cezlak, Josipdol), drugi deli masiva so bili mnogo manj raziskani. Pri



Sl. 1. Položaj vzorčnih točk pohorskih magmatskih kamnin

novejših raziskavah sem zato za petrološke in kemijske analize sistematično vzela 110 vzorcev vseh pohorskih magmatskih kamnin, razen čizlakita.

Interpretacija kemične sestave pohorskih magmatskih kamnin je že bila predstavljena (Zupančič, 1994a, 1994b), v tem članku pa podajam rezultate podrobnih mikroskopskih analiz.

Delovne metode

Vzorčenje

Granodiorit smo vzorčili v treh približno vzporednih profilih, med seboj oddaljenih največ 10km in najmanj 5km. Vzorčne točke posameznega profila so bile med seboj oddaljene približno 500m zračne razdalje, izjemoma, kjer zaradi preperelosti kamni-

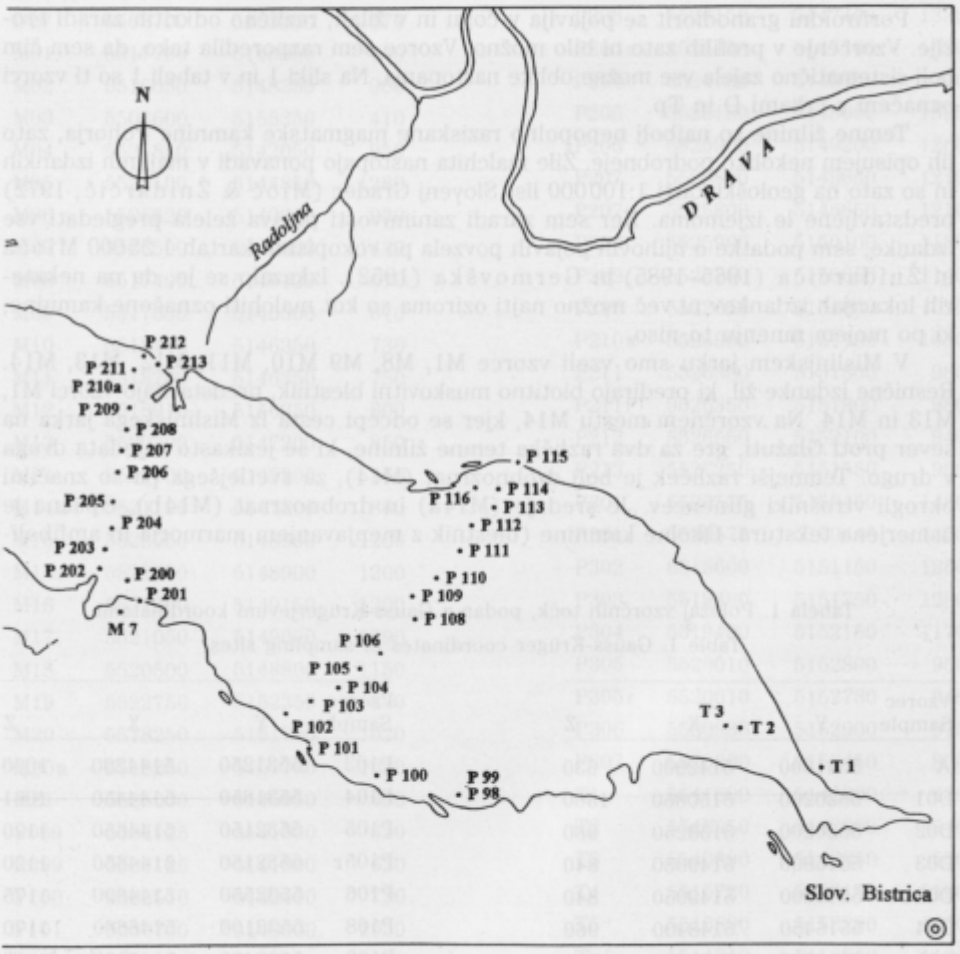


Fig. 1. Position of sampling sites of Pohorje igneous rocks

ne vzorca ni bilo možno vzeti, pa 1 km. V robnih delih masiva smo v vsakem profilu vzeli po dva vzorca, med seboj oddaljena okrog 500 m. Položaj vzorčnih točk je prikazan na sliki 1, koordinate pa so podane v tabeli 1. Vzorci najbolj jugovzhodnega (prvega) profila – ob cesti, ki prek Osankarice povezuje Oplotnico in Ruše – so označeni s številkami od P100 do P116 (tabela 1). Vzorec P115 sega v pas aplitnega granodiorita. Primerek aplitne žile iz neposredne bližine vzorca je označen s črko A. Vzorci srednjega (drugega) profila, vezani na cesto med Roglo in Lovrencem na Pohorju, so označeni s številkami od P201 do P213. Vzorci najbolj severozahodnega profila, vzeti ob cesti med Ribniško kočo in Ribnico na Pohorju, pa nosijo številke od P301 do P307. V Bistriškem jarku smo na skrajnem jugovzhodnem delu pojavljanja granodiorita v bližini kontakta z metamorfnimi kamninami vzeli vzorca T2 in T3, v apofizi, ki predira metamorfne kamnine v Zg. Novi vasi, pa vzorec T1. V severozahodnem delu, kjer granodiorit meji na porfiroidni granodiorit, smo vzeli vzorca T4 in T5, v Josipdolu pa vzorec J.

Porfiroidni granodiorit se pojavlja v čoku in v žilah, različno odkritih zaradi erozije. Vzorčenje v profilih zato ni bilo možno. Vzorce sem razporedila tako, da sem čim bolj sistematično zajela vse možne oblike nastopanja. Na sliki 1 in v tabeli 1 so ti vzorci označeni s črkami D in Tp.

Temne žilnine so najbolj nepopolno raziskane magmatske kamnine Pohorja, zato jih opisujem nekoliko podrobneje. Žile malchita nastopajo ponavadi v majhnih izdankih in so zato na geološki karti 1:100000 list Slovenj Gradec (Mioč & Žnidarčič, 1972) predstavljene le izjemoma. Ker sem zaradi zanimivosti pojava želela pregledati vse izdanke, sem podatke o njihovih pojavih povzela po rokopisnih kartah 1:25000 Mioča in Žnidarčiča (1965–1985) in Germovška (1952). Izkazalo se je, da na nekaterih lokacijah izdankov ni več možno najti oziroma so kot malchiti označene kamnine, ki po mojem mnenju to niso.

V Mislinjskem jarku smo vzeli vzorce M1, M8, M9 M10, M11, M12, M13, M14. Resnične izdanke žil, ki predirajo biotitno muskovitni blestnik, predstavljajo vzorci M1, M13 in M14. Na vzorčnem mestu M14, kjer se odcepi cesta iz Mislinjskega jarka na sever proti Glažuti, gre za dva različka temne žilnine, ki se jezikasto zajedata druga v drugo. Temnejši različek je bolj drobnozrnat (M14), za svetlejšega pa so značilni okrogli vtrošniki glinencev. Je srednje (M14a) in drobnozrnat (M14b). Opazna je usmerjena tekstura. Okolne kamnine (blestnik z menjavanjem marmorja in amfiboli-

Tabela 1. Položaj vzorčnih točk, podan z Gauss-Krügerjevimi koordinatami

Table 1. Gauss-Krüger coordinates of sampling sites

Vzorec Sample	Y	X	Z	Vzorec Sample	Y	X	Z
A	5541600	5142900	630	P103	5531250	5144200	1000
D01	5520200	5150850	1360	P104	5531850	5144450	1061
D02	5520200	5153250	980	P105	5532150	5144650	1120
D03	5515800	5149050	840	P105r	5532150	5144650	1120
D03a	5515800	5149050	840	P106	5532550	5144900	1175
D04	5516450	5148400	960	P108	5533100	5146600	1170
D05	5516700	5149680	1210	P109	5533400	5147250	1140
D06	5514310	5153150	1180	P109r	5533400	5147250	1140

Vzorec Sample	Y	X	Z
D07	5515720	5153150	1190
D08	5515530	5152750	1220
D09	5516610	5152150	1100
D10	5516800	5153280	1050
D11	5513500	5154450	970
D12	5511600	5154030	850
D13	5512870	5156220	680
D14	5502850	5158750	350
D15	5508970	5154850	700
D16	5513150	5150200	830
D17	5508700	5153350	670
M01	5517750	5145950	740
M02	5516050	5148350	960
M03	5503600	5155350	410
M04	5521850	5142050	950
M05	5520100	5144850	1280
M06	5525620	5143300	930
M07	5526500	5146800	1430
M08	5517400	5145120	670
M09	5517530	5145500	670
M10	5518470	5146350	730
M11	5518200	5146350	750
M12	5518910	5146350	800
M13	5520700	5147200	850
M14	5521100	5147200	860
M14a	5521100	5147200	860
M15	5522550	5148900	1200
M15a	5522550	5148900	1200
M16	5521200	5149150	1300
M17	5521050	5149000	1290
M18	5520500	5148800	1150
M19	5522750	5152350	830
M20	5518250	5151700	1020
M20a	5518250	5151700	1020
M21	5525000	5145950	650
P089	5534125	5141800	620
P099	5534125	5141800	620
P100	5532510	5142400	730
P101	5530700	5143000	1030
P101r	5530700	5143000	1030
P102	5530450	5144400	970

Vzorec Sample	Y	X	Z
P110	5534100	5147750	1100
P111	5534350	5148100	1110
P112	5534450	5148600	1050
P113	5535200	5148700	1080
P113r	5535200	5148700	1080
P114	5535500	5149250	1035
P115	5535550	5149550	1100
P116	5534750	5149100	1030
P201	5526970	5146800	1405
P202	5526100	5147080	1320
P203	5526150	5147400	1330
P203r	5526150	5147400	1330
P204	5526100	5148050	1310
P205	5526100	5148600	1305
P206	5525900	5149200	1260
P207	5525800	5149650	1210
P207r	5525800	5149650	1210
P208	5525900	5150100	1180
P209	5525750	5150650	1140
P210	5522650	5151600	1020
P210a	5525900	5151100	1030
P211	5526350	5151800	980
P211r	5526350	5151800	980
P212	5526550	5152100	940
P213	5527250	5151550	950
P301	5520575	5150450	1450
P301r	5520575	5150440	1450
P302	5519600	5151150	1260
P303	5519400	5151750	1200
P304	5519400	5152150	1170
P305	5520010	5152800	950
P305r	5520010	5152780	945
P306	5520980	5152900	970
P307	5520800	5153450	800
T1	5541600	5142900	630
T2	5540950	5142900	540
T3	5540890	5142950	550
T4	5515720	5153150	1190
T5	5516800	5153280	1050
Tp1	5514910	5152900	1180
Tp2	5515120	5153700	1000

ta) so tektonsko prizadete. Na stiku med malchitom in metamorfnimi kamninami opazimo bel in zelen mineral. Z rentgensko difrakcijo sem ugotovila, da gre za kalcit, aktinolit, lojevec in klorit. Druge vzorce iz Mislinjskega jarka smo nabrali kot posamezne večje kose na pobočjih ali v grapah, ker primarnih golic nismo našli. V okolici Glažute (M15) in približno 2km vzhodneje v grapi Škrlovškega potoka (M18) sta Mioč in Žnidarčič (1965–1985) označila preboje malchita v granodioritu. V vzorčni točki M15 predira malchit tako granodiorit kakor tudi aplitne žile v njem, kar pomeni, da je od njih mlajši. Na kontaktih med kamninami ni opaziti sprememb. Za vzorec M18 so značilna gnezda rogovače (M18a), opazila pa sem tudi 1,5cm velik kristal rogovače z lepo razvitimi ploskvami in s plagioklazi v jedru. Med obema vzorčnima točkama smo v granodioritu našli dva nova izdanka malchita (M16 in M17).

V grapi Brložnice, zahodno od Mislinjskega jarka, je Germovšek (1952) vrisal malchit. Primarnega izdanka nismo našli, pač pa smo našli velike, sveže kose izredno žilavega malchita (M21). Na geološki karti 1:100000 list Slovenj Gradec (Mioč & Žnidarčič, 1972) sta vrisana izdanka malchita, iz katerih sem vzela vzorca M2 (nad Razborco) in M3 (Bukovska vas). Malchitna žila, iz katere je vzorec M2, predira diaftorit. Za vzorec M3, kjer smo na pobočju našli malchit le v posameznih, močno preperelih kosih, je zanimivo, da leži na zahodni strani Labotskega preloma. Po podatkih na geološki karti naj bi prediral muskovitno biotitni gnajs.

Jugovzhodno od Mislinjskega jarka in približno 2km zahodno od Volovice je na geološki karti 1:100000 (Mioč & Žnidarčič, 1972) v diaftoritu vrisan izdanek malchita. Na rokopisni karti 1:25000 (Mioč & Žnidarčič, 1965–1985) pa so narisane tri leče malchita. Izdanki, ki smo jih našli (M5), bolj spominjajo na porfiroidni granodiorit z nekoliko višjo vsebnostjo rogovače kakor na malchit. V skladu z rokopisno karto 1:25000 (Mioč & Žnidarčič, 1965–1985) smo našli malchit na Rogli (M7), a tudi tam le preperele vzorce in le na sekundarnih mestih.

Najvzhodnejša točka, kjer nastopa malchit (M22), je kamnolom čizlakita. Na severni strani Pohorja nismo našli primarnih izdankov malchita. V Josipdolu, kjer sta Dolar-Mantuani in Klemen (1940) opisala najdbo spessartita, te kamnine nismo zasledili v nobenem od opuščenih kamnolomov. Ob cesti proti kamnolomu granodiorita v Josipdolu smo našli le posamezne prodnike, ki ustrezajo malchitu (M19). V Hudem Kotu pa smo v skladu z rokopisno karto Mioča in Žnidarčiča (1965–1985) našli malchit le na sekundarnih mestih (M20). Nekateri kosi kažejo na prehode v porfiroidni granodiorit (M20a).

Priprava vzorcev

Iz vseh vzorcev smo izdelali petrološke zbruske po standardni metodi. Vzorce granodioritov smo barvali po izpopolnjeni metodi Bailleya in Stevensa, kakor jo navaja Činč (1992, 8). Pri tem se K-glinenci zaradi reakcije z Na-heksanitrokobaltatom obarvajo rumeno, plagioklazi pa zaradi zamenjave Ca z Ba in le-tega s K, rožnato. Barvanje porfiroidnih granodioritov in malchitov je bilo neuspešno, saj so se vsi glinenci obarvali rjavkasto, kar je onemogočalo ločevanje nedvojčičnih plagioklazov od K-glinencev in predvsem določitev vrste glinencev v drobnozrnati osnovi.

Analizne metode

Količinsko mineralno sestavo 32 vzorcev granodiorita, porfiroidnega granodiorita in malchita je določil mag. Miha Mišič. Difraktogrami so bili posneti z rentgensko napravo Philips na Odseku za geologijo Univerze v Ljubljani. Pogoji snemanja so bili:

sevanje $Cu_{K\alpha}$, Ni filter, moč 40kV, napetost 20mA, hitrost snemanja 1°/min, območje snemanja 2Θ = 70-3°, divergenčna reža 1°, občutljivost 1×10^3, 2×10^3, 4×10^2, hitrost papirja 10mm/min, detektor je bil proporcionalni števec, uporabljen je bil monokromator. Določitve podajam v tabeli 2.

Modalno sestavo vseh vzorcev sem določila z vrstičnim števcem. Ker sem v vsakem zbrusku preštela le okrog 200 točk, so rezultati zgolj orientacijski. Kleemann in Twist (1989) menita, da je za realen izračun modusa celo 1000 točk na zbrusek premalo. Rezultati so prikazani v tabeli 3.

Mikroskopske raziskave

S polarizacijskim mikroskopom sem pregledala 107 vzorcev pohorskih magmatskih kamnin. Glede na mineralno sestavo sem ločila tiste, v katerih prevladujejo salični minerali nad mafičnimi, in tiste, kjer je razmerje med njimi približno enako. Po strukturi razlikujem kamnine z zrnato strukturo, porfiroidno in porfirsko strukturo. Strukturo označujem kot porfiroidno, kadar je osnova zrnata, in porfirsko, kadar je osnova steklasta. Tako med porfirsko in porfiroidno kot tudi med porfiroidno in zrnato strukturo obstajajo postopni prehodi, zato je nedvoumno poimenovanje nekaterih kamnin nemogoče. Kamnino, v kateri salični minerali prevladujejo nad mafičnimi in katere struktura je zrnata, imenujem granodiorit. Če gre za različek s porfiroidno strukturo in je kamnina po nastanku globočnina, jo imenujem porfiroidni granodiorit. Le izjemoma imajo pohorske magmatske kamnine izrazito porfirsko strukturo. Na terenu tudi nisem našla dokazov, da so magmatske kamnine nastale zaradi izliva lave. Zato menim, da je ime dacit, ki ga uporablja večina dosedanjih raziskovalcev (Dolar-Mantuani, 1938b, 1939; Faninger, 1970, 1973; Mioč, 1978; Mioč & Žnidarčič, 1972), neustrezno in namesto njega predlagam uporabo imena porfiroidni granodiorit. Vse kamnine, v katerih je razmerje med saličnimi in mafičnimi minerali približno enako, imenujem malchit, čeprav bi jih glede na zrnavost osnove in število vtrošnikov lahko razdelili v podskupine.

Granodiorit in porfiroidni granodiorit

Struktura

Granodioriti so holokristalne, večinoma srednjezrnate kamnine. Makroskopsko so videti enakomerno zrnati, pod mikroskopom pa se izkaže, da je njihova struktura neenakomerno zrnata. Zlasti v robnih delih masiva je izrazita vzporedna usmerjenost, ki jo nakazujejo vzporedno usmerjeni lističi biotita in razpotegnjena, pogostokrat mozaično zraščena zrna kremena. Ime granodiorit je za pohorsko globočnino, glede na mednarodno veljavno klasifikacijo, ustreznejše kot tonalit.

Porfiroidni granodioriti so hipokristalni, srednje- do drobnozrnati. Struktura je neenakomerno zrnata – porfirska. Prevladujoči vtrošniki so glinenci in kremen. Podrejeno se pojavlja biotit. Razmerje med osnovo in vtrošniki je približno enako.

Struktura pohorskih magmatskih kamnin se proti severozahodu zvezno spreminja od zrnate preko debelozrnate porfiroidne in srednjezrnate porfiroidne do drobnozrnate porfiroidne in porfirske. Zato menim, da sta granodiorit in glavnina porfiroidnega granodiorita nastala ob istem preboju magme. Kamnine severozahodnega dela Pohorja predstavljajo najvišje dele masiva. Prodrli so najbližje površju in se zato najhitreje ohlajali. Kamnine jugovzhodnega dela pa predstavljajo najgloblje dele masiva, ki jih je erozija najmočneje odkrila. Podobno sta odnos med porfiroidnim granodioritom in

Tabela 2. Mineralna sestava vzorcev, ugotovljena z rentgensko difrakcijo. Vrednosti so v %

Tabela 2. Mineral composition of samples established by X-ray diffraction. All values in %

Vz. Sam.	M/I	Bt	Sp	Bt+ Rx1	Pf	K	Kl+ Rx2	Ka+ Rx3	CaM	Kr	Pl	M	O	R	C	P	H	G
D04	0	0	7	21	0	0	17	0	0	28	23	0	0	4	0	0	0	0
D10	0	20	0	0	7	0	8	0	0	28	24	7	0	6	0	0	0	0
D11	0	0	0	6	0	0	25	0	0	22	31	10	0	0	4	2	0	0
D12	16	0	7	0	0	0	23	0	0	25	20	7	0	0	0	2	0	0
D12a	32	0	0	0	5	0	14	0	0	23	18	0	0	3	5	0	0	0
D14	0	22	0	0	0	0	11	0	0	22	29	10	0	0	0	0	0	6
D15	0	21	0	0	0	0	0	10	12	21	23	10	0	3	0	0	0	0
D15g	65	12	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M05	0	28	0	0	0	0	14	0	0	22	33	0	0	3	0	0	0	0
M13	0	0	8	7	0	0	25	0	0	15	29	0	0	16	0	0	0	0
M14	0	22	0	0	0	0	13	0	0	17	29	8	0	11	0	0	0	0
M14a	0	28	0	0	0	0	7	0	0	21	35	0	0	9	0	0	0	0
M15	0	13	0	0	0	0	15	0	0	12	25	0	9	26	0	0	0	0
M17	0	28	6	0	0	0	10	0	0	16	22	0	8	10	0	0	0	0
M20	0	8	0	0	0	27	0	0	0	11	23	10	0	21	0	0	0	0
P098	0	19	0	0	4	0	19	0	5	17	25	0	8	3	0	0	0	0
P098g	0	0	0	47	0	30	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P099	0	25	0	0	0	0	10	0	0	27	26	10	0	0	0	2	0	0
P101	29	0	0	0	0	0	13	0	0	8	12	31	0	5	0	2	0	0
P105	0	15	6	9	9	9	8	0	0	27	38	0	0	4	0	2	0	0
P110	0	26	0	0	0	0	10	0	0	25	29	0	8	0	0	2	0	0
P114	0	0	0	16	0	0	0	8	0	31	26	20	0	0	0	0	0	0
P202	0	0	0	7	0	0	21	0	0	25	34	8	0	3	0	2	0	0
P206	10	0	0	0	0	18	0	0	0	26	37	9	0	0	0	0	0	0
P209	0	18	8	0	0	7	0	0	0	23	32	8	0	4	0	0	0	0
P211	0	20	0	0	0	0	11	0	0	27	37	0	0	5	0	0	0	0
P301	0	25	0	0	0	0	12	0	0	27	15	7	0	4	0	0	0	0
P305	0	25	0	0	0	10	0	0	0	23	33	0	8	0	0	2	0	0
P306	0	35	0	0	0	11	0	0	0	19	21	0	8	6	0	0	0	0
T01	8	0	0	0	0	0	7	0	0	6	43	0	11	25	0	0	0	0
T03	0	18	7	0	0	19	0	0	0	23	25	8	0	0	0	0	0	0
T05	0	29	0	0	0	13	0	0	0	29	27	0	0	0	0	2	0	0
Tf	0	63	0	0	0	15	0	0	0	5	12	0	0	0	0	2	3	0
Tp	0	25	0	0	0	0	11	0	0	22	23	8	0	0	0	0	2	0

M/I – Muskovit/illit; Bt – Biotit; Sp – Stilpnomelan; Bt + R × 1 – Biotit + mineral z zmesno strukturo tipa illit/montmorillonit; Pf – Pirofilit; Kl – Klorit; Kl + R × 2 – Klorit + mineral z zmesno strukturo tipa klorit/montmorillonit; Ka + R × 3 – Kaolinit + mineral z zmesno strukturo tipa kaolinit/montmorillonit; CaM – Ca-montmorillonit; Kr – Kremen; Pl – Plagioklazi; M – Mikroklin; O – Ortoklaz; R – Rogovača; C – Kalcit; P – Pirit; H – Hematit; G – Goethit; g – Glinena frakcija; Tf – Težka frakcija

M/I – Muscovite/illite; Bt –Biotite; Sp – Stilpnomelane; Bt + R × 1 – Biotite + mixed layer mineral of illite/montmorillonite type; Pf – Pyrophyllite; Kl – Chlorite; Kl + R × 2 – Chlorite + mixed layer mineral of chlorite/montmorillonite type; Ka + R × 3 – Kaolinite + mixed layer mineral of kaolinite/montmorillonite type; CaM – Ca–montmorillonite; Kr – Quartz; Pl – Plagioclases; M – Microcline; O – Orthoclase; R – Hornblende; C – Calcite; P – Pyrite; H – Hematite; G – Goethite; g – Clay fraction; Tf – Heavy fraction

Tabela 3. Modalna sestava, podana v %

Table 3. Modal composition in %

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
P089		25.3	6.0	56.9	9.2			*	0.2	*	*	0.2	*	*	0.8		0.2					1.2	
P099		35.1	13.9	39.1	8.9	*		*	*	*	*	*	*	*	*		*			?		3.0	
P100		33.0	6.8	46.1	10.7			*	1.0	*		*	*	?	0.5							1.9	
P101		28.9	13.8	45.9	7.3	0.5		*	*	*	*	*	*		1.4					*		2.3	
P101r		22.3	30.2	40.3	2.9	1.4		*	*	*		*			2.2	?						0.7	
P102		23.9	27.2	40.2	6.0	*		*	*	*	0.5	0.5			*	*				*		1.6	
P103		30.8	5.0	48.8	9.5			*	*	*	0.5			?	1.5		*					4.0	
P104		25.0	18.6	45.6	8.8	*		*	0.5	*		*	*	?	0.5							1.0	
P105		33.3	10.8	45.6	6.9			0.5	*	*			*	*	2.0							1.0	*
P105r		24.6	10.3	44.8	13.8		*	0.5	1.0				0.5	*	2.0	*	*					2.5	
P106		28.2	8.3	50.5	9.7	*		*	*	1.0	1.0	*	*	*	0.5		*			*		1.0	
P108		21.2	17.1	47.2	9.8			*	0.5	*			*		0.5					*		3.6	
P109		24.5	9.2	54.6	10.2		0.5	*	*	*			1.0	?	*							(*)	
P109r		26.8	13.6	48.5	7.7			*	*	?			0.9		1.3					*		1.3	
P110		15.9	11.8	51.3	13.8			*	*	1.5	0.5	0.5	0.5		2.6					?		1.5	
P111		22.4	30.3	37.3	8.5			*	*	0.5	*	*	0.5	?						?		(*)	*
P112		30.0	7.7	47.3	7.7			*	1.4	3.6	*	*	*	*	?	1.4						0.9	
P113		12.7	16.7	58.8	9.3			*	*	0.5	*	*	*	*	?	0.5				*	*	1.5	*
P113r		34.6	11.1	42.4	8.3			*	*	1.4	0.5	*	*			*				*		1.8	*
P114		25.2	31.6	35.9	1.5		*	*	*			*	0.5	?	*						*	5.3	
P115a		31.7	20.5	39.0	7.3		?	*		*	*		*	*	*					*	*	1.5	
P115b		30.4	29.3	35.3	3.8			*	*	0.5												0.5	
P116		32.7	17.6	60.7	6.0			1.0	*	0.5	0.5	*	*		0.5		*					0.5	
P201		25.0	12.0	46.3	10.6			*	0.5	0.9	*	0.5	*			?				?		4.2	*
P202		15.9	21.0	44.6	1.5			*	0.5	*	*		0.5	*	10.3	0.5						5.1	
P203		23.6	8.4	54.7	0.5		*	0.5	*	*	*	*	0.5		11.3	*					*	0.5	*
P203r		29.4	27.5	32.8	2.5		?	*	*	1.5			0.5		4.4	*				*		1.5	*
P204		27.8	17.1	42.0	7.8	2.4			*	*	*	*	*		*	*					0.5	2.4	

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
P205		18.0	23.4	45.4	7.8		1.0	*			*	0.5				*			*	0.5		3.4	
P206		29.6	10.3	46.3	10.3		*	*	*	*	0.5	*		2.0					*			1.0	*
P207		27.7	13.9	46.0	6.4	*	*	0.5	*		*	*		3.0					*			2.5	
P207r		23.1	15.9	39.9	12.0	2.4	*	*	*	*	*	0.5		0.5					*			5.8	
P208		24.9	12.2	43.4	15.6	1.0	*	0.5	*		0.5	*		0.5					*			1.5	
P209		27.2	16.0	47.9	5.6	0.5	*	*	0.5		0.5			*					*			1.9	
P210		26.0	15.7	46.6	8.8		*	*				0.5		*					*			2.5	
P210a		24.2	13.3	51.7	6.2		*	*	*			*		0.9	*	0.5			*	1.4		1.9	*
P211		29.0	15.5	49.0	3.5		*	*				1.0	2.0	*					*	*		*	*
P211r		17.9	8.5	58.7	11.9		*	*	*	*		0.5	*						*	1.0		1.5	
P212		31.7	15.1	40.0	7.8		3.4	*				1.0	0.5						*	*		0.5	
P213		20.7	16.5	50.5	10.1	1.1	*	*	*	0.5		*	*	*	*				*	*		0.5	*
P301		27.3	6.8	49.3	11.7	1.0		*	*	*	1.0	*		*	*				*			2.9	
P301r		22.3	14.9	49.0	11.9	0.5	0.5	*	*			1.0		*	*				*			*	
P302		24.0	8.1	51.6	10.0	4.1		*	*	0.5		*	0.5		*				*			1.4	
P303		25.6	12.8	55.7	5.9			*	*	*			*		*				*				*
P304		38.5	17.3	35.6	6.7			*	0.5	?			0.5		*	*			*			1.0	
P305		28.8	7.8	48.3	14.6			*	*			*	0.5		*				*			*	
P305r		28.8	20.0	33.2	14.6			*	*	*			0.5		*				*			2.9	
P306		5.9	21.5	57.6	10.7	3.4		*	*			0.5	0.5		*				*			(*)	
P307		33.3	13.9	41.3	10.4	0.5		*	*			*	0.5		*	*			*			*	
T1		13.1	10.2	56.3	3.9	13.6		*	*	*	*	1.5	1.0		0.5	*		*				(*)	
T2		19.4	22.8	46.1	9.2		*	*	0.5				*		*							1.9	*
T3		21.6	24.0	44.2	3.8		*		*				*	1.0	4.3	*			*			1.0	*
T4	46.4	11.7	*	31.5	10.4			*	*				*						*				
T5	40.7	13.6	?	38.2	7.5			*	*			*	*			*			*				
J		*	*	*	*			*	*	*			*			*			*			*	
A		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*			*	*		*			*	
Tp1		20.0	12.5	56.5	11.0			*	*	*			*		*	*	*						*
Tp2	38.0	8.5	?	44.0	9.5			*	*						*		*						*
D01	51.0	13.5	*	29.5	6.0			*	*						*					?		(*)	

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
D02	32.1	15.8	*	41.8	10.2	?		*	*				*		*	?						*	
D03	34.2	11.7	?	50.5	3.6			*	*	*		*	*		*								
D03a		*	*	*	*			*		*			*		*		*					*	
D04	49.8	10.0	?	34.8	5.5			*	*	*	*		*		*					*			
D05	39.1	7.4	?	40.6	11.4			*	*	*	*	*	*		*	*				*			
D06	44.6	9.3	*	38.7	7.4			*	*	*	*		*		*	*	?						?
D07	32.9	9.0	*	49.0	9.0			*	*	*			*		*	*							
D08	37.7	6.9	*	44.6	10.8			*			*		*										
D09	44.4	6.1	*	43.9	5.6			*	*			*	*		*		*						
D10	22.7	6.2	1.8	14.9	54.4	*		*	*	*		*	*		*					*			
D10a		*	*	*	*	*		*	*		*	*	*		*								
D10t		*	?	*	*	*		*				*	*		*								*
D10b		*	*	*	*			*	*	*		*	*		*	*	*	?					
D11	50.5	6.8	?	136.4	1.5			*	*	*	*		*		4.9	*				*			
D12	46.1	8.8	?	32.9			*	*	*				*		11.0	*	1.3						*
D12a		*	?	*			*	*		*			*		*	*							*
D13		*		*			*	*	*				*		*	*	*						*
D14	64.4	0.5	?	28.2	5.9			*					*				1.0						
D15	66.5	0.6	?	23.5	2.0			*		*					1.0		1.0						*
D16	49.0	14.2		28.4			*	*	*	*					8.3	*			*				*
D17	47.4	6.0	?	27.9			*	*	*	*			*		15.8		2.8						*
M01		2.5	*	55.5	2.0	40.0			?						*								
M02	69.7	1.5		17.7	0.5	10.6		*		*	*	*			*				*				
M03	72.5	0.5		17.5	*	9.5		*	*	*	*		*		*	*	*						*
M05	77.1	1.5	?	9.5	5.5	6.5		*	*	*			*										
M05a	71.5	2.0	*	17.5	7.5	1.5		*	*	*		*	*		*							?	*
M06		*		*				*		?					*				*				*
M07		*	?	64.4		35.6		*	?			*	*		*			?					
M08		*	?	*	(*)			*	*	*	*	*	*		*	*	*						*
M09	71.5	2.1		19.2	7.1			*	*	*			*		*								
M10	82.5	0.4		3.3		13.8		*		*	*	*			*					*		*	

Vzorec Sample	os	q	or	pl	bt	hb	mu	ap	ort	ep	kzo	sfen	py	gt	chl	lim	cc	px	mgt	cir	mik	mirm	ser
M11	56.3	5.4	?	31.3	*	2.5		*	*	*	*	*			4.6				*				
M12		1.7	?	60.0	*	36.1		*	*	*	*	*			1.7								
M13	88.5	0.5	?	2.8	*	8.3		*	*	*		*	*		*				*				*
M14		*	?	74.9	1.0	19.0		*	*	5.1	?	*							*				*
M14a	82.1	*	*	12.4	0.5	0.5		*		4.5		*	*		*		*			*			
M14b		*		*	*			*		*	*				*		*	*	*				
M15	57.5	*		12.5		30.0		*	*			*	*		*		*			*			
M15a		*	?	*	*				*			*	*		*		*			*			
M15b		*	*	*	*	*		*	*			*	*		*		*				*		*
M16		3.0		32.8		64.1		*	*	*		*	*		*								
M17	76.0	*		16.0	4.0	4.0		*	*	*			*		*								
M18	76.8	*	?	14.6		6.1		*		2.4	*	*	*		*								
M18a	68.5	2.0		6.0		23.5		*		*		*	*		*								
M18b		*		*		*		*		*					*								
M19		*		61.6		38.4		*	*	*		*	*		*								
M20	64.0	3.5		2.0		30.5		*		*		*			*								*
M20a	37.6	10.4	?	39.6	11.4			*	*	0.5		*			0.5								*
M21		*	*	61.6		38.4		*		*		*			*		*						

os – Osnova; q – Kremen: or – Ortoklaz; pl – Plagioklaz: bt – Biotit; hb – Rogovača; mu – Muskovit; ap – Apatit; ort – Ortit; ep – Epidot; kzo – Klinozoisit; sfen – Sfen; py – Pirit; gt – Granat; chl – Klorit; lim – Limonit; cc – Kalcit; px – Piroksen; mgt – Magnetit; cir – Cirkon; mik – Mikrolin; mirm – Mirmekit; ser – Sericit; * – mineral prisoten v sledovih; ? – prisotnost minerala je vprašljiva

os – Matrix; q – Quartz: or – Orthoclase; pl – Plagioclase: bt – Biotite; hb – Hornblende; mu – Muscovite; ap – Apatite; ort – Orthite; ep – Epidote; kzo – Clinozoisite; sfen – Sphene; py – Pyrite; gt – Garnet; chl – Chlorite; lim – Limonite; cc – Calcite; px – Pyroxene; mgt – Magnetite; cir – Zircon; mik – Microcline; mirm – Myrmekite; ser – Sericite; * – Mineral present in traces; ? – Mineral presence questionable

granodioritom razlagala tudi Germovšek (1954) in Duhovnik (1956), medtem ko so Dolar-Mantuani (1940), Faninger (1970, 1973), Hinterlechner-Ravnik (1971), Mioč (1978) ter Mioč in Žnidarčič (1989) menili, da sta granodiorit in njegov porfiroidni različek nastala v dveh časovno ločenih prebojih.

Mineralna sestava

Granodiorit in porfiroidni granodiorit se med seboj ločita predvsem po strukturi, mineralna sestava pa je podobna. Prevladujejo salični minerali: kremen, K-glinenci in plagioklazi, ki jih je po modalni sestavi med 80% in 98% (tabela 3). Rezultati se zelo dobro ujemajo z normativno sestavo CIPW. Preostanek pripada mafičnim mineralom, h katerim prištevam biotit, rogovačo in klorit (5% do 20%). Drugih mineralov je pod 5%, večinoma celo manj. Od značilnih kamninotvornih mineralov sem v posameznih vzorcih našla še muskovit in piroksen, od akcesornih apatit, sfen, ortit, epidot, ?klinozoisit, cirkon, granat in neprozorne minerale. Sekundarni minerali so klorit, epidot, sfen, limonit, kalcit in sericit.

Kremen

Kremena je po modalni sestavi (tabela 3) v granodioritih in porfiroidnih granodioritih med 5% in 40%, največkrat med 20% in 30%. V porfiroidnih granodioritih je njegova količina podcenjena, ker nisem mogla oceniti, koliko ga je v osnovi. Preiskava z rentgensko difrakcijo (tabela 2) je potrdila, da je količina kremena v vseh treh različkih kamnin približno enaka (večinoma med 20% in 30%). Največ kremena vsebujejo kamnine iz robnih delov (predvsem severovzhodni rob) masiva.

V granodioritu se kremen pojavlja v treh generacijah. V vseh treh je ksenomorfen. Najstarejši generaciji pripadajo večja zrna z valovito potemnitvijo. Velika so od 300μm do 2500μm, najpogosteje 1500μm. Nastala so pred K-glinencem, v katerem je pogosto vključen. Druga generacija je drobnozrnat, mozaičen, razpotegnjen kremen, ki skupaj s K-glinencem zapolnjuje prostore med večjimi zrni. Zrna so velika od 5μm do 400μm, največkrat 200μm. Tudi ta je kristalizirala pred K-glinencem, saj ga le-ta nadomešča (tabla 1, slika 1). Enaki generaciji kremena so našli tudi v adamellskem granodioritu (Blundy & Sparks, 1992, 1059). Delovanje pritiskov je bilo ponekod v masivu šibkejše, saj opazujemo tudi zrna kremena prve generacije brez valovite potemnitve in kremen druge generacije, ki ni izrazito razpotegnjen. Tretja generacija kremena se pojavlja v mirmekitski strukturi, ki je nastala na stiku med plagioklazom in K-glinencem (tabla 3, slika 1). Činč (1992, 20) pripisuje nastanek mirmekita v čizlakitu reakciji med K-glinencem in plagioklazom, pri kateri pride do zamenjave Na in Ca s K, kar povzroči sproščanje SiO_2. Tudi drugi avtorji (Clarke, 1992, 63; Clark & Lyons, 1986, 1371; Dawson & Whitten, 1962, 24; Hall, 1967, 838; Drummond et al., 1988, 873) navajajo nastanek mirmekita z eksolucijsko rekristalizacijo. Ker se mirmekitsko preraščanje večinoma pojavlja na stiku K-glinenca s plagioklazom, menim, da je nastalo kot posledica reakcije med obema glinencema in da ne gre za evtektično kristalizacijo. Mirmekitski rob nastane v pozni kristalizacijski fazi, tik preden postane magma nasičena s paro (Clark & Lyons, 1986, 1371). Mirmekitska preraščanja so bolj izrazita na jugovzhodnem robu masiva, v osrednjem delu in proti severozahodu pa jih je manj.

V porfiroidnih granodioritih nastopa kremen kot vtrošnik in v osnovi. Vtrošniki merijo od 300μm do 1700μm, največkrat 1000μm. Zrna v osnovi so velika od 5μm do 300μm. Vtrošniki ustrezajo prvi generaciji kremena iz granodiorita. Nekateri so

ohranili idiomorfne šesterokotne preseke (tabla 3, slika 2), drugi kažejo zaobljene in korodirane robove (tabla 3, slika 3). Magmatsko resorbirani robovi kažejo na zgodnjo kristalizacijo kremena, ki naj bi bil prisoten v magmi že ob njenem prodoru (Nabelek et al., 1986, 1037). Oblike kremena v pohorskem granodioritu in porfiroidnem granodioritu so zelo podobne oblikam kremena v sorodnih kamninah iz adamellskega masiva (Blundy & Sparks, 1992, 1059). Ponekod talina vtrošnikov ni samo resorbirala, temveč je prišlo tudi do nastanka reakcijskega roba, na kar kažejo venčaste (koronarne) strukture. Minerala, ki se preraščata okrog vtrošnika, sta kremen in glinenec, vendar nisem mogla določiti ali gre za K-glinenec ali plagioklaz. Korodirani vtrošniki tu in tam vključujejo zgodnejše minerale – biotit in plagioklaz, deloma pa je kremen vključen v vtrošnikih plagioklazov. Iz opazovanih odnosov ne moremo ločiti posameznih generacij plagioklazov in kremena. Prav tako ni mogoče izključiti možnosti, da je del kremena ali plagioklazov nepretaljeni ostanek (restit) iz kamnin, ki jih je asimilirala magma. Tektonski procesi so različno močno delovali tudi na porfiroidne granodiorite. V nekaterih vtrošnikih kremen valovito potemneva oziroma je degradacijsko rekristaliziran. Zrna so razpotegnjena v eno smer, med seboj pa se mozaično preraščajo.

Plagioklazi

V vseh pohorskih magmatskih kamninah je največ plagioklazov. V granodioritu in porfiroidnem granodioritu jih je med 15% in 60%, večinoma pa niha njihova vsebnost med 40% in 50%. Vsebnosti se ujemajo z rezultati rentgenske difrakcije, kar pomeni, da plagioklazov ni v osnovi kamnin s porfirsko oziroma porfiroidno strukturo. V jugovzhodnih delih masiva in ponekod v robnih delih je plagioklazov nad 50%. V severozahodnih delih in predvsem v porfiroidnih granodioritih z drobnozrnato osnovo jih je manj. Najmanjša zrna dosežejo 10 μm, največja 3500 μm, najpogosteje so velika 800 μm.

Plagioklazi so med saličnimi minerali kristalizirali prvi. Navzoči so kot homogena (nedvojčična in neconarna) zrna (tabla 1, slika 2), v obliki preprostih dvojčkov (tabla 1, slika 1), polisintetskih dvojčkov (tabla 1, sliki 3 in 4), ki se zraščajo po enem ali več zakonih, in kot normalno ali oscilatorno conarna zrna (tabla 1, sliki 1 in 3). Ker so plagioklazi najbolj podrobno raziskani minerali pohorskih magmatskih kamnin, nisem ponovno določala odstotka anortita v njih. Privzemam rezultate dosedanjih raziskovalcev (Dolar-Mantuani, 1935, 1938b, 1939; Faninger, 1973; Činč, 1988, 1992), po katerih vsebujejo tako conarni kot neconarni plagioklazi povprečno okrog 35% anortita. Conarnost plagioklazov je lahko posledica delovanja konvekcijskih tokov, spremenljivega p_{H_2O} ali znak neravnotežja (Clarke, 1992, 67). Plagioklazi, ki se izločijo iz granitne taline, se izredno težko uravnotežijo s talino pri temperaturah, nižjih od 1000 °C (Chappell et al. 1987, 1121). Po drugi strani pa naj bi oscilatorno conarnost povzročal predvsem spremenljivi p_{H_2O} (Jonasson et al., 1992). Ker opazujemo na Pohorju normalno in oscilatorno conarne plagioklaze, menim, da je njihov nastanek posledica obeh omenjenih procesov.

V granodioritu najdemo največkrat hipidiomorfne do idiomorfne oblike, ki jih pogosto nadomeščajo mlajši minerali – kremen in K-glinenec (tabla 1, slika 1). Zlasti nedvojčični in neconarni plagioklazi kažejo pogosto ksenomorfne oblike. Plagioklazi so navzoči v dveh generacijah, pri čemer plagioklazi druge generacije poikilitsko vključujejo dvojčične plagioklaze prve generacije. Plagioklazi prve generacije so starejši od vseh generacij kremena in od K-glinencev. Plagioklazi druge generacije pa so nastali pred kremenom druge generacije in K-glinenci. Deloma so kristalizirali za prvo generacijo kremena in so mlajši tudi od biotita in epidota. Kjer zrno ene generacije ne vključuje

zrn druge generacije, nisem mogla določiti, kateri generaciji pripada. V takih zrnih sem opazila vključke rogovače, biotita, muskovita, epidota, granata (tabla 1, slika 2), apatita, ortita, cirkona, klorita, sfena in neprozornih mineralov, kar pomeni, da so ti minerali najverjetneje starejši od plagioklazov druge generacije. Ponekod opazimo, da plagioklazi skupaj s K-glinencem nadomeščajo rogovačo.

V jedrih nekaterih conarnih plagioklazov opazimo homogena korodirana zrna plagioklazov (tabla 1, slika 3), ki najverjetneje predstavljajo restit (Mackenzie et al., 1988, 2509; Chappell et al., 1987, 1115; Drummond et al., 1988, 872; Maaloe & Wyllie, 1975, 185). Chappell in drugi (1987, 1112) navajajo, da ob delnem taljenju skorje nastaneta mokra talina in suhi restit, ki predstavlja nestaljene minerale. Zaradi delne resorbcije so zrna zaobljena ali korodirana, njihova enotna sestava pa je v nasprotju s conarnimi pasovi, ki jih obdajajo. Podobna korodirana jedra plagioklazov, ki jih obdajajo mlajši plagioklazi, so našli tudi v adamellskem masivu (Blundy & Sparks, 1992, 1060) in jih interpretirali na enak način. Novejša dognanja se ne skladajo s Faningerjevimi (1973), ki je kot razliko med adamellskimi in pohorskimi kamninami opisal tudi odsotnost vključkov korodiranih zrn plagioklazov na Pohorju. Korodirana jedra vključujejo biotit, epidot in muskovit (tabla 1, slika 3), kar je nenavadno glede na to, da omenjenim mineralom pripisujem magmatski izvor. Vendar opisujeta podobne vključke v restitnih jedrih tudi Holtz in Barbey (1991).

Plagioklaze pogosto nadomešča K-glinenec (tabla 1, sliki 1 in 2). Plagioklazi so često razpokani. Nekatere razpoke je ponekod zapolnil epidot. Pogosto so tudi sericitizirani in delno kaolinitizirani. Spremembe so verjetno potekale v dveh fazah. Sericitizaciji prve faze je v drugi fazi sledilo nadomeščanje s pahljačastim muskovitom (Clark & Lyons, 1986, 1375). Sericitizacijo ponekod spremlja albitizacija (Činč, 1988, 38; Nabelek et al., 1986, 1039). Rentgenska difrakcija (tabela 2) je potrdila prisotnost muskovit/illita, pirofilita in kaolinita.

V porfiroidnem granodioritu se plagioklazi pojavljajo kot vtrošniki (tabla 3, sliki 2 in 3). Gre za več generacij, ki jih lahko ločimo predvsem glede na različne stopnje spremenjenosti v isti kamnini. Nekatera zrna so popolnoma sveža, druga pa imajo spremenjena jedra oziroma vmesne dele med jedrom in robom. Posamezni vtrošniki vključujejo zrna starejših plagioklazov. Vtrošniki so idiomorfni, pogosto zaobljeni. Opazujemo preproste in polisintetske dvojčke ter conarno zgrajena zrna. Ponekod so razviti epitaksialni robovi. Poikilitsko vključujejo kremen, cirkon, rogovačo, biotit, apatit in neprozorne minerale. Podobno kot kremen so tudi vtrošniki plagioklazov ponekod razpokani in spremenjeni. Spremembe plagioklazov v porfiroidnem granodioritu so močnejše kot v granodioritu. Vtrošniki plagioklazov so ponekod sericitizirani (tabla 3, sliki 2 in 3), drugod karbonatizirani in delno epidotizirani. Podobno kot sericitizacija je tudi karbonatizacija zajela samo nekatere pasove, lahko pa celotna zrna plagioklazov. Spremembe so ponekod tako močne, da jih ne morem pripisati zgolj preperevanju (vzorci D12, D12a, D13, D14, D16 in D17). Najverjetneje so posledica hidrotermalnih procesov. Parneix in drugi (1985, 99) navajajo, da se ob hidrotermalnih spremembah biotita sprošča Al^{3+}, ki ni popolnoma nemobilen. Prepotuje lahko kratke razdalje in povzroča albitizacijo in sericitizacijo plagioklazov po reakciji:

oligoklaz-andezin + Fe^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + H_2O = albit + $2M_i$illit + Ca^{2+} + Al^{3+}

K^{+}, Fe^{2+} in Mg^{2+} so prvotno vezani v biotitu, Ca^{2+} in Al^{3+} pa se vežeta v klorit, dolomit in epidot. Disolucijske razpoke v plagioklazih so zato lahko zapolnjene s kloritom, karbonatom, illitom in epidotom. Podobne značilnosti opazujemo v omenjenih

vzorcih. Tudi z rentgensko difrakcijo (tabela 2) so bili v vzorcih D12 in D12a določeni muskovit/illit, pirofilit, klorit in mineral z zmesno strukturo tipa klorit/montmorillonit in kalcit.

K-glinenci

K-glinencev je v granodioritih od 5% do 30%, povečini med 10% in 20%. Njihova količina je v porfirskih in porfiroidnih kamninah podcenjena, ker gradijo skupaj s kremenom osnovo. Zanimivo je dejstvo, da z rentgensko analizo v nekaterih vzorcih (P98, P105, P211, P301, T5) nismo dokazali K-glinencev, čeprav sem jih v zbruskih točno določila. Ker K-glinenci nadomeščajo druge minerale, je možno, da jih zato rentgenska difrakcija ni zaznala. Kljub nadomeščanju je kristalna mreža ostala enaka, kot so jo imeli prvotni minerali. K-glinencev je največ v robnih delih masiva. Vsebnost je povsod precej spremenljiva in ne opazimo zveznih trendov naraščanja. Zrna merijo od 50 μm do 3500 μm, največkrat 1000 μm.

K-glinenci so nastali zadnji, potem ko je kamnina že razpokala. So ksenomorfni. Cementirajo razpoke in obdajajo ter bolj ali manj intenzivno nadomeščajo starejše minerale, prisotne v kamnini – kremen, biotit, apatit in rogovačo (tabla 1, slika 1). K-glinenci se pojavljajo v velikih kristalih, ki večkrat vključujejo druge minerale, in kot manjša, razpotegnjena, mozaično zraščena zrna. Redko opazimo valovito potemnitev. Domnevam, da gre najverjetneje za dve generaciji K-glinencev, ki sta bili različno močno tektonsko prizadeti. Možno pa je tudi, da so pri večjih zrnih K-glinenci nadomeščali predvsem plagioklaze, pri manjših, mozaično zraščenih zrnih, pa kremen.

Pri posameznih vzorcih, zlasti iz obeh robnih delov drugega profila in severovzhodnega roba prvega profila, sem opazila delno mikroklinizacijo K-glinencev. Dvojčične lamele so ponekod le nakazane, tako da se zdi struktura na prvi pogled podobna pertitski, drugod pa so razvite v obeh smereh (zraščanje po albitskem in periklinskem zakonu), značilnih za mikroklin (tabla 1, slika 4). Rentgenska difrakcija je pokazala, da je prevladujoči K-glinenec mikroklin in ne ortoklaz. Speer (1987, 867) navaja nasproten primer, ko je K- glinenec pod mikroskopom videti mikroklin, rentgenska difrakcija pa je zaznala prehode v ortoklaz. Na triklinski značaj pohorskih K-glinencev je na osnovi meritve kota 2V opozorila že Dolar-Mantuani (1935) in jih zato poimenovala K-anortoklaz s prehodi v mikroklin. Karamata (1959, v Faninger, 1973) je različek označil z Na bogat ortoklaz, Faninger (1973) pa ortoklaz s prehodi v mikroklin. Ker mikroklinovo mrežo opazujemo le redko, ni možno ugotoviti, ali je triklinski značaj K-glinencev posledica prehoda ortoklaza v mikroklin ali spremembe strukture zaradi pritiskov. Clark in Lyons (1986, 1374) za granitoide iz zahodnega New Hampshira navajata, da z oddaljenostjo od kontakta z okolnimi kamninami narašča triklinski značaj glinencev. Povišana količina lahkohlapnih komponent v ohlajajoči magmi pospešuje spremembo ortoklaza v mikroklin. Temperatura prehoda je v suhih razmerah 55 °C, v mokrih pa nekoliko nižja. Za adamellske kamnine navajajo Del Moro in drugi (1983, 297) ter Jobstraibizer in drugi (1983, 325–330) enak način nastopanja K-glinencev v poikilitskih kristalih, ki so se razvili iz kasnejših raztopin, bogatih s K. K-glinenci kažejo strukture nadomeščanja in so le redko v ravnotežju z okolnimi minerali. Jobstraibizer in drugi (1983, 328) so na podlagi meritev kota 2V in rentgenske difrakcije ugotovili, da je naraščanje triklinskega značaja povezano z naraščajočim urejanjem Al in Si v kristalni rešetki. Tudi v adamellskih kamninah je mikroklinsko dvojčičenje redko, čeprav z višanjem odklona od monoklinske singonije narašča možnost dvojčičenja. Različni polimorfi K-glinenca niso nastali iz prvotno monoklinske faze z difuzivno transformacijo, ker ni zveznih prehodov med monoklinsko in triklinsko singonijo.

Lahko so se razvili med primarno kristalizacijo ali rekristalizacijo v subsolidusnem področju tonalitnih do granodioritnih kamnin, verjetno pri temperaturah 730 °C–750 °C. Ker kamnine sekajo aplitne in pegmatitne žile, je najnižja temperatura nastanka K-glinencev njihov solidus (670 °C–700 °C). Vrednost je prenizka za polje stabilnosti mikroklina. Omenjeni avtorji zato menijo, da je mikroklinizacija posledica subsolidusne rekristalizacije. Pri teh procesih so bistveno vlogo igrale voda in druge lahkohlapne komponente. Močnejši kot je bil dotok lahkohlapnih komponent, bolj se je struktura približevala popolni strukturi mikroklina. Na podoben način so po mojem mišljenju nastali tudi K-glinenci v pohorskem granodioritu.

V porfiroidnem granodioritu je K-glinenec le izjemoma vtrošnik. Običajno je skupaj s kremenom v osnovi.

Biotit

Biotit je najpogostnejši mafični mineral tako v granodioritu kot v porfiroidnem granodioritu. V zbruskih ga je od nekaj % do 15%, izjemoma do 50%, največkrat med 5% in 10%. Biotit v vseh treh različkih kamninah sestavlja gnezda in melanokratne vključke, na jugovzhodnem robu masiva v okolici Cezlaka pa tudi šlire, debele od 10 cm do 20 cm. Šliri v robnih delih magmatskega masiva so po Wonesu (1980, 420) dokaz zgodnje kristalizacije biotita. Velikost zrn je od 5 μm do 3000 μm. Največ jih meri 500 μm.

Biotit je hipidiomorfen. Njegov odnos do rogovače ni popolnoma jasen. Ponekod je videti, da jo nadomešča, drugod pa, da je kristaliziral pred njo. Naney (1983, 1024) navaja, da se biotit lahko pojavi v bolj suhih razmerah, kot so potrebne za stabilnost rogovače, torej lahko kristalizira pred njo. Jobstraibizer in drugi (1983, 330) menijo, da se je v adamellskem granodioritu biotit izločal sočasno z rogovačo in srednjimi plagioklazi v srednji ali pozni stopnji kristalizacije, po nastanku jeder Ca-plagioklazov in pred kremenom ter K-glinenci, ki ga včasih nadomeščajo. V pohorskem granodioritu so odnosi nekoliko drugačni. Biotit zasledimo v korodiranih restitnih jedrih plagioklazov (tabla 1, slika 3), kar pomeni, da je deloma lahko celo restit. Pogosto je vključen v plagioklaze oziroma ga ti najedajo. Biotit druge generacije je nastal za apatitom, ortitom in epidotom, ki jih vključuje (tabla 2, slika 1). Ta generacija biotita je starejša od K-glinencev. K-glinenec se je izločal po tektonskih premikih, pri katerih so razpokala tudi zrna biotita. Zato zapolnjuje razpoke v biotitu. Najmlajša je tretja generacija biotita, ki se v drobnih lističih skupaj s kremenom povija med zrni plagioklazov (tabla 1, sliki 2 in 3).

Po Cliffordu in drugih (1962, 254) lahko biotit pri preperevanju nadomeščata hematit in sericit, po Dawsonu in Whittenu (1962, 24) klorit, levkoksen in magnetit, po Wonesu (1980, 429) in Jobstraibizerju in drugih (1983, 338) klorit, sfen in epidot, po Wardu in drugih (1992, 787) pa klorit, ortit, epidot in sfen. Feng in Kerrich (1992, 43) navajata, da je biotit bolj dovzeten za spremembe kot rogovača. Oksidira v magnetit ali se spremeni v klorit. Biotit iz pohorskega granodiorita je predvsem različno močno kloritiziran. Ob spremembi v klorit je ponekod nastal tudi epidot, izločil pa se je tudi neprozoren mineral, verjetno magnetit. Ponekod je biotit limonitiziran. Clifford in drugi (1962, 254) navajajo, da ob nadaljevanju sprememb tako biotit kot klorit lahko nadomešča stilpnomelan. Tudi v posameznih pohorskih vzorcih je rentgenska difrakcija pokazala prisotnost stilpnomelana (tabela 2).

V porfiroidnih granodioritih je biotit lahko samostojen vtrošnik v plagioklazih in kremenu, ki sta kot vtrošnika kristalizirala za njim, v vtrošnikih nadomešča rogovačo (tabla 3, slika 4) in skupaj s kremenom in K-glinencem gradi osnovo. Na podlagi

omenjenih odnosov sklepam, da je rogovača kristalizirala pred biotitom, biotit pa pred plagioklazom in kremenom. Biotit porfiroidnih granodioritov je bolj spremenjen kot v granodioritu. Gre za avtometamorfozo. Kjer so spremembe najmanj izrazite, je delno kloritiziran (tabla 3, slika 4) oziroma delno kloritiziran in epidotiziran. Močnejše spremembe so povzročile popolno kloritizacijo in izločanje magnetita. Kasnejše hidrotermalne spremembe so povzročile razpad v klorit, belo sljudo, kalcit in magnetit. V najbolj spremenjenih kamninah pa se ni ohranil niti klorit in zato opazujemo le belo sljudo, epidot in magnetit, oziroma belo sljudo in kalcit (tabla 2, slika 2). V hidrotermalno spremenjenih granitih spremljajo kloritizacijo biotita sekundarne faze – bela sljuda (correnzit = mineral z zmesno strukturo), glineni minerali, kalcit, epidot, Ti-oksidi in sulfidi (Parneix et al., 1985, 90, 92). Omenjeni avtorji navajajo, da v prvi fazi, ko so spremembe manj intenzivne, klorit nadomešča biotit po ploskvi (001). V drugi fazi sledi delno nadomeščanje biotita s correnzitom in levkoksenom, nadomeščanje correnzita s kloritom in epidotom ali nadomeščanje biotita s kloritom, dolomitom in levkoksenom. Correnzit ni stabilen pri temperaturah, višjih od 280 °C, epidot ne kristalizira pri temperaturah, nižjih od 220 °C, dolomit ne pri višjih od 200 °C, klorit pa je stabilen pri temperaturah okrog 200 °C. Ker opazujemo podobno mineralno združbo tudi v hidrotermalno spremenjenih vzorcih D12, D12a, D13, D14, D16 in D17, menim, da je bila temperatura sprememb med 200 °C in 220 °C. Tudi rentgenska difrakcija (tabela 2) je v vzorcih D12 in D12a potrdila prisotnost muskovita/illita, klorita in minerala z zmesno strukturo tipa klorit/montmorillonit in kalcita, ob tem pa odsotnost biotita. Bellieni in drugi (1991, 36) razlagajo pojav klorita in sekundarnega muskovita v masivu Rensen (Vzhodne Alpe) kot posledico delovanja poznih ali post-kristalizacijskih raztopin na granitoidne kamnine.

Rogovača

Rogovača je prisotna le v tretjini vseh raziskanih vzorcev granodiorita in porfiroidnega granodiorita. V sledovih se pojavlja v vzorcih južnega dela prvega profila. Vzorci osrednjega dela drugega profila in vzorci iz robnih delov tretjega profila je vsebujejo do 4%. Do 1,5% rogovače nastopa v obliki vtrošnikov v porfiroidnem granodioritu (D2, D5, D10, D10a). Z rentgensko difrakcijo je bila določena še v vzorcih D4 (porfiroidni granodiorit), D12a (hidrotermalno spremenjeni porfiroidni granodiorit) in D15. Le v vzorcu granodiorita iz apofize, ki predira metamorfne kamnine v Zg. Novi vasi, je prevladujoč mafični mineral (rogovača 13,5%, biotit 4%). Zrna so velika od 20 μm do 2000 μm, največkrat 800 μm. Tudi v manj razvitem (diferenciranem) granodioritu iz Vzhodnih Alp (Rensen) so amfiboli redki (Bellieni et al., 1991, 25).

V granodioritu je rogovača ksenomorfna, izjemoma hipidiomorfna. Pogosto je razpokana. V posameznih presekih zasledimo značilno razkolnost pod kotom približno 120°. Zagotovo je mlajša od ortita, katerega poikilitsko vključuje, in starejša od nekaterih plagioklazov in K-glinenca, kateri jo nadomeščajo. Kot sem že omenila, odnos med biotitom in rogovačo ni popolnoma jasen. Rogovača je lahko kristalizirala pred biotitom, saj jo ta ponekod nadomešča. Drugod pa vidimo, da je mlajša, ker vsebuje vključke biotita. Stabilnost rogovače je odvisna od vsebnosti CaO in H_2O v sistemu. V poskusih Naneya (1983, 993, 1009) je nastala samo v granodioritnih talinah, bogatih s Ca. Pri tlaku 200 MPa mora talina vsebovati najmanj 4 ut% H_2O, pri tlaku 800 MPa pa 2,5 ut%. Mineralni združbi, ki jo opazujemo v pohorskih granodioritih, najbolj ustrezajo rezultati poskusa pri tlaku 800 MPa in 10 ut% H_2O, kjer avtor navaja kristalizacijsko zaporedje rogovača, biotit, plagioklaz, resorbirana rogovača, kremen, para in

alkalni glinenci. Pri ravnotežnih razmerah rogovača v tem primeru ni prisotna v subsolidusni združbi. Tudi Zen (1986, 1112) navaja, da je rogovača soobstojna s peraluminijsko magmo, kakršna je dala tudi pohorske magmatske kamnine (Zupančič, 1994a), le pri visokih tlakih, večjih ali enakih 5 kb. Jobstraibizer in drugi (1983, 334) ugotavljajo, da gre v primeru, ko biotit nadomešča rogovačo, za uravnoteženje prek širokega razpona temperatur.

V porfiroidnih granodioritih ima rogovača idiomorfne kristale (tabla 3, slika 4). Ponekod so dvojčični po ploskvi (100). Vključujejo ortit in epidot. Biotit, ki nadomešča rogovačo, je delno kloritiziran (tabla 3, slika 4). Speer (1987, 875) navaja, da je reakcija talina + rogovača = biotit lahko posledica ravnotežne ali neravnotežne kristalizacije. Če sta produkta nadomeščanja biotit in klorit (in ne epidot), reakcija ni subsolidusna.

Muskovit

Muskovit je prisoten le izjemoma. Zrna merijo med 200μm in 600μm. V sledeh sem ga našla v nekaterih vzorcih iz prvega in drugega profila ter v vzorcih T2 in T3. Večinoma je nastal sekundarno pri sericitizaciji plagioklazov. Tedaj pogosto kaže pahljačaste oblike. Prav tako je muskovitu podoben mineral, ki je nastal ob hidrotermalnih spremembah nekaterih porfiroidnih granodioritov (tabla 3, slika 3). Ker v resnici ne gre za muskovit, temveč za glineni mineral z zmesno strukturo, ga v skladu z literaturo (Parneix et al., 1985, 90; Speer, 1987, 868) imenujem bela sljuda. Magmatskega izvora pa je gotovo muskovit v vzorcu P212 (tabla 1, slika 3). Skupaj z biotitom je vključen v plagioklazih (pogosto v korodiranih jedrih) oziroma se povija okrog njih. Muskovit je v ravnotežju z granitno talino pri tlakih, višjih od 4 kbar (Clarke, 1992, 69).

Pirokseni

Pirokseni so redki. Velikost zrn ne presega 30μm. Našla sem jih le v sledovih v vzorcu granodiorita iz apofize T1, za katerega je značilna tudi visoka vsebnost mafičnih mineralov, predvsem rogovače. Od nje se loči po nekoliko višjem reliefu, odsotnosti lastne barve in pleohroizma in pojavu polisintetskega dvojčičenja (tabla 2, slika 3). Zaradi premajhne količine in velikosti zrn ni bilo možno določiti, kateremu piroksenu pripadajo niti z mikroskopijo in ne z rentgensko difrakcijo.

Apatit

Apatit je v vseh pohorskih magmatskih kamninah akcesoren mineral. Najmanjša zrna merijo 5μm, največja dosežejo 250μm, najpogosteje pa meri 100μm. Kristaliziral je zelo zgodaj, najverjetneje celo prvi. To dokazujejo njegovi vključki v ortitu (tabla 2, slika 1), obdanem z epitaksialnim robom epidota in vključenim v biotitu. Apatit je vključek tudi v plagioklazih tako v globočnini kot v predornini. Lahko je obdan s K-glinencem. Apatit, ki je vključen neposredno v biotitu, je lahko sekundarni restit. Prvotno je predstavljal vključek v restitnih piroksenih. Ko so ti reagirali s talino v rogovačo in biotit, se je apatit ohranil kot sekundarni restit (Chappell et al., 1987, 1128; Mackenzie et al., 1988, 2509). Dodaten dokaz, da je bil v talino prinesen apatit iz skorje, je prebitek celotnega P_2O_5 v kamnini. Granitoidne magme lahko zapustijo izvorno področje le s tako količino P_2O_5, kot je raztopljena v talini pri njenem nasičenju (Harrison & Watson, 1984, 1473). Običajna vrednost za granitoidne magme, nasičene s P_2O_5, je 0,01%–0,12%, kar ustreza temperaturi 750°C–900°C. Pohorske magmatske

kamnine (brez malchitov) vsebujejo povprečno približno 1,45% P_2O_5. Čas raztapljanja apatita je v mokri magmi (6% H_2O) pri 750 °C zelo kratek (20 let za 100 μm zrno), v suhi pri 950 °C pa daljši (2 milijona let za 100 μm zrno). Ker granitoidne magme navadno vsebujejo nad 3% H_2O, se je apatit, vnesen iz skorje, raztopil razmeroma hitro (Harrison & Watson, 1984, 1473). V talini pohorskih magmatskih kamnin se je večina vnesenega apatita verjetno raztopila, ohranil se je le tisti, ki so ga pred raztapljanjem zaščitili obdajajoči minerali. Apatit večinoma nastopa v paličastih zrnih, redkeje opazujemo pravilne heksagonalne preseke. Glede na eksperimentalne podatke je igličast apatit znak hitrega strjevanja taline (Reid et al., 1983, 247).

Ortit

Skoraj v vseh pohorskih magmatskih kamninah je ortit eden od pomembnejših akcesornih mineralov. Nisem ga našla le v nekaterih vzorcih iz severnega roba prvega in drugega profila in nekaterih porfiroidnih granodioritih. Večinoma ga je manj kot 1%. Izjemoma to vrednost presega v vzorcu P112 (1,4%). Zrna merijo med 20 μm in 500 μm, največkrat 80 μm. Od epidota se loči po intenzivnejši rjavi barvi. Kristaliziral je za apatitom in neprozornim mineralom, ki ju ponekod vključuje (tabla 2, slika 1). Za njim so se izločili vsi drugi minerali – epidot, sfen, rogovača, biotit (tabla 2, slika 1), plagioklazi, kremen in K-glinenec. Ortit pogosto kaže idiomorfne, ponekod hipidiomorfne preseke. Nekatera zrna so dvojčična, druga dvojčična in conarna ali samo conarna. Pogosto ga obdaja epitaksialni rob epidota (tabla 2, slika 1). Meja med obema mineraloma je ostra. Idiomorfna oblika zrn in odsotnost struktur preraščanja kažejo, da je v talini zelo zgodaj prišlo do nasičenja z ortitom, in da se je kristalizacija končala, ko je bilo prisotne še precej taline. Razlog za zgodnjo kristalizacijo ortita je njegova omejena topnost v granitoidnih talinah. Epidot je v kristalizacijski združbi nadomestil ortit, a z njim ni bistveno reagiral. Neodvisna, idiomorfna, enakomerno razporejena zrna približno enake velikosti in conarnost, vzporedna idiomorfnim kristalnim oblikam, so dokazi, da ortit ni restit, temveč je kristaliziral iz taline (Gromet & Silver, 1983, 931).

Epidot

Epidot zavzema v granodioritih in porfiroidnih granodioritih večinoma pod 1%, izjemoma ga je več (3,6% v vzorcu P112). Več ga je v jugovzhodnih delih masiva, v več vzorcih iz severozahodnega dela pa ga nisem našla. V jugovzhodnih delih se pojavlja predvsem kot magmatski mineral ali kot restit, drugod kot sekundarni mineral. Razpon velikosti zrn je med 40 μm in 500 μm, največkrat pa merijo 300 μm.

Za magmatski izvor govori epitaksialna rast okrog ortita (tabla 2, slika 1). Ostra meja med jedri ortita in robom epidota po ugotovitvah Dawesa in Evansa (1991, 1029, 1030) pomeni, da je rast ortita povzročila znižanje vsebnosti REE. Epidot je bil nestabilen, dokler se ni temperatura dovolj znižala, da je lahko epitaksialno obrastel ortit. Poleg tega pogosto nastopa v idiomorfnih kristalih, vključenih v drugih mineralih, zlasti biotitu. Tudi v tem primeru pogosto vključuje majhno jedro ortita, izjemoma pa je dvojčičen. Ward in drugi (1992, 787) so prav tako našli primarne vključke epidota v biotitu. Idiomorfizem epidota v pohorskem granodioritu kaže na njegovo primarno kristalizacijo iz magme (Gromet & Silver, 1983, 927). Naney (1983, 1025) je tudi eksperimentalno dokazal, da je epidot lahko primarna faza. Povišana vsebnost Fe povečuje njegovo stabilnost. Pri 800 MPa se pojavi v hipersolidus fazi, kar pomeni, da je soobstojnost epidota in silikatne taline odvisna od tlaka. Tudi Dawes in Evans (1991, 1029) omenjata kristalizacijo epidota ob visokih p_{tot} in p_{H_2O}. Izloča se lahko zelo

zgodaj, ko je v talini prisotnih manj kot 25% kristalov. Stabilnost mineralov, ki so rastli pri visokih pritiskih, po mnenju omenjenih avtorjev zahteva, da se je magma dvignila hitro iz globine, večje od 20km, kar kaže na to, da se tudi z vodo bogata silikatna talina lahko naenkrat dvigne do ravni skorje (pod 6km). Bellieni in drugi (1991, 37) tudi za epidot iz granitoidnih kamnin Rensna (Vzhodne Alpe) navajajo magmatski izvor. Predvidevajo pa, da je nastal med zadnjimi fazami kristalizacije, ko je s tekočino bogata preostala (rezidualna) magma povzročila spremembo zgodaj kristaliziranih faz. Amfibol, plagioklaz in magnetit so s talino reagirali v epidot, biotit in kremen. Menim, da se nastanek pohorskega epidota najbolje sklada s hipotezo Dawesa in Evansa (1991, 1029).

V plagioklazih opazimo skeletni epidot, oziroma je epidot vključen v restitnih jedrih. Predstavlja lahko restit (Dawes & Evans, 1991, 1022) ali pa je skeletna rast posledica hitre rasti oziroma prepočasnega dotoka snovi.

Sekundarni epidot nadomešča biotit, amfibole, plagioklaze in osnovo. Podobno pojavljanje epidota Cook in drugi (1991, 836) pripisujejo avtometamorfozi med zadnjimi fazami ohlajanja mokre magme.

Razmeroma pogosto sem opazila mineral, ki je ob izključenem analizatorju enak epidotu, ob vključenem analizatorju pa ima anomalne rumeno-modre interferenčne barve I. reda. Možno je, da pripada klinozoisitu, ali pa da gre za presek epidota, ki je blizu izotropnemu in so zato interferenčne barve nizke. V tabeli 3 sem take minerale uvrstila med klinozoisite.

Cirkon

Cirkon sem našla v večini kamnin. Ker se pojavlja v izredno drobnih, paličastih zrnih (pod 20μm), ga je ponekod težko določiti. Tudi njegova količina je v primerjavi z drugimi akcesornimi minerali zelo majhna. Prisotnost cirkona potrjuje, da je bila talina nasičena s Zr (Clarke, 1992, 71). Ker je pogosto vključen v plagioklazih in biotitu, je nastal pred njima ali pa je lahko tudi restit. Vendar ni jasno, kakšen je njegov odnos do mineralov, ki so kristalizirali med prvimi (apatit, ortit, sfen, neprozorni minerali). V skladu z ugotovitvami Charoya (1986, 588) lahko kristalizira zelo zgodaj ali celo predstavlja restit. Da je cirkon restitna faza, sklepajo Drummond in drugi (1988, 881) tudi iz dejstva, da je topnost Zr v peraluminijskih talinah omejena, večina vzorcev pa vsebuje nad 100 ppm Zr. Enako velja tudi za raziskovane vzorce.

Neprozorni minerali

V vseh vzorcih sem našla neprozorne minerale. Merijo od 10μm do 1000μm, najpogosteje 100μm. Pirit prepoznamo v kamnini tudi makroskopsko. V granodioritu se ponekod kopiči v manjših gnezdih. Neprozorni minerali so verjetno kristalizirali zelo zgodaj, saj so vključeni v ortit in pogosto kažejo idiomorfne oblike. V porfiroidnih granodioritih neprozoren mineral ponekod rdečkasto preseva, kar kažejo na možno prisotnost magnetita ali hematita, vendar ju je težko razlikovati med seboj in od pirita. Hematit je v težki frakciji in vzorcu Tp1 potrdila tudi rentgenska difrakcija. Magnetit se je izločil iz biotita ob njegovi kloritizaciji. Neprozorni minerali in biotit so v nekaterih vzorcih limonitizirani.

Sfen

V približno polovici vseh pregledanih vzorcev sem ugotovila prisotnost sfena. Največ ga je v granodioritih, kjer lahko po modalni sestavi zavzema do 1%, v vzorcu iz apo-

fize T1 celo 1,5%. V porfiroidnih granodioritih, predvsem v različkih z drobnozrnato osnovo, je manj pogost oziroma ga nisem našla. Pojavlja se v izoliranih, idiomorfnih do hipidiomorfnih zrnih, zvečine velikih med 500μm in 700μm. Kristaliziral je razmeroma zgodaj, a za ortitom, ki se pojavlja v njem kot vključek. Gromet in Silver (1983, 931) navajata, da je zgodnja kristalizacija sfena posledica njegove omejene topnosti v talinah granitne sestave. Progresivna kristalizacija granitne magme daje z SiO_2 obogatene rezidualne taline, kar povzroči kristalizacijo sfena in ortita, ko je prisotno še približno 50% taline. Železovi in titanovi oksidi so verjetno oblikovali kristalizacijska jedra sfena. Izločanje biotita je povzročilo padec vsebnosti TiO_2 v talini in s tem preprečilo nadaljnjo kristalizacijo sfena.

Sfen je redkeje hipidiomorfen. Takrat je deloma lahko nastal kot razpadni produkt biotita (Nabelek et al., 1986, 1039). V vzorcih porfiroidnih granodioritov je takšen sfen težko ločiti od kalcita. Kot produkt sprememb dacitov iz adamellskega masiva Beccaluva in drugi (1983, 343) poleg sericita, ortita, epidota in klorita navajajo tudi sfen.

Granati

Granati se le izjemoma pojavljajo v vzorcih granodiorita iz jugovzhodnega dela masiva. Največ in največji so v vzorcu T3, ki predstavlja najbolj jugovzhodno ležeči granodiorit v stiku z metamorfnimi kamninami. Dosežejo približno 1000μm. Granati kažejo prekinjeno rast. Po prvi stopnji kristalizacije so bila jedra korodirana. Obdali so jih plagioklazi, biotit in kremen. Ob nadaljevanju rasti so večinoma dobili idiomorfno obliko. Ponekod je pri nadaljnji rasti granat le delno obdal starejše jedro (tabla 1, slika 2). Zunanji rob granatov ponekod nadomeščata biotit in epidot. Ni gotovo, ali je izvor granatov magmatski ali metamorfen. Dawes in Evans (1991, 1024) omenjata, da magmatski izvor potrjujejo idiomorfne oblike, ki so lahko zaobljene ali resorbirane, nastopanje v magmatskih plagioklazih s conarnostjo in predvsem kemična sestava. Za granate, vnesene v talino iz metamorfnih kamnin je značilno, da so zaobljeni, obdani z osnovo in kažejo korodirane obroče, zapolnjene s kloritom. Drummond in drugi (1988, 874) ločijo magmatski granat od metamorfnega po idiomorfnih do hipidiomorfnih oblikah; velikosti zrn, primerljivi z zrnavostjo preostale kamnine; odsotnosti razpadnih produktov granata, kar kaže na ravnotežje s peraluminijsko talino. Glede na strukturo pohorskih granatov ne moremo točno določiti njihovega izvora. Kemičnih analiz, ki bi pomagale pri ugotavljanju njihovega izvora, nimamo, zato puščam vprašanje njihovega nastanka zaenkrat še odprto.

Klorit

Kloritizacija je najpogostnejša sprememba mafičnih mineralov. Zasledila je nisem le v zelo svežih vzorcih. Biotit je bolj kloritiziran kot rogovača (tabla 3, slika 4). Kjer so spremembe najmočnejše, opazujemo popolno psevdomorfozo klorita po biotitu. Klorit ponekod pahljačasto zapolnjuje razpoke ali nadomešča osnovo. Navadno je svetlo zelen in pleohroičen, izjemoma je brezbarven ali slamnato rumen. Skoraj vedno kaže vijoličaste anomalne interferenčne barve I. reda. Kadar so le-te berlinsko modre, gre za različek penin.

Kalcit

Kalcit je nastal ob razpadu Ca-plagioklazov, biotita in ponekod rogovače. V hidrotermalno spremenjenih vzorcih zapolnjuje razpoke in nadomešča osnovo. V teh vzorcih so pogostna večja polja kalcita z dobro vidnimi dvojčičnimi lamelami. Ob robovih

so pogosto degradacijsko rekristalizirana (tabla 2, slika 2). V porfiroidnem granodioritu se izjemoma pojavljajo votlinice. Te so ponekod zapolnjene s pahljačastim kalcitom. V hidrotermalno spremenjenih vzorcih je količina kalcita previsoka (1%–3%), da bi jo lahko pripisali le mobilizaciji iz mineralnih faz, ki vsebujejo Ca. Sklepam, da je bil v kamnine prinesen tudi s hidrotermalnimi raztopinami.

Malchit

Struktura

Malchiti so holokristalne, drobnozrnate kamnine. Večinoma so neenakomerno zrnati. Imajo porfiroidno strukturo. Po zrnavosti osnove, razmerju med minerali v osnovi ter številu in vrsti vtrošnikov jih je možno ločiti v več podskupin.

Pri večini debelozrnatih vzorcev je razmerje med plagioklazi in rogovačo v osnovi približno enako. V vzorcih M14 in M19 nekoliko prevladujejo plagioklazi, v vzorcu M16 pa rogovača. Vtrošnikov je povsod izredno malo. Največkrat jih več pripada plagioklazom, le izjemoma rogovači (M14 in M19). V srednjezrnatih vzorcih je osnove med 60% in 80%. Večinoma v njej prevladujejo plagioklazi. Ti so prav tako prevladujoči vtrošnik. Tudi v drobnozrnatih vzorcih zavzema osnova med 60% in 80%. V vzorcih M2 in M10 je razmerje med mafičnimi in sličnimi minerali v osnovi enako, pri drugih pa prevladuje rogovača. Ta je tudi najpogostnejši vtrošnik. Izjema je vzorec M2, kjer prevladujejo plagioklazi. Ker se malchiti med seboj precej razlikujejo, zagotovo niso nastali istočasno. Mehanizem nastanka in izvorna magma pa sta bila verjetno precej podobna.

Mineralna sestava

V malchitih sem pod mikroskopom določila rogovačo, biotit, plagioklaze in kremen. Akcesorni minerali so apatit, ortit, sfen, cirkon in neprozorni minerali. Kot sekundarni minerali so nastali sericit, klorit, epidot, ?klinozoisit, kalcit, limonit in aktinolit. Z rentgensko difrakcijo je bila v nekaterih vzorcih potrjena tudi prisotnost K-glinenca, ki je ponekod ortoklaz, drugod mikroklin. Ker ga pod mikroskopom nisem opazila, je verjetno ves v osnovi. V nadaljevanju opisujem samo bistvene minerale malchitov. Za preostale velja, da nastopajo podobno kot v drugih pohorskih magmatskih kamninah.

Kremen

V malchitih tvori kremen tako osnovo kot posamezne vtrošnike. Glede na rezultate rentgenske difrakcije ga je med 10% in 20%, po modalni sestavi, kjer je količina zaradi pojavljanja v osnovi podcenjena, pa do 3%. Kremenovi vtrošniki (velikost med 300 μm in 500 μm) predstavljajo starejšo, kremen iz osnove (velikost od 5 μm do 50 μm) pa mlajšo generacijo. Vtrošniki so vedno zaobljeni ali korodirani. Redko so obdani z obročem mafičnih mineralov, bodisi neprozornih ali popolnoma kloritiziranih, tako da ni mogoče ugotoviti, kaj je bil prvotni mineral. Podobno strukturo v adamellskih kamninah opisujeta Blundy in Sparks (1992, 1042). Obroč rogovače okrog kremena naj bi nastal zaradi reakcije ksenokristalov kremena z magmo mafičnih vključkov. Chappell in drugi (1987, 1115) na podlagi take strukture uvrščajo kremen med restitne minerale.

Plagioklazi

Plagioklazov je v malchitih med 30% in 60%, vendar je zlasti v osnovi količino težko določiti. V debelozrnati osnovi (400μm) imajo plagioklazi idiomorfne do hipidiomorfne oblike. So conarni in dvojčični. V srednje- in drobnozrnati osnovi (od 5μm do 250μm) so hipidiomorfni in ksenomorfni. Generacija v osnovi je najmlajša. V vtrošnikih jih je med 3% in 30%. Veliki so med 500μm in 2000μm, največkrat 1000μm. So idiomorfni, conarni in dvojčični. V nekaterih primerih so zaobljeni. Ponekod opazimo starejša, zaobljena jedra, okrog katerih se je nadaljevala conarna rast. Nekateri vtrošniki so obraščeni z epitaksialnim robom (tabla 2, slika 4). Vtrošniki so verjetno kristalizirali v več stopnjah ali pa so se pogoji v magmi spreminjali. Tako opazimo vtrošnike, ki imajo najmočneje spremenjena jedra, vmesno cono ali zunanji rob. Najbolj spremenjeni del naj bi ustrezal najbolj bazični coni (coni z največ Ca). Plagioklazi vključujejo cirkon, apatit in rogovačo. Najpogostnejša sprememba je sericitizacija, redkeje karbonatizacija in epidotizacija. V neposredni bližini stika s granodioritno prikamnino so močneje spremenjeni.

Rogovača

Rogovače je do 65%. V osnovi je v drobnih iglicah (od 20μm do 100μm), ki ponekod kažejo fluidalno strukturo. V vtrošnikih je idiomorfna, redkeje hipidiomorfna. Vtrošniki merijo od 100μm do 1,5cm, največkrat 2000μm. Pogosto opazimo preproste dvojčke po (100). Dvojčičenje je lahko tudi bolj zapleteno. Preraščata se lahko dva ali trije dvojčični kristali. Zrna so pogosto razpokana. Nastale razpoke so zapolnili minerali osnove, med katerimi je tudi igličasta rogovača (tabla 2, slika 4). V posameznih primerih vidimo tudi skeletno rast rogovače. V mafičnih vključkih v adamellskem masivu ima rogovača prav tako votla jedra, zapolnjena s plagioklazi. Blundy in Sparks (1992, 1057) sta pojav razložila s hitro podhladitvijo mokre bazične magme, v kateri pred tem ni bilo rogovače. Do strjevanja je prišlo pri temperaturi 960°C ali pod njo. Vsaj deloma lahko ta interpretacija velja tudi za malchit, kjer je skeletna rast nedvoumna. Izjemoma se rogovača nakopiči v gnezdih ali gradi izredno velike vtrošnike (do 1cm). Redko je spremenjena. Največkrat je epidotizirana, redkeje kloritizirana in karbonatizirana. Kloritizacija je intenzivnejša le ob stiku s granodioritom.

Aktinolit

V vzorcu M14b sem določila sekundarni aktinolit. Vsi vzorci iz tega vzorčnega mesta, ki verjetno leži ob prelomni coni, so močno spremenjeni. Mafični minerali so v različkih M14a in M14b popolnoma epidotizirani, tako da jih pravzaprav ne prepoznamo več. V drobneje zrnatem različku M14 je rogovača sicer ohranjena, a tudi tu je epidota približno 5%. Za adamellske kamnine Jobstraibizer in drugi (1983, 334) prav tako omenjajo pojav sekundarnega aktinolita, medtem ko Blundy in Sparks (1992, 1061) navajata nizkotemperaturno metamorfno združbo tremolit-klorit-epidot, ki je posledica delovanja poznejših raztopin.

Sklep

Prvotna talina, iz katere so kristalizirale pohorske magmatske kamnine, je vsebovala restitna zrna, ki izvirajo iz izvorne kamnine – amfibolita. Tak značaj kažejo predvsem homogena in korodirana jedra plagioklazov ter vključki biotita (in musko-

vita) v njih. Glede na geokemične podatke sta bili restitni fazi delno tudi apatit in cirkon.

Iz magme so prvi kristalizirali sulfidi. Sledil jim je apatit. Možno je, da se je sočasno z njim začel izločati tudi cirkon. Naslednji je nastal ortit. Po zmanjšanju vsebnosti LREE se je namesto njega pričel izločati epidot. V magmi je bilo prisotnih manj kot 25% kristalov. Pritiski so v tej fazi presegali 800MPa. Zaradi omejene topnosti TiO_2 v granitoidni magmi je nato kristaliziral sfen. Sledilo je izločanje bodisi biotita ali rogovače. Glede na to, da biotit lahko kristalizira iz bolj suhe magme kot rogovača, je možno, da je v resnici kristaliziral nekoliko pred njo. Oba minerala sta nekaj časa kristalizirala sočasno, zato odnosi med njima niso jasni. Razmere, ki so vladale ob izločanju rogovače, so bile tlak 800MPa in 10% vode v talini. Biotit je nadomeščal rogovačo prek širokega razpona temperatur, ko je bila magma še tekoča. Z začetkom izločanja biotita se je zaradi padca TiO_2 v magmi končala kristalizacija sfena. Kristalizacija rogovače se je končala, biotita pa nadaljevala. Pridružili so se mu plagioklazi. Glede na to, da so conarni, je bila temperatura nižja od 1000°C, parcialni tlak vode pa je bil spremenljiv. Sledila je kristalizacija kremena prve generacije in bolj kislih plagioklazov. V končni fazi so biotit tretje generacije, kremen druge generacije in muskovit zapolnili prostore med zrni. Ob izločanju muskovita je bil tlak višji od 400MPa. V tej fazi je magmatski masiv v glavnem otrdel.

V naslednji fazi je zaradi tektonskih dogajanj kamnina razpokala. Nastale so razpoke, zdrobljene cone in toge deformacije mineralnih zrn. Skozi razpoke so se pretakale avtometamorfne raztopine, iz katerih se je izločal K-glinenec. Ob njegovem stiku s plagioklazi je pogosto prišlo do nastanka mirmekitske strukture. Zaradi delovanja raztopin, lahko pa tudi povišanih pritiskov, je pri temperaturah med 700°C in 750°C prišlo do mikroklinizacije.

Med zadnjimi fazami ohlajanja magmatskega masiva so se zaradi avtometamorfoze biotit in glinenci ponekod spremenili v klorit, epidot, sfen, kalcit, sericit in kaolinit. Ponekod v severozahodnem delu masiva so bile spremembe hidrotermalne. Temperatura teh sprememb je bila glede na mineralno združbo med 200°C in 220°C.

Minerals from the Pohorje igneous massif

Summary

The granodiorite and its porphyritic varieties have similar mineralogical composition. The mineral association is dominated by 80%–95% of salic minerals: quartz, medium plagioclase, K-feldspar. The prevailing mafic mineral is biotite, and hornblende is scarce. Accessory minerals are apatite, orthite, sphene, epidote, zircon, opaque minerals, muscovite, pyroxene and garnet. In the lamprophyres, the most abundant minerals are hornblende and medium plagioclase.

The first minerals that were present in the magma were restitic plagioclases that are preserved as corroded core in the plagioclases of the first generation. According to Zr and P content, the apatite and zircon could also be of restitic origin (Chappell et al., 1987; Mackenzie et al., 1988; Charoy, 1986; Drummond et al., 1988).

The first phases to crystallise from the magma were probably sulphides, followed by apatite, zircon and orthite. Gradationally zoned orthite, epitaxially overgrown by epidote is common. It is a consequence of the LREE content decrease in the melt.

At this stage in the melt there were present less than 25% of crystals (Dawes & Evans, 1991). The pressure was over 800MPa (Naney, 1983). The limited TiO_2 solubility in the melt facilitated sphene crystallisation (Gromet & Silver, 1983). Next in the crystallisation sequence was biotite and/or hornblende. Some observations suggest that biotite may be expected to form under "drier" conditions than hornblende (Naney, 1983). Hornblende precipitation ended and biotite continued. In the still liquid magma hornblende was partly replaced by biotite over a wide range of temperatures. The precipitation of biotite caused TiO_2 decrease that stopped sphene crystallisation. The first generation of plagioclases followed. These plagioclase grains are twinned and/or normal and oscillatory zoned. The temperature of crystallisation was lower than 1000°C (Chapell et al., 1987) and p_{H_2O} was changeable (Jonasson et al., 1992). Next in the crystallisation sequence was the first generation of quartz and the second of plagioclases. The second generation of biotite, quartz, and exceptionally muscovite, crystallised in the interstices.

After cooling the intrusive body was subjected to brittle deformation. Subsequent fluid circulation caused fracture cementation and partial recrystallisation. On the contacts between plagioclases and K-feldspars occurred myrmekitic structure. K-feldspar occurs in poikilitic crystals developing from later potassium rich solutions. They show intermediate to high triclinity caused by increased pressure and/or fluid activity at temperatures between 700°C and 750°C (Jobstraibizer et al., 1983).

The majority of rocks was partly autometamorphosed – primary minerals were partially or fully replaced by chlorite, epidote, sphene, calcite, sericite or kaolinite. According to the mineral assemblage, the changes were hydrothermal in some places, reaching temperatures of 200°C to 220°C (Parneix et al., 1985).

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. K-glinenec (K) vkjučuje in nadomešča rogovačo (h), biotit (bt), dvojčične in conarne plagioklaze (p) in kremen (q)
Vzorec P306. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

Fig. 1. K-feldspar (K) incorporating and replacing hornblende (h), biotite (bt), twinned and zoned plagioclase (p) and quartz (q)
Sample P306. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 2. Granat (g) kaže prekinjeno rast. Jedro so korodirali plagioklazi (p). Plagioklaze nadomešča K-glinenec (K)
Vzorec T3. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

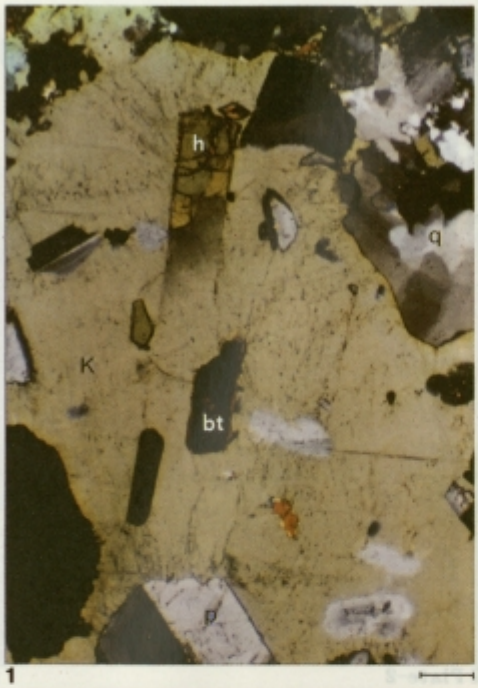
Fig. 2. Garnet (g) showing interrupted crystallisation. Its core corroded by plagioclases (p). K-feldspar (K) is replacing plagioclase
Sample T3. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 3. V homogenem restitnem jedru plagioklaza (p) sta vključena biotit (bt) in muskovit. Obrašča ga mlajši conaren plagioklaz. Medprostore zapolnjujeta muskovit (m) in kremen (q)
Vzorec P212. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

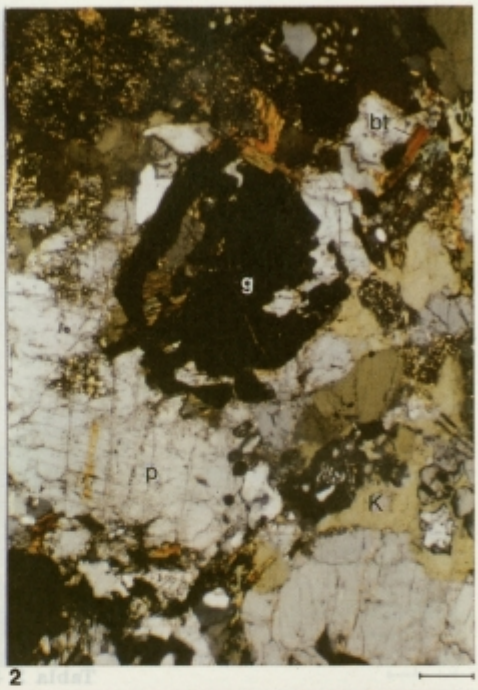
Fig. 3. Homogenous restitic core of plagioclase (p) incorporating biotite (bt) and muscovite is overgrown by zoned plagioclase. Muscovite (mu) and quartz (q) in the interstices
Sample P212. Crossed polars. Scale bar 0.2mm

Sl. 4. Delno mikroklinizirani (mik) K-glinenec (K) nadomešča biotit (bt), kremen (q) in polisintetsko dvojčične plagioklaze (p)
Vzorec P211. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2mm

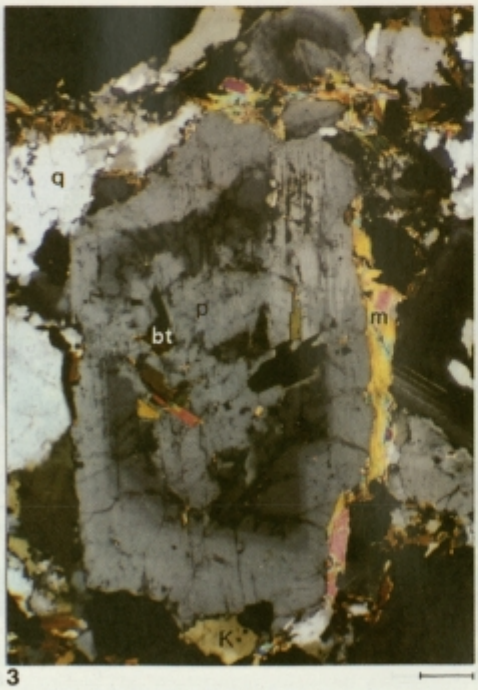
Fig. 4. Partly microclinised (mik) K-feldspar (K) is replacing biotite (bt), quartz (q) and polisynthetic twinned plagioclases (p)
Sample P211. Crossed polars. Scale bar 0.2mm



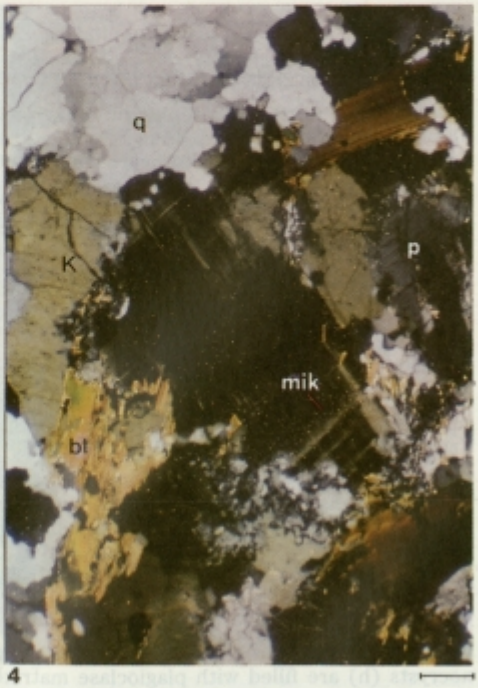
1



2



3



4

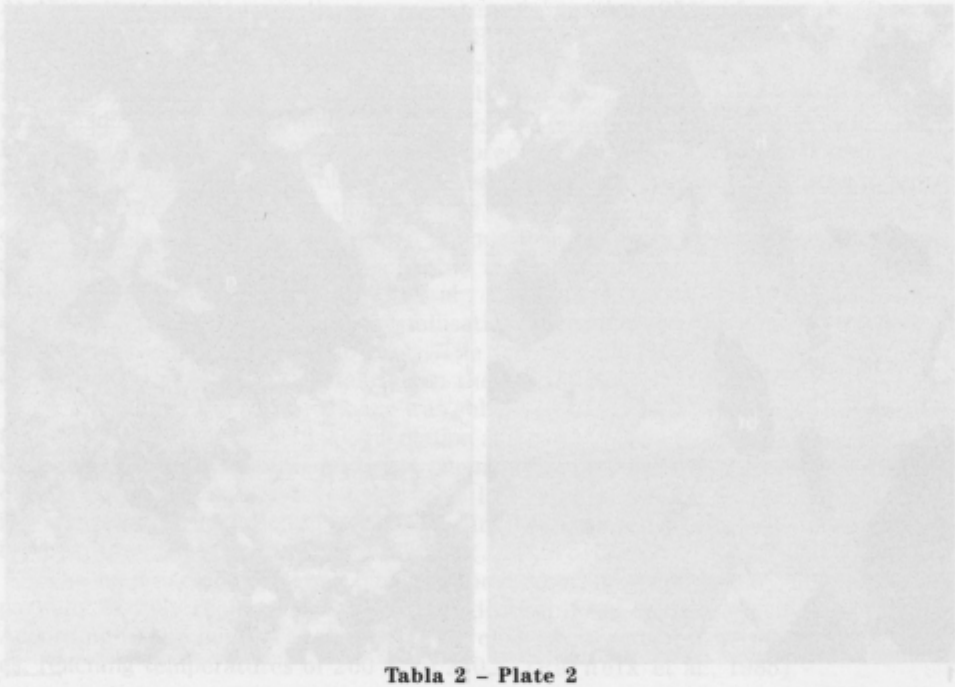


Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1. Dvojčični ortit (o), obdan z epitaksialnim robom epidota (e), vključuje iglice apatita (a). Vse obdaja biotit (bt)
Vzorec P101. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1 mm

Fig. 1. Twinned orthite (o) epitactic overgrown by epidote (e) and incorporating apatite needles (a) in biotite (bt)
Sample P101. Crossed polars. Scale bar 0.1 mm

Sl. 2. Kalcit (cc) je degradacijsko rekristaliziran. Nekatera zrna biotita so hidrotermalno popolnoma spremenjena v kalcit in belo sljudo (m). Vtrošniki kremena (q) so ostali nespremenjeni
Vzorec D12. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1 mm

Fig. 2. Degradational recrystallisation of calcite (cc). Some biotite phenocrysts are completely hydrothermally altered in calcite and white mica (m). Quartz (q) phenocrysts remained unchanged
Sample D12. Crossed polars. Scale bar 0.1 mm

Sl. 3. Zrno piroksena (px) s polisintetskimi dvojčičnimi lamelami, idiomorfna in ksenomorfna zrna rogovače (h), plagioklazi (p), kremen (q) in K-glinenec (K)
Vzorec T1. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1 mm

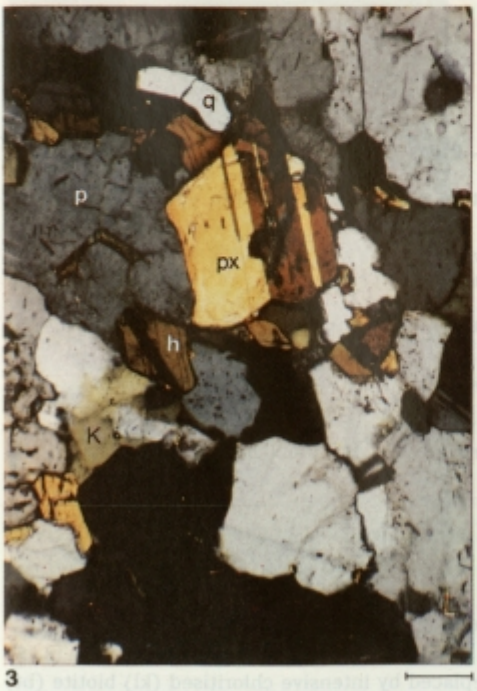
Fig. 3. Pyroxene (px) grain with polisynthetic lamellar twinning, idiomorphic and xenomorphic hornblende (h), plagioclases (p), quartz (q) and K-feldspar (K)
Sample T1. Crossed polars. Scale bar 0.1 mm

Sl. 4. Vtrošnik plagioklaza (p) je preprosto dvojčičen in conaren. Obdan je z epitaksialnim robom. Vtrošniki rogovače (h) so razpokani. Razpoke so zapolnjene z osnovo iz plagioklazov
Vzorec M15. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2 mm

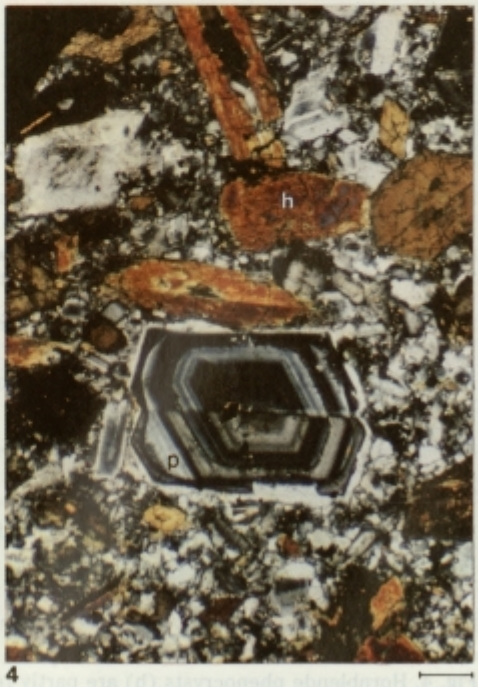
Fig. 4. Simply twinned plagioclase phenocryst (p) with epitactic rim. Fractured hornblende phenocrysts (h) are filled with plagioclase matrix
Vzorec M15. Crossed polars. Scale bar 0.2 mm

1

2



3



4

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1. Na stiku plagioklaza in K-glinenca je nastala mirmekitska struktura
Vzorec P101. Navzkrižna nikola. Merilo 0,1 mm

Fig. 1. Myrmekitic texture on the contact between plagioclase (p) and K-feldspar (K)
Sample P101. Crossed polars. Scale bar 0.1 mm

Sl. 2. Idiomorfni in magmatsko zaobljeni vtrošniki kremena (q) v kriptokristalni osnovi
Vzorec D12. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2 mm

Fig. 2. Idiomorphic and embayed quartz phenocrysts (q) in kryptocrystalline matrix
Sample D12. Crossed polars. Scale bar 0.2 mm

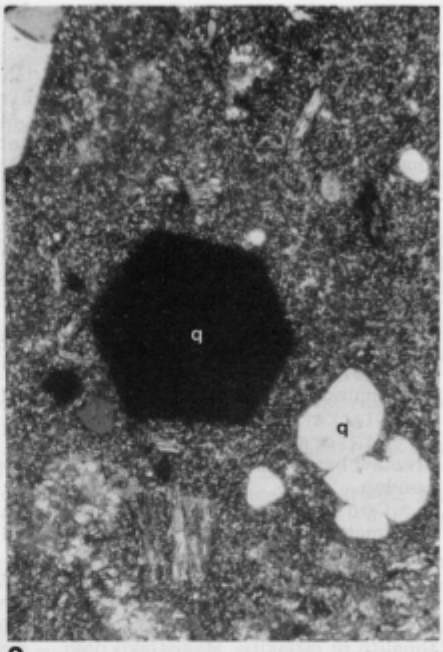
Sl. 3. Vtrošniki magmatsko korodiranega kremena (q) in delno zaobljenih in sericitiziranih plagioklazov (p) v kriptoristalni osnovi
Vzorec D12. Navzkrižna nikola. Merilo 0,2 mm

Fig. 3. Phenocrysts of embayed quartz (q) and partly resorbed sericitised plagioclases (p) in kryptocrystalline matrix
Sample D12. Crossed polars. Scale bar 0.2 mm

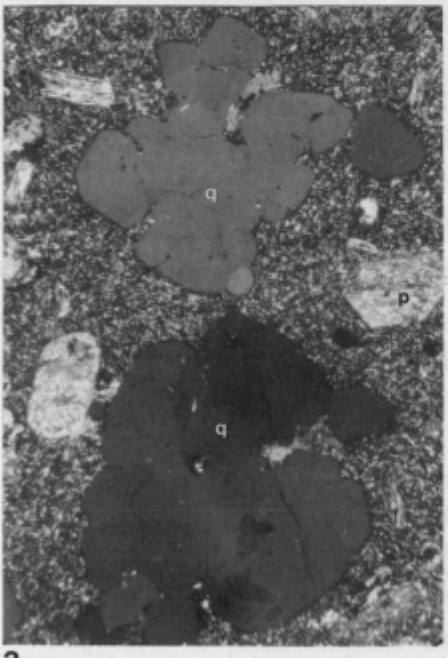
Sl. 4. Vtrošnika rogovače (h) nadomešča močno kloritizirani (kl) biotit (bt)
Vzorec D5. Vzporedna nikola. Merilo 0,1 mm

Fig. 4. Hornblende phenocrysts (h) are partly replaced by intensive chloritised (kl) biotite (bt)
Sample D5. Parallel polars. Scale bar 0.1 mm

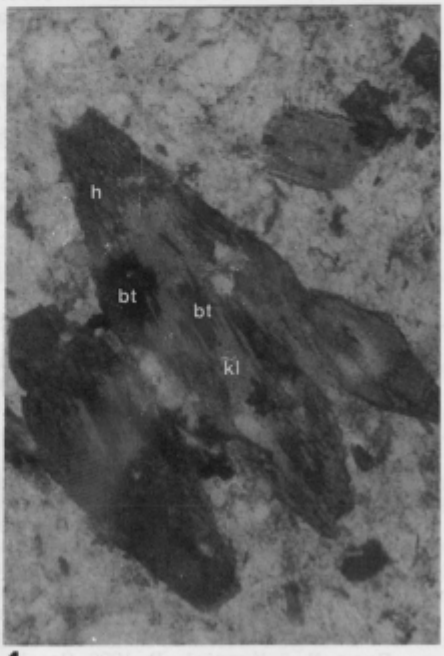
1



2



3



4

Literatura

Beccaluva, L., Bigioggero, B., Chiesa, S. Colombo, A., Fanti, G., Gatto, G. O., Gregnanin, A., Montrasio, A., Piccirillo, E. M. & Tunesi, A. 1983: Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps. – Mem. Soc. Geol. It. *26*, 341–359, Rim.

Bellieni, G., Cavazzini, G., Fioretti, A. M., Peccerillo, A. & Poli, G. 1991: Geochemical and isotopic evidence for crystal fractionation, AFC and crustal anatexis in the genesis of the Rensen Plutonic Complex (Eastern Alps, Italy). – Chem. Geol. *92*, 21–44, Amsterdam.

Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J. 1992: Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of Adamello massif, Italy. – J. Petrol. *33*, 1039–1104, London.

Chappell, B. W., White, A. J. R. & Wyborn, D. 1987: The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. – J. Petrol. *28*, 1111–1138, London.

Charoy, B. 1986: The genesis of the Cornubian batholith (south-west England): the example of the Carnmernellis pluton. – J. Petrol. *27*, 571–604, London.

Clark, R. G. Jr. & Lyons, J. B. 1986: Petrogenesis of the Kinsman Intrusive Suite: Peraluminous granitoids of western New Hampshire. – J. Petrol. *27*, 1365–1393, London.

Clarke, D. B. 1992: Granitoid rocks. – Champman & Hall, 283 pp. London.

Clifford, T. N., Nicolaysen, L. O. & Burger, A. J. 1962: Petrology and age of the preotavi basement granite at Franzfontain, northern south-west Africa. – J. Petrol. *3*, 244–279, London.

Cook, R. D., Crawford, M. L., Omar, G. I. & Crawford, W. A. 1991: Magmatism and deformation, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska. – Geol. Soc. Am. Bull. *103*, 829–841, Boulder.

Činč, B. 1988: Geokemične in mineraloške značilnosti aplitnih žil v Cezlaškem kamnolomu. Diplomsko delo. – Knjižnica Oddelka za geologijo, 98 pp., Ljubljana.

Činč, B. 1992: Mineraloške in geokemične značilnosti aplitnih in pegmatitnih žil v pohorskem tonalitu in čizlakitu. Magistrsko delo. – Knjižnica Oddelka za geologijo, 106 pp., Ljubljana.

Dawes, R. L. & Evans, B. W. 1991: Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. – Geol. Soc. Am. Bull. *103*, 1017–1031, Boulder.

Dawson, K. R. & Whitten, E. H. T. 1962: Variation of the Lacorne, La Motte, Preissac Granitic Complex, Quebec, Canada. – J. Petrol. *3*, 1–37, London.

Del Moro, A., Pardini, G., Quercioli, C., Villa, I. M. & Callegari, E. 1983: Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps. – Mem. Soc. Geol. It. *26*, 285–299, Rim.

Dolar-Mantuani, L. 1935: Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. – Geol. an. Balk. pol. *12*, 1–165, Beograd.

Dolar-Mantuani, L. 1938a: Tonaliti na Pohorju, tako zvani pohorski graniti. – Tehnika in gospodarstvo *4*, 17-32, Ljubljana.

Dolar-Mantuani, L. 1938b: Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje. – Geološki anali balkanskog poluostrva, 281–414, Beograd.

Dolar-Mantuani, L. 1939: Porfirske kamnine zapadnega Pohorja. – Zbornik prirodoslovnega društva *1*, 36–39, Ljubljana.

Dolar-Mantuani, L. 1940: Diferencijacija magmatskih kamnin na Pohorju. – Razprave matematično-prirodoslovnega razreda Akad. znan. Lj., 1–13, Ljubljana.

Dolar-Mantuani, L. & Klemen, R. 1940: Ein Spessartit aus dem Pohorje – Gebirge (Jugoslawien). – Zentralblatt f. Mineralogie etc., 113–127.

Dolenec, T., Pezdič, J. & Strmole, D. 1987: Izotopska sestava kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu. – Geologija *30*, 231–244, Ljubljana.

Drummond, M. S., Wesolowski, D. & Allison, D. T. 1988: Generation, diversification, and emplacement of the Rockford granite Alabama, Appalaccians: Mineralogic, petrologic, isotopic (C&O), and P-T constrains. – J. Petrol. *29/4*, 869–897, London.

Duhovnik, J. 1956: Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. – Zbornik 1. jugoslovanskega geološkega kongresa na Bledu, 23–26, Ljubljana.

Faninger, E. 1970: Pohorski tonalit in njegovi diferenciati. – Geologija *13*, 35–104, Ljubljana.

Faninger, E. 1973: Pohorske magmatske kamnine. – Geologija *16*, 271–315, Ljubljana.

Feng, R. & Kerrich, R. 1992: Geochemical evolution of granitoids from the archean Abitibi southern volcanic zone and the Pontiac subprovince, Superior province, Canada: Implications for tectonic history and source regions. – Chem. Geol. *98*, 23–70, Amsterdam.

Germovšek, C. 1952: Petrografska karta Pohorja 1:25000. Rokopisna karta. – Knjižnica Oddelka za geologijo, Ljubljana.

Germovšek, C. 1954: Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. – Geologija *2*, 191–210, Ljubljana.

Gromet, L. P. & Silver, L. T. 1983: Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. – Geochim. Cosmochim. Acta *47*, 925–939, New York.

Hall, A. 1967: The distrubution of some major and trace element in feldspars from the Rosses and Ardora granite complexes, Donegal, Ireland. – Geochim. Cosmochim. Acta *31*, 835–847, New York.

Harrison, T. M. & Watson, E. B. 1984: The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. – Gechim. Cosmochim. Acta *48*, 1467–1478, New York.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1971: Pohorske metamorfne kamnine. – Geologija *14*, 187–226, Ljubljana.

Holtz, F. & Barbey, P. 1991: Genesis of peraluminous granites II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (North Portugal). Sequential melting vs. restit unmixing. – J. Petrol. *32*, 959–978, London.

Jobstraibizer, P. G., De Pieri, R. & Callegari, E. 1983: The main minerals of the Adamello massif, Northern Italy. – Mem. Soc. Geol. It. *26*, 323–340, Rim.

Jonasson, K., Holm, P. M. & Pedresen, A. K. 1992: Petrogenesis of silicic rocks from the Kroksfjordur cental volcano, NW Iceland. – J. Petrol. *33*, 1345–1369, London.

Kleemann, G. J. & Twist, D. 1989: The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism. – J. Petrol. *30*, 1383–1414, London.

Maaloe, S. & Wyllie, P. J. 1975: Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. – Contr. Miner. Petrol. *52*, 175–191.

Mackenzie, D. E., Black, L. P. & Sun, S. 1988: Origin of alkali feldspar granites: An example for the Poimena granite, northeastern Tasmania, Australia. – Geochim. Cosmochim. Acta *52*, 2507–2524, New York.

Mioč, P. 1978: Tolmač za list Slovenj Gradec. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 74 pp., Beograd.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1965–1985: Geološka karta 1:25000 Vitanje, Vuzenica, Slovenska Bistrica, Ribnica na Pohorju, Oplotnica, Mislinja, Slovenj Gradec. Rokopisne karte. – Arhiv IGGG, Ljubljana.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1972, Osnovna geološka karta SFRJ Slovenj Gradec 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1989: Tolmač za lista Maribor in Leibnitz. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 60 pp., Beograd.

Nabelek, P. I., Papike, J. J. & Laul, J. C. 1986: The Notch Peak granitic stock, Utah: Origin of reverse zoning and petrogenesis. – J. Petrol. *27*, 1035–1069, London.

Naney, M. T. 1983: Phase equlibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. – Am. J. Sci. *283*, 993–1033.

Parneix, J. C., Beaufort, D., Dudoignon, P. & Meunier, A. 1985: Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. – Chem. Geol. *51*, 89–101, Amsterdam.

Reid, J. B. Jr., Evans, O. C. & Fates, D. G. 1983: Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. – Earth Planet. Sci. Lett. *66*, 234–261.

Speer, J. A. 1987: Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. – American Mineralogist *72*, 863–878.

Ward, C. D., McArthur, J. M. & Walsh, J. N. 1992: Rare earth element behaviour during evolution and alteration of the Dartmoor granite, SW Engaland. – J. Petrol. *33*, 785–815, London.

Wones, D. R. 1980: Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine. – American Mineralogist *65*, 411–437.

Zen, E. 1986: Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallizatin: Some mineralogic and petrographic constrains. – J. Petrol. *27*, 1095–1117, London.

Zupančič, N. 1994a: Petrografske značilnosti in klasifikacija pohorskih magmatskih kamnin. – Rud.-metal. zb. *41*, 101–112, Ljubljana.

Zupančič, N. 1994b: Geokemične značilnosti in nastanek pohorskih magmatskih kamnin. – Rud.-metal. zb. *41*, 113–128, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 305–319 (1994/95), Ljubljana

Metodološki prispevek h geokemični razčlenitvi premogovih plasti

Methodological contribution to geochemical subdivision of coal seams

Jože Uhan
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Pri obsežni statistični obdelavi geokemičnih podatkov zasavskega premoga se je ponudila možnost uporabe porazdelitvenih zakonitosti geokemičnih faktorjev in klasterjev za razčlenitev in genetsko interpretacijo premogovih plasti. Po vzorčnem načrtu za analizo variance so intervalni vzorci premoga in prikamnin prinašali podatke tehnoloških, elementarnih in atomsko- emisijsko- spektrometrijskih analiz ter silikatnih analiz premogovega pepela. Variabilnost vseh merjenih spremenljivk smo preučili na regionalni, profilni, vzorčni in analitski ravni. Po faktorski analizi triindvajset izbranih spremenljivk je bil vsebinsko opredeljen terigeni (K, Cu, V, Cr, pepelnost, Zn, Be, Co, Al_2O_3, SiO_2), karbonatni (Mn, CO_2, Fe_2O_3, Ni), sulfidno-sulfatni (sulfidno in sulfatno žveplo, Fe_2O_3), dušikovo-vodikovi (O, N, H) in tipomorfni faktor (Sr, Ca, organsko žveplo, C, Ba). Pet sintetičnih spremenljivk (faktorjev) pojasnjuje 79% celotne spremenljivosti. Že na podlagi prvih treh faktorskih vrednosti pa lahko vzorce z dendrogramom klastrske analize razvrstimo v posamezne skupine vzorcev (clusterje), ki predstavljajo različne geokemične segmente premogovih plasti.

Ob uporabi predstavljenih metodoloških izhodišč na temeljnih profilih strukturnih enot posameznih premogonosnih bazenov bi z nadaljnimi multidisciplinarnimi raziskavami lahko zgradili genetske modele slovenskih paleošotišč. Članek je prispevek k iskanju primerne geokemične metodologije za dosego tega raziskovalnega cilja.

Abstract

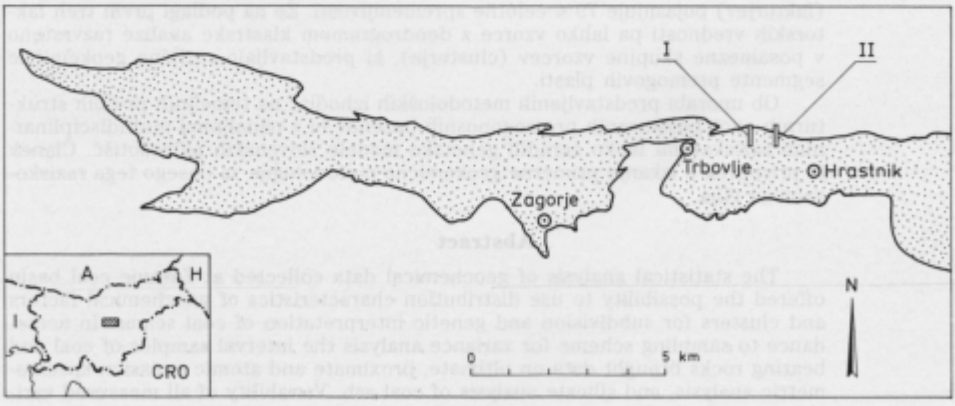
The statistical analysis of geochemical data collected at Zasavje coal basin offered the possibility to use distribution characteristics of geochemical factors and clusters for subdivision and genetic interpretation of coal seams. In accordance to sampling scheme for variance analysis the interval samples of coal and bearing rocks brought data on ultimate, proximate and atomic emission spectrometric analysis, and silicate analysis of coal ash. Variability of all measured variables was studied on regional, vertical, sampling and analytical level. After factor analysis of 23 selected variables terrigenous (K, Cu, V, Cr, ash, Zn, Be, Co, Al_2O_3, SiO_2), carbonate (Mn, CO_2, Fe_2O_3, Ni), sulphide-sulphate (sulphide and sulphate sulphur, Fe_2O_3), nitrogen-hydrogen (O, N, H) and typomorphic factor (Sr,

Ca, organic sulphur, C, Ba) have been determined. Five synthetic variables (factors) explain 79% of the total variance. Yet on the basis of the first three factor values the samples can be arranged by use of cluster analysis into sample groups (clusters), which represent various geochemical segments of coal seams.

By using above presented methodological guidelines which are based on cross-sections of individual coal-bearing basins structural units, the future multidisciplinary research can lead to genetic model of Slovenian coal basins. Presented article is a contribution to look after best possible geochemical methodology which purpose is to reach this aim.

Uvod

Dosedanje razmeroma skromne petrološke, predvsem petrografske raziskave slovenskih premogov niso prinašale pomembnejših genetskih informacij za rekonstruiranje posameznih premoških bazenov. Za genetsko interpretacijo celotnih paleošotišč bi bili potrebni faktorji, ki bi odražali paleogeografske in nekdanje fizikalno-kemične razmere šotišč in njihovih takratnih obrobij. Prva obsežnejša geokemična karakterizacija premogov v Sloveniji je predstavila anomalne geokemične vrednosti ter izrazila potrebo po njihovi preučitvi in geološki interpretaciji (Pirc & Žuža, 1989). Z geokemičnimi raziskavami premogov in vplivi njihove uporabe na okolje so se kasneje ukvarjali Uhan s sodelavci (1992), Kočevar (1992) in Andjelov s sodelavci (1995). S preučevanjem geneze premoga v posameznih delih širšega zasavskega prostora, dopolnjevanjem modela strukturnega razvoja posameznih premogišč ter reševanjem tehnoloških problemov pri pridobivanju in uporabljanju premoga so pričeli leta 1989 (Markič et al., 1993). Na genetski pomen porazdelitvenih zakonitosti nekaterih slednih prvin in na možnost rekonstrukcije oksidacijsko-redukcijskih razmer v nekdanjih šotiščih so opozorili rezultati raziskav tipomorfnosti kemičnih prvin v premogu (Uhan, 1993). Začetek celovitega reševanja tako kompleksnega problema je na geokemičnem področju zahteval temeljito metodološko predraziskovalno fazo, ki smo jo opravili na dveh profilih v osrednjem delu zasavskega premogonosnega bazena (sl. 1).



Sl. 1. Lokaciji raziskanih profilov v zasavskem terciarnem bazenu

Fig. 1. Locality of investigated profiles in Zasavje Tertiary basin

Vzorčevanje in analitika

Vzorčevanje profilov na površinskem kopu Neža v Trbovljah (I) in v podzemnem odkopu Lopata v Ojstrem (II) je bilo prilagojeno litotipni sestavi petrografsko zelo heterogeni premogovi plasti, ki je predvsem odraz vrste in oblike matične organske snovi, specifičnih možnosti aeracije in kemijskega stanja okolja. V zgornjih delih 17- in 20-metrskih profilov prevladuje, menjaje z detritom, ksilitni litotip. Prehod v talninsko prikamnino karakterizira karbargilit, medtem ko je za prehod v krovninsko prikamnino v splošnem značilen karbankerit (Uhan, 1991). Premogovo plast dele v več odsekov centimetrske do decimetrske jalovinaste tufitske plasti, manj pogosto tudi plasti karbonatov, gline ter sideritnih, kremeničnih in kalcitnih konkrecij. Večmetrski medtufitski odseki v premogovi plasti so vzorčevani s povprečno 35 centimetrskimi intervalnimi kompozitnimi, litotipno prilagojenimi vzorci (Chao et al., 1983).

Standardnim tehnološkim, elementnim in silikatnim analizam premoga in njegovega pepela na tako pridobljenih vzorcih sta sledila zaprti kislinski razklop (Crock et al., 1983) ter atomska spektrometrijska določitev pepelotvornih (Al,Ca, Na, K, Mg, Fe) in slednih prvin (B, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mn, Ni, Pb, Sr, V, Zn). Ocena pravilnosti meritev po tej metodi je omogočila primerjavo analitskih in priporočenih vrednosti geološkega standardnega vzorca (Abbey, 1983). Njihovo razmerje nam pri določitvah Ca, Al, Mg in Sr dokazujejo občutno prenizke meritve. Natančnost metode je ocenjena z relativno mero variacij na osnovi standardnega odklona analitskih ponovitev (Crock et al., 1983). Standardni odkloni slučajnostno razporejenih ponovitvenih določitev Ba, Mg, Sr ter Ca, Pb in Al presegajo 10% srednje vrednosti in se uvrščajo med slabo ponovljive določitve. Z analizo variance je ocenjena komponenta štirih najosnovnejših virov variacij. Najvišjo raven pojasnjuje regionalno spremenljivost med kilometrsko oddaljenimi profili v bazenu, katerega vzdolžna os (W–E) presega 20km. Nižji dve ravni te sheme predstavljata vertikalno spremenljivost. Različno debele medtufitske intervale smo primerjali z vzorci znotraj teh intervalov. Število vzorcev znotraj intervala je prilagojeno njegovi debelini in litotipni sestavi. Četrto, najnižjo raven definira analitsko spremenljivost, na katero so med drugim vplivali metoda in izvedba vzorčevanja, drobljenje, mletje, homogenizacija, kvartiranje, razklop in sama analitska meritev. Variančne komponente iz statističnega programskega paketa STATPAC (Miesch, 1976) so po omenjenih ravneh spremenljivosti predstavljene v tabeli 1.

Kot rezultat te, predhodne obdelave je izšla matrika triindvajsetih spremenljivk iz tehnoloških, elementnih, silikatnih in spektrometrijskih analiz (Uhan, 1991), ki predstavlja izhodišče multivariatnim statističnim analizam.

Geokemične asociacije

Delovanje različnih fizikalno-kemijskih procesov na šotno oziroma premoško plast v poljubnem stadiju litogeneze izražajo odnosi med posameznimi kemičnimi prvinami v premogu. Korelacijske odvisnosti med kemičnimi prvinami je leta 1933 raziskoval Goldschmidt (Judovič, 1978). Opravil je poskuse genetske diferenciacije kemičnih prvin. Kasneje so raziskovalci pri svojih raziskavah ugotovili različne združbe kemičnih prvin, ki so jim dovoljevale sistematizirati posamezne ugotovitve. Tako izločene skupine prvin so nudile dobro podlago za reševanje zahtevne geneze obogatitve premoga z redkimi prvinami. Za nastale asociacije kot enorodne združbe prvin, povezanih s pozitivno korelacijo, so se najpogosteje javljali ali skupni izvor prvin, skupni meha-

Tabela 1. Analiza variance
Table 1. Analysis of variance

Spremenljivke Variables	Vrednosti Values	Razmerje Ratio **	Celotna varianca Total variance	Viri spremenljivosti v % – Sources of variation in %			
				med profili between profiles	med intervali between intervales	med vzorci between samples	med analizami between analysis
pepel – ash	log.	141:141	0.098	0	61*	38*	1
$S_{(sulfid.)}$	nor.	141:141	0.105	22*	42*	24*	12
$S_{(sulfat)}$	log.	141:141	0.242	5	42*	42*	11
$S_{(org.)}$	log.	141:141	0.016	19*	20*	31*	29
CO_2	log.	141:141	0.564	4	39*	30*	27
SiO_2	nor.	141:141	237.285	17*	35*	46*	2
Al_2O_3	nor.	141:141	56.956	19*	43*	28*	10
Fe_2O_3	log.	141:141	0.075	23*	22*	47*	8
C	nor.	138:141	86.886	5	48*	44*	3
H	nor.	138:141	0.577	4	51*	41*	4
O+N	nor.	138:141	13.099	2	51*	43*	4
Ca	log.	182:182	0.173	16*	41*	20*	23
K	log.	182:182	0.266	13*	50*	3*	14
Ba	nor.	182:182	935.569	0	38*	24*	38
Be	log.	99:182	0.213	22*	34*	12	32
Co	log.	138:182	0.354	21*	45*	18*	16
Cr	log.	175:182	0.280	0	47*	34*	19
Cu	nor.	176:182	49.757	6	27*	36*	31
Mn	log.	182:182	0.529	46*	30*	14*	10
Ni	log.	117:182	0.408	27*	12	21	40
Sr	log.	182:182	0.131	25*	25*	21*	29
V	nor.	174:182	234.066	8*	55*	20*	17
Zn	log.	180.182	0.256	2	72*	2	24

* Raven statistične značilnosti 0.05 – Level of significance 0.05
** Meritve : vzorci – Measurements : samples

nizem prenosa prvin, skupni mehanizem fiksacije, sinhronost nakopičenja ali podobnost obnašanja v diagenezi in katagenezi.

Med najobjektivnejšimi postopki za oceno asociacij kemijskih prvin na vseh raziskovalnih ravneh je po mnenju nekaterih avtorjev korelacijska analiza (Judovič, 1978). S to osnovno metodo za preučevanje odvisnosti so nekateri (Tkačev & Judovič, 1975) določili konceptualne sisteme, ki so modelirali realne objekte njihovih raziskav. Kot elemente takega sistema so izločili asociacije z medsebojnimi strukturnimi odnosi. Pri tem je pogosto ostalo odprto vprašanje, kaj označujejo asociacije, najdene na nekaterih ravneh. Zato smo v pričujočem primeru sicer poskušali izločiti osnovne asociacije kemičnih prvin na osnovi kritične meje korelacijskih koeficientov, vendar le za oceno smiselnosti nadaljnjih multivariatnih analiz. S koeficienti pod kritično mejo izstopajo vsebnosti kemičnih prvin zunaj dveh izrazitih asociacij (Cr-V-Cu-Li-K-Be; Co-

Zn-Fe-Mn), vendar so to prvine (Sr, Ca, Na, Ba), katerih genetsko informacijo zaradi visoke tipomorfnosti (Uhan, 1993) ne bi smeli zanemariti.

Preprosta korelacijska analiza tako sicer izloči več asociacij, ki neposredno nakazujejo različnost procesov obogatitve ali celo različnost virov posameznih skupin kemičnih prvin. Že njihova vsebinska opredelitev pa ni povsem jasna. Še težavnejša je njihova genetska interpretacija. Zato nam je ta metoda služila le kot dokaz neenovitosti geokemičnih procesov v različnih razvojnih fazah premogovih plasti. Za interpretacijske namene pa smo uporabili močnejša multivariatna statistična orodja.

Geokemični faktorji

Predhodne statistične analize so odkrile kompleksnost geokemičnih pojavov, ki zahteva obravnavo širokega spektra spremenljivk. Pri obdelavi rezultatov meritve 36 kemijskih in fizikalnih spremenljivk smo se najprej oslonili na metodo, ki združuje najpomembnejše sorodne informacije v nove spremenljivke, latentne geokemično opredeljene faktorje. Ti lahko posredujejo zakrite dejavnike odvisnosti, ki jih s samo analizo opazovanih vrednosti običajno ne odkrijemo.

Na osnovi preskusa normalnosti smo v faktorsko analizo vključili bodisi naravne ali logaritemske vrednosti spremenljivk z majhno analitsko komponento spremenljivosti. Matriko kemičnih prvin smo razširili s spremenljivkami iz tehničnih, elementarnih in silikatnih kemičnih analiz. Tako smo kot izhodišče za faktorsko analizo oblikovali matriko s 23 merjenimi geokemičnimi spremenljivkami, za katere je po Bartlettovem testu faktorska analiza smiselna (pepelnost, sulfidno žveplo, sulfatno žveplo, organsko žveplo, CO_2, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, C, H, O in N, Ca, K, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Sr, V, Zn).

V okviru metode glavnih komponent nam preliminarno oceno rešitve omogoča matrika faktorskih uteži, ki izraža korelacijo med spremenljivkami in glavnimi komponentami – faktorji. Pri tem predstavljajo analitično vrednost predvsem faktorske uteži, ki določajo odvisnost med spremenljivko in faktorjem (tab. 2), lastne vrednosti, ki definirajo pojasnjeni odstotek celotne spremenljivosti (tab. 2) in komunalitete, ki izražajo prispevek v analizo vključenih faktorjev k pojasnitvi spremenljivosti (tab. 3).

Z metodo glavnih komponent programskega paketa CSS (Stat Soft, 1992) smo 23 merjenih geokemičnih spremenljivk opisali s petimi, med seboj neodvisnimi faktorji, ki zaporedoma pojasnjujejo spremenljivost. Smiselnost vključevanja petih faktorjev smo preverili z grafom lastnih vrednosti (sl. 2), kjer se linearnost subhorizontalne premice najvišjih faktorjev prekine pri petem faktorju. Prvi faktor pojasnjuje več kot tretjino spremenljivosti vseh opazovanih spremenljivk (37,3%). Naslednja dva faktorja pojasnita še dodatnih 29,4% spremenljivosti. Prvi trije faktorji tako skupno pojasnijo 66,7% spremenljivosti in zadostujejo za predstavitev dveh tretjin opazovane variabilnosti. Če tem trem faktorjem dodamo še naslednja dva, ostane samo 20% nepojasnjene spremenljivosti.

Za poenostavitev kompleksnosti problema do vsebinsko še sprejemljive rešitve smo uporabili ortogonalno metodo rotacije, s katero smo poenostavili razporeditev faktorskih uteži posameznih spremenljivk (tab. 4). Po rotaciji vsebuje vsak faktor nekaj visokih značilnih in večje število nizkih obremenitev. S tem postopkom smo zagotovili boljšo razlago faktorjev z vsebinskega vidika, saj faktorje pojasnjuje manjše število spremenljivk, kar močno lajša njihovo vsebinsko opredelitev.

Prvi faktor, ki po rotaciji pojasnjuje 31,6% skupne variabilnosti, je pozitivno obre-

Tabela 2. Faktorske uteži petfaktorske rešitve

Table 2. Factor loadings for five factor solution

Spremenljivke Variables	Geokemični faktorji – Geochemical factors					Komunalitete Communalities
	GF-1	GF-2	GF-3	GF-4	GF-5	
pepel – ash	0.932	0.096	0.015	0.061	–0.145	0.904
$S_{(sulfid.)}$	0.050	0.183	0.900	–0.135	–0.024	0.865
$S_{(sulfat.)}$	0.306	–0.221	0.725	–0.029	–0.032	0.671
$S_{(org.)}$	–0.738	–0.021	0.435	0.129	0.201	0.792
CO_2	0.155	0.755	–0.378	0.060	–0.240	0.799
SiO_2	0.760	–0.206	–0.138	0.082	–0.186	0.680
Al_2O_3	0.560	–0.472	–0.023	0.058	0.402	0.725
Fe_2O_3	–0.255	0.751	0.432	–0.006	–0.185	0.850
C	–0.805	0.123	0.048	0.016	0.175	0.696
H	–0.399	–0.116	0.046	0.877	0.008	0.943
O+N	–0.337	–0.133	0.044	0.911	0.031	0.964
Ca	–0.600	0.647	0.156	–0.063	0.250	0.869
K	0.929	–0.053	0.005	0.123	0.112	0.893
Ba	0.087	0.432	–0.646	0.035	0.424	0.785
Be	0.742	–0.189	–0.062	–0.190	0.285	0.707
Co	0.677	0.451	0.106	0.100	–0.029	0.684
Cr	0.815	0.257	0.121	0.143	0.049	0.769
Cu	0.810	0.000	0.245	0.135	0.259	0.802
Mn	0.285	0.845	–0.202	0.113	–0.134	0.867
Ni	0.437	0.506	–0.070	0.173	–0.005	0.482
Sr	–0.377	0.665	0.113	–0.123	0.414	0.783
V	0.866	–0.092	0.183	0.094	0.075	0.807
Zn	0.655	0.549	0.293	0.113	0.070	0.834
lastne vrednosti eigen values	8.59	4.17	2.59	1.84	0.99	–
% spremenljivosti % of variation	37.3	18.1	11.3	7.9	4.3	–
kumulativa cumulative	37.3	55.4	66.7	74.6	79.0	–

menjen s kalijem (0,90), bakrom (0,88), vanadijem (0,85), kromom (0,82), pepelnostjo (0,82), cinkom (0,72), berilijem (0,70), kobaltom (0,67) ter aluminijevim (0,64) in silicijevim oksidom (0,61). Bipolarnost tega faktorja povzročajo ogljik (–0,65), organska oblika žvepla (–0,51) in kalcij (–0,41). Geokemični asociaciji Cr-V-Cu-Li-K-Be iz matrike korelacijskih koeficientov se pridružujejo tipično terigene spremenljivke, kot so pepelnost ter aluminijev in silicijev oksid. Terestično odvisnost te geokemične asociacije potrjujejo tudi negativne faktorske uteži ogljika, organskega žvepla in kalcija z znano močno organsko afiniteto (Uhan, 1993).

Drugi faktor pojasnjuje 15% skupne variabilnosti. Pozitivno je obremenjen z manganom (0,85), CO_2 (0,83), železovim oksidom (0,65) in nikljem (0,51). Bipolarnost nakazujejo aluminijev oksid (–0,52), berilij (–0,24), sulfatno (–0,235) in organsko

Tabela 3. Komunalitete prvih petih faktorjev in unikvitete spremenljivk
Table 3. Communalities for five factors and uniquities for variables

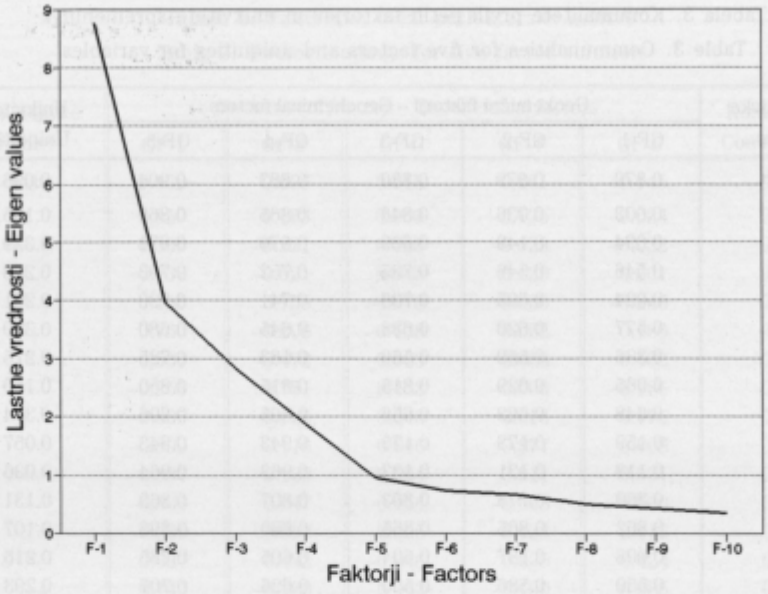
Spremenljivke Variables	Geokemični faktorji – Geochemical factors					Unikvitete Uniquities
	GF-1	GF-2	GF-3	GF-4	GF-5	
pepel – ash	0.870	0.879	0.880	0.883	–0.904	0.096
$S_{(sulfid.)}$	0.003	0.036	0.846	0.865	0.865	0.135
$S_{(sulfat.)}$	0.094	0.143	0.669	0.670	0.671	0.329
$S_{(org.)}$	0.546	0.546	0.735	0.752	0.792	0.208
CO_2	0.024	0.595	0.738	0.741	0.799	0.201
SiO_2	0.577	0.620	0.638	0.645	0.680	0.320
Al_2O_3	0.336	0.559	0.560	0.563	0.725	0.275
Fe_2O_3	0.065	0.629	0.815	0.815	0.850	0.150
C	0.648	0.663	0.656	0.665	0.696	0.304
H	0.159	0.173	0.175	0.943	0.943	0.057
O+N	0.113	0.131	0.133	0.963	0.964	0.036
Ca	0.360	0.778	0.803	0.807	0.869	0.131
K	0.862	0.865	0.865	0.880	0.893	0.107
Ba	0.008	0.187	0.604	0.605	0.785	0.215
Be	0.550	0.586	0.590	0.626	0.707	0.293
Co	0.458	0.662	0.673	0.683	0.684	0.316
Cr	0.665	0.731	0.746	0.766	0.769	0.231
Cu	0.656	0.656	0.716	0.734	0.802	0.198
Mn	0.081	0.796	0.837	0.849	0.867	0.133
Ni	0.191	0.447	0.452	0.482	0.482	0.518
Sr	0.142	0.584	0.597	0.612	0.783	0.217
V	0.751	0.759	0.793	0.802	0.807	0.193
Zn	0.430	0.731	0.817	0.829	0.834	0.166

(–0,229) žveplo. S prvim faktorjem je povezan preko kobalta (0,67, 0,47), niklja (0,45, 0,51) in cinka (0,72, 0,48). Povezava s petim faktorjem pa poteka preko kalcija (0,34, 0,76). Ob upoštevanju vseh naštetih značilnosti lahko ta faktor označimo kot karbonatni faktor.

Tretji faktor značilno opredelita dve vrsti žvepla: sulfidno (0,86) in sulfatno (0,69). Organsko žveplo (0,35) in železov oksid (0,45) dopolnjujeta njegovo karakterizacijo. Njegovo bipolarnost pa dokazujejo barij (–0,76), organsko žveplo (0,31) in količina CO_2 (0,31). Tretji faktor, ki pojasnjuje 10,5% skupne variabilnosti, bomo opredelili kot sulfidno-sulfatni.

Od vseh interpretiranih faktorjev pojasnjuje četrti faktor najmanj skupne variabilnosti (9,8%). Obremenjujejo ga elementi: vsota kisika in dušika (0,98) ter vodik (0,96). Monopolarnost tega faktorja rahlo ruši le berilij (–0,34). Dušikovo-vodikova opredelitev četrtega faktorja je nedvoumna.

Peti faktor pojasnjuje 12,0% celotne variabilnosti. Ta faktor bremenijo stroncij (0,81), kalcij (0,76), organsko žveplo (0,48), ogljik (0,47) in barij (0,34). Prek organskega žvepla in kalcija je povezan z drugim faktorjem. Trem znanim tipomorfnim elementom se na tem faktorju pridružujeta še organsko žveplo in ogljik, ki samo dopolnjujeta vsebinsko opredelitev tega faktorja kot tipomorfnega ali celo sorpcijskega.



Sl. 2. Diagram lastnih vrednosti
Fig. 2. Scree-diagram

S petfaktorsko rešitvijo nam je torej uspelo pojasniti 79,0% celotne spremenljivosti. S tem modelom nepojasnjena spremenljivost (21,0%) se zrcali v komunaliteti spremenljivk oziroma v njihovi unikviteti, ki jo sestavljajo nepojasnjeni deleži vsake posamezne spremenljivke (tab. 3). V predstavljeni faktorski model se slabo vključujejo nikelj (0,518), sulfatno žveplo (0,329), silicijev dioksid (0,320), kobalt (0,316) in ogljik (0,304). Faktorska pripadnost spremenljivk z visoko unikviteto je zelo različna in tako nakazuje različne izvore več skritih lastnosti teh spremenljivk, ki jih nismo uspeli pojasniti z danim faktorskim modelom. Značilno izstopata le spremenljivki četrtega faktorja (kisik in dušik ter vodik), ki z doseženo najnižjo vrednostjo unikvitete (0,036 in 0,057) dokazuje močno povezavo samo s tem faktorjem.

Z rezultati faktorske analize lahko vzorce z vsemi merjenimi spremenljivkami prikažemo z manjšim številom faktorjev. Pri tem smo sicer izgubili nekaj geokemične informacije, kar odtehta zmanjšanje nekaj deset laboratorijsko izmerjenih spremenljivk na le nekaj sintetičnih geokemično opredeljenih faktorjev. Za nadaljnjo obdelavo smo za izračun faktorjev kot linearne kombinacije spremenljivk določili koeficiente faktorskih vrednosti, katerih matrika je osnova za izračun faktorskih vrednosti nasploh. Vsak vzorec, ki smo mu izmerili 23 kemičnih in fizikalnih spremenljivk smo ob koncu faktorske analize predstavili s tremi, interpretacijsko najmočnejšimi geokemičnimi faktorji (sl. 3, 4). Faktorske vrednosti so za vsak vzorec izražene kot odstopanja od srednje vrednosti v enotah standardnih odklonov. Zaradi standardizirane matrike so srednje vrednosti in standardni odkloni nepoznani in faktorske vrednosti prikazujejo le relativne odnose. Visoke pozitivne ali negativne vrednosti pomenijo poudarjeno prisotnost faktorja v vzorcu (z njegovim pozitivnim ali negativnim polom), medtem ko vrednosti blizu nič kažejo, da je vpliv faktorjev slabo izražen.

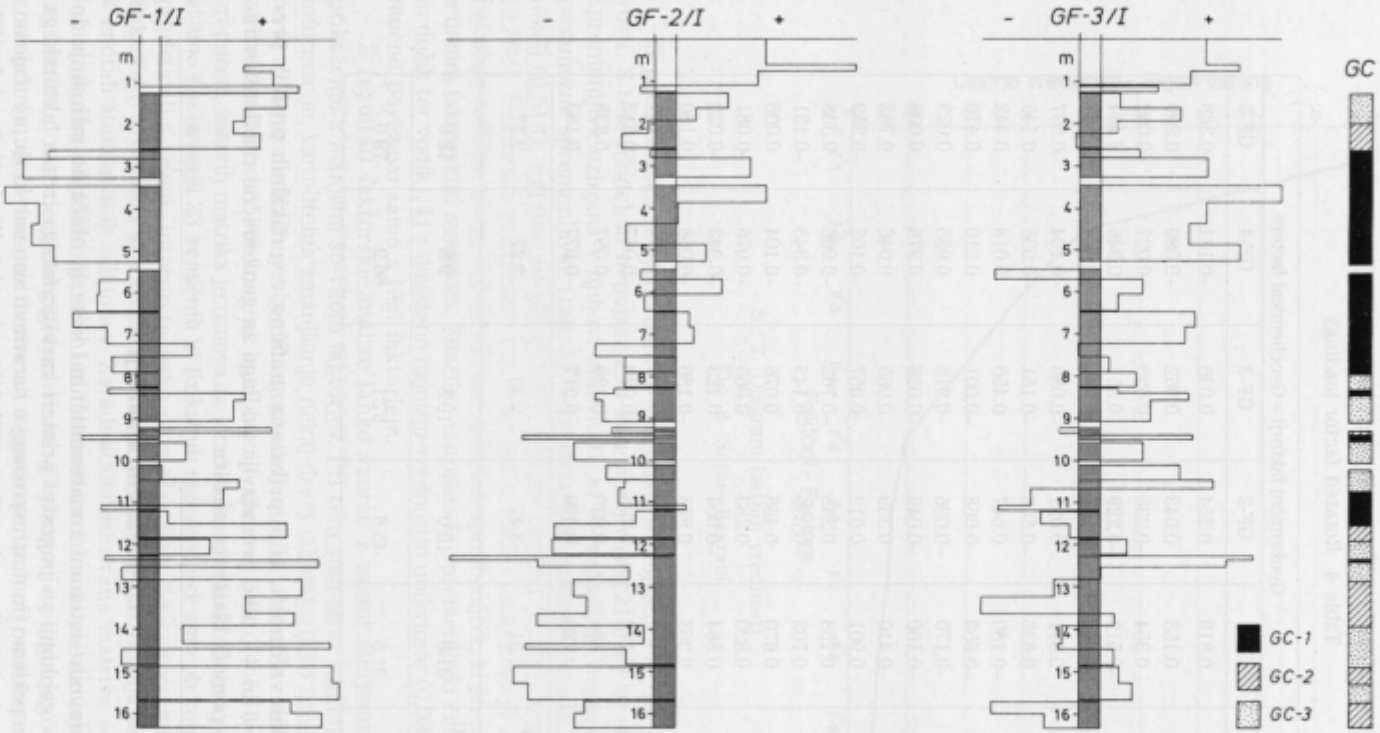
Tabela 4. Faktorske uteži po rotaciji
Table 4. Rotated factor loadings

Spremenljivke Variables	Geokemični faktorji – Geochemical factors				
	GF-1	GF-2	GF-3	GF-4	GF-5
pepel – ash	0.819	0.254	0.036	–0.181	–0.368
$S_{(sulfid.)}$	0.153	0.043	0.862	–0.089	0.299
$S_{(sulfat.)}$	0.354	–0.235	0.698	–0.027	–0.052
$S_{(org.)}$	–0.512	–0.229	0.351	0.346	0.484
CO_2	0.068	0.829	–0.310	–0.086	0.057
SiO_2	0.611	0.021	–0.085	–0.104	–0.537
Al_2O_3	0.635	–0.526	–0.151	–0.035	–0.145
Fe_2O_3	–0.180	0.647	0.450	0.018	0.442
C	–0.653	–0.068	–0.001	0.210	0.470
H	–0.170	–0.036	–0.015	0.955	0.023
O+N	–0.100	–0.049	–0.028	0.975	0.008
Ca	–0.410	0.339	0.065	0.046	0.762
K	0.901	0.012	–0.057	–0.102	–0.259
Ba	0.158	0.248	–0.762	–0.066	0.338
Be	0.703	–0.239	–0.143	–0.345	–0.131
Co	0.670	0.468	0.076	–0.104	0.006
Cr	0.820	0.283	0.065	–0.075	–0.081
Cu	0.884	–0.054	0.123	–0.043	–0.022
Mn	0.263	0.853	–0.186	–0.058	0.180
Ni	0.454	0.509	–0.101	0.007	0.081
Sr	–0.172	0.296	–0.028	–0.067	0.813
V	0.851	–0.036	0.129	–0.097	–0.238
Zn	0.720	0.479	0.217	–0.077	0.183
lastne vrednosti eign values	7.31	3.47	2.43	2.27	2.77
% spremenljivosti % of variation	31.6	15.0	10.5	9.8	12.0
kumulativa cumulative	31.6	45.6	57.1	66.9	79.0

Matrika faktorskih vrednosti, ki je prikazana grafično v vertikalnih profilih premogove plasti (sliki 3 in 4), tako predstavlja podlago za geokemično razčlenitev raziskanih profilov ob pomoči klastrske analize.

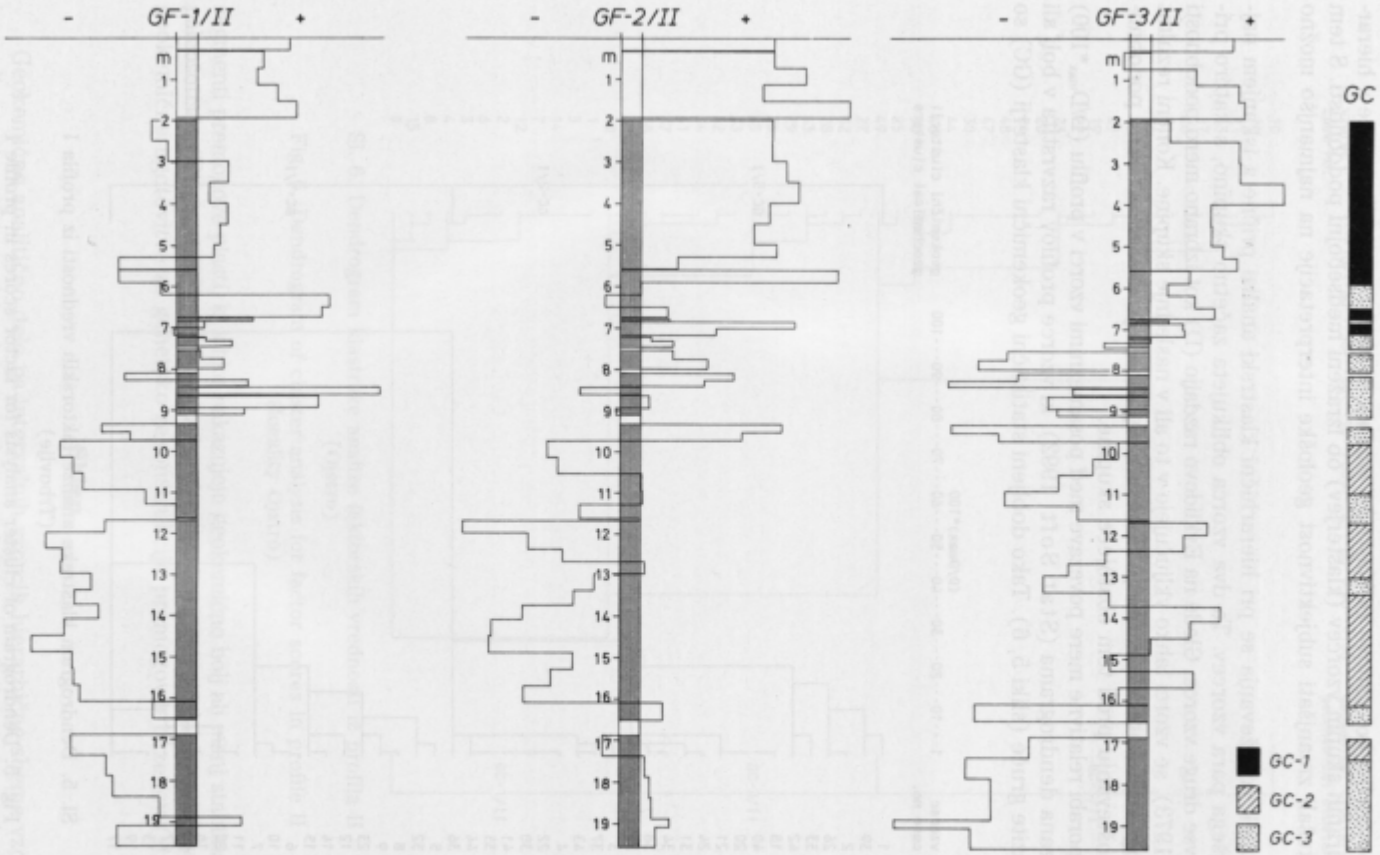
Geokemični klasterji

Za definicijo naravnih sistemov z matematičnimi kriteriji običajno zadostuje že faktorska matrika. V geologiji so pogostni primeri kartografskega izraza faktorskega modela, s čimer lahko pridemo do novih spoznanj o naravnem sistemu, ki ga preučujemo. V pričujoči raziskavi metodologije geokemične razčlenitve premogovih plasti smo uporabili



Sl. 3. Porazdelitev geokemičnih faktorjev in klasterjev v profilu I (Trbovlje)
GF geokemični faktor; *GF*-1 terigeni faktor; *GF*-2 karbonatni faktor; *GF*-3 sulfidno-sulfatni faktor; *GC* geokemični klaster

Fig. 3. Vertical distribution of geochemical factors and clusters in profile I (locality Trbovlje)
GF Geochemical factor; *GF*-1 Terrigenous factor; *GF*-2 Carbonate factor; *GF*-3 Sulphide-sulphate factor; *GC* Geochemical cluster



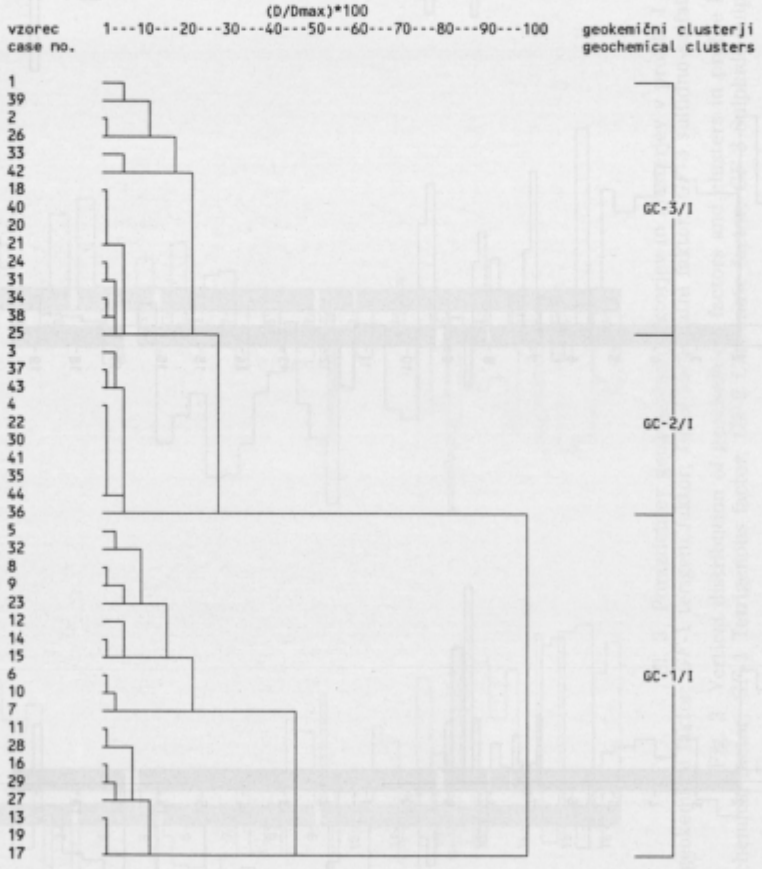
Sl. 4. Porazdelitev geokemičnih faktorjev in klasterjev v profilu II (Ojstro)
GF geokemični faktor; *GF*-1 terigeni faktor; *GF*-2 karbonatni faktor; *GF*-3 sulfidno-sulfatni faktor; *GC* geokemični klaster

Fig. 4. Vertical distribution of geochemical factors and clusters in profile II (locality Ojstro)
GF Geochemical factor; *GF*-1 Terrigenous factor; *GF*-2 Carbonate factor; *GF*-3 Sulphide-sulphate factor; *GC* Geochemical cluster

faktorsko matriko kot osnovo za klastrsko analizo, ki naj bi razvrstila vzorce v hierarhijo formiranih skupin vzorcev (klasterjev) ob izraženi medsebojni podobnosti. S tem smo poskušali zmanjšati subjektivnost geološke interpretacije na najmanjšo možno mero.

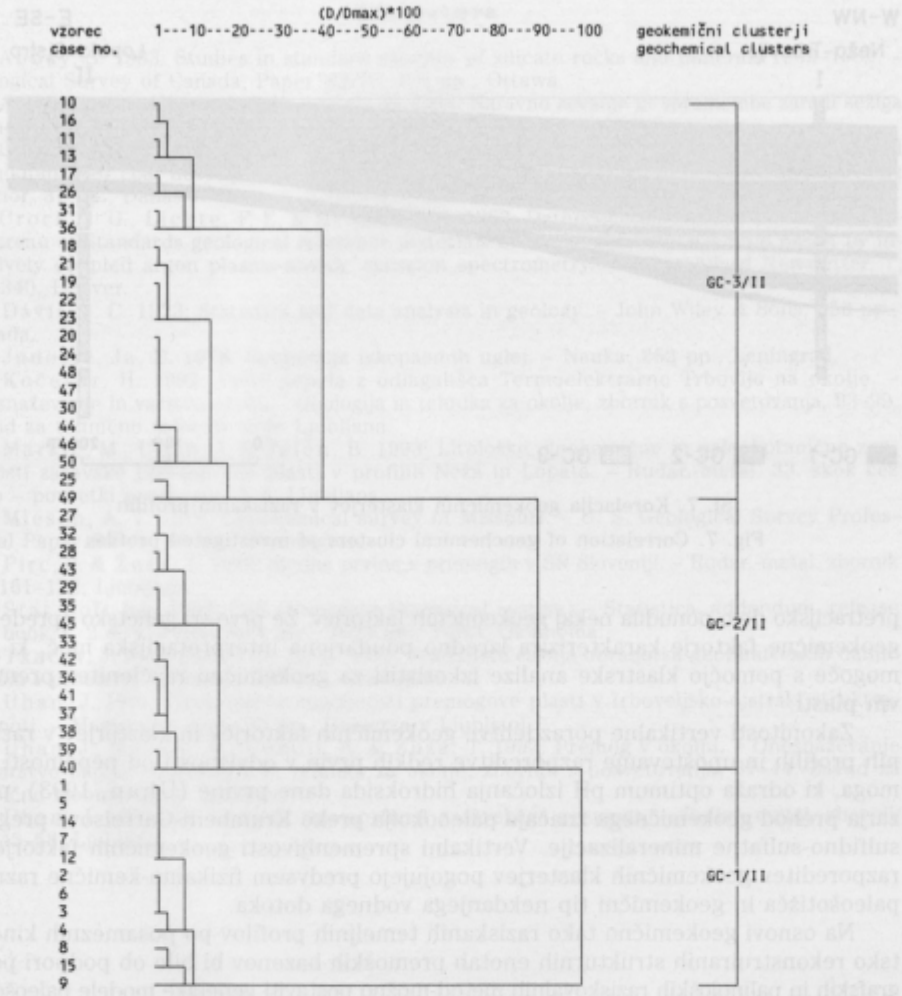
Postopek združevanja se pri hierarhični klastrski analizi prične z iskanjem najpodobnejšega para vzorcev. Ta dva vzorca oblikujeta začetno skupino, s katero primerjamo vse druge vzorce. Glede na Evklidovo razdaljo (D) kot izbrano mero podobnosti (Davis, 1973), se vzorci lahko vključujejo v to ali v naslednje skupine. Končni rezultat je dendrogram, v katerem višine posameznih vej ustrezajo ravnem vzorčne podobnosti ob upoštevanju pred tem obstoječe skupine.

Ob uporabi relativne mere povezave med posameznimi vzorci v profilu ($D/D_{max}*100$) sta prikazana dendrograma (Stat Soft, 1992), ki vzorce profilov razvrstita v bolj ali manj izrazite gruče (sliki 5, 6). Tako dobljeni statistični geokemični klasterji (GC) so



Sl. 5. Dendrogram klastrske analize faktorskih vrednosti iz profila I (Trbovlje)

Fig. 5. Dendrogram of cluster analysis for factor scores in profile I (locality Trbovlje)



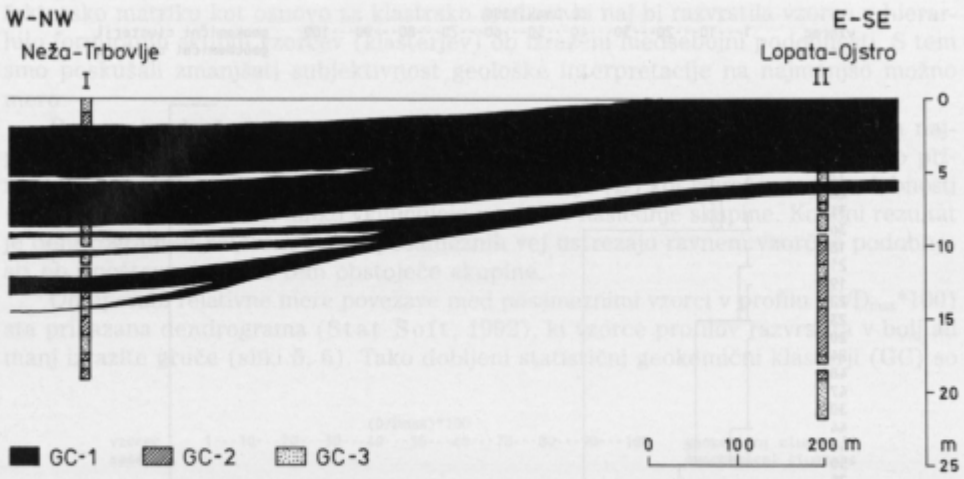
Sl. 6. Dendrogram klastrske analize faktorskih vrednosti iz profila II (Ojstro)

Fig. 6. Dendrogram of cluster analysis for factor scores in profile II (locality Ojstro)

segmenti premogove plasti, ki lahko nakazujejo geokemično bolj ali manj stabilna obdobja paleošotišča (Uhan, 1993). Prostorska korelacija teh segmentov lahko prispeva ključne geokemične ugotovitve za genetsko rekonstrukcijo premogovih bazenov (sl. 7).

Sklep

Geokemično analitično delo na intervalnih vzorcih hierarhične sheme vzorčevanja in analize variance ter multivariatna statistična obdelava podatkov je za nadaljnje inter-



Sl. 7. Korelacija geokemičnih klasterjev v raziskanih profilih

Fig. 7. Correlation of geochemical clusters of investigated profiles

pretracijsko delo ponudila nekaj geokemičnih faktorjev. Že prve tri genetsko opredeljene geokemične faktorje karakterizira izredno poudarjena interpretacijska moč, ki jo je mogoče s pomočjo klastrske analize izkoristiti za geokemično razčlenitev premogovih plasti.

Zakonitosti vertikalne porazdelitve geokemičnih faktorjev in klasterjev v raziskanih profilih in upoštevanje razporeditve redkih prvin v odvisnosti od pepelnosti premoga, ki odraža optimum pH izločanja hidroksida dane prvine (Uhan, 1993), ponazarja prehod geokemičnega značaja paleookolja preko Krumbein-Garrelsove pregrade sulfidno-sulfatne mineralizacije. Vertikalni spremenljivosti geokemičnih faktorjev in razporeditev geokemičnih klasterjev pogojujejo predvsem fizikalno-kemične razmere paleošotišča in geokemični tip nekdanjega vodnega dotoka.

Na osnovi geokemično tako raziskanih temeljnih profilov po posameznih kinematsko rekonstruiranih strukturnih enotah premoških bazenov bi bilo ob podpori petrografskih in palinoloških raziskovalnih metod možno postaviti genetske modele paleošotišč.

Zahvala

Objava predstavlja del magistrske naloge avtorja in rezultat študija metodološke problematike v okviru znanstvenoraziskovalnega projekta Geokemija, ki jo je podprlo Ministrstvo za znanost in tehnologijo republike Slovenije. Za strokovno pomoč pri izdelavi naloge se iskreno zahvaljujem vodji projekta in mentorju prof. dr. Simonu Pircu ter sodelavcem na Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko v Ljubljani dr. Ladislavu Placerju, dr. Bogomiru Jelenu, mag. Dragu Skabernetu, Milošu Markiču in Mišu Andjelovu.

Literatura

Abbey, S. 1983: Studies in standard samples of silicate rocks and minerals 1969–1982. – Geological Survey of Canada, Paper *83*/15, 114 pp., Ottawa.

Andjelov, M., Uhan, J. & Vengust, M. 1995: Naravno sevanje in spremembe zaradi sežiga premoga. – Geol. zbornik *10*, 1–3, Ljubljana.

Chao, E. C. T., Minkin, J. A. & Thompson, C. L. 1983: Recommended procedures and methodology of coal description. – Geological Survey Circular 894, U. S. Department of the Interior, 31 pp., Dallas.

Crock, J. G., Lichte, F. E. & Briggs, P. H. 1983: Determination of elements in National Bureau of Standards geological reference materials SRM 278 obsidian and SRM basalt by inductively coupled argon plasma-atomic emission spectrometry. – Geostandard Newsletter, *7*, 335–340, Denver.

Davis, J. C. 1973: Statistics and data analysis in geology. – John Wiley & Sons, 550 pp., Canada.

Judovič, Ja. E. 1978: Geohemija iskopaemih uglej. – Nauka, 262 pp., Leningrad.

Kočevar, H. 1992: Vpliv pepela z odlagališča Termoelektrarne Trbovlje na okolje. – Onesnaževanje in varstvo okolja – Geologija in tehnika za okolje, zbornik s posvetovanja, 93–99, Zavod za tehnično izobraževanje Ljubljana.

Markič, M., Uhan, J. & Jelen, B. 1993: Litološke, geokemične in paleobotanične značilnosti zasavske premogovne plasti v profilih Neža in Lopata. – Rudar.-metal. 33. skok čez kožo – povzetki predavanj, 2–4, Ljubljana.

Miesch, A. T. 1976: Geochemical survey of Missouri. – U. S. Geological Survey Professional Paper *954*/A, 39 pp., Washington.

Pirc, S. & Žuža, T. 1989: Sledne prvine v premogih v SR Sloveniji. – Rudar.-metal. zbornik *36*, 161–172, Ljubljana.

Stat Soft Inc. 1992: CSS (Complete Statistical system) – Statistica, addendum, release 3.1, book 1, 2 & 3. – Stat Soft Inc., 1024 pp., Tulsa, Oklahoma.

Tkačev, J. A. & Judovič, Ja. E. 1975: Statistističeskaja obrabotka geohimičeskih danih. Metodi i problemi. – Nauka, 233 pp., Leningrad.

Uhan, J. 1991: Geokemične značilnosti premogove plasti v trboveljsko-ojstrški strukturni enoti. – Magistrsko delo, 90 pp., Univerza v Ljubljani.

Uhan, J., Markič, M., Čebulj, A. & Žuža, T. 1992: Premog v okolju. – Onesnaževanje in varstvo okolja – Geologija in tehnika za okolje, zbornik s posvetovanja, 37–44, Zavod za tehnično izobraževanje Ljubljana.

Uhan, J. 1993: Geokemična tipomorfnost zasavskega premoga. – Rudar.-metal. zbornik *40*, 45–58, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 321–376 (1994/95), Ljubljana

O marijareškem živosrebrnem rudišču ter njegovi primerjavi z Litijo in Idrijo z aspekta tektonike plošč

On the Marija Reka mercury deposit and on its comparison with the Litija and Idrija deposits from the aspect of plate tectonics

Ivan Mlakar
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Natančno smo preučili marijareško okolico in po literaturnih podatkih rekonstruirali geološko zgradbo rudišča.

Prvini Ni in Hg tod nastopata skupaj, zato smo to rudišče primerjali z rudišči v Posavskih gubah, kjer prav tako najdemo živo srebro. Ugotovili smo pozitivno korelacijo med intenziteto razpiranja zemeljske skorje, prisotnostjo bazičnih vulkanitov ter nikljem in samorodnim živim srebrom. Podatki kažejo na globinski izvor teh prvin in permsko starost marijareškega rudišča.

Z upoštevanjem številnih geokemičnih podatkov smo podali nove poglede o perspektivnosti objekta.

Abstract

The surroundings of the Marija Reka deposit were studied in detail, and on the basis of literature data its geologic structure was reconstructed.

The chemical elements Ni and Hg are correlated, and therefore comparisons were made with the deposits in Sava folds in which also mercury occurs. Positive correlation was established between the intensity of extension of the Earth's crust, occurrence of basic volcanics, and nickel and native mercury. Results indicate the deep-seated source of these elements, and the Permian age of the Marija Reka deposit.

By considering numerous geochemical data new views on the perspective of the deposit were expressed.

Uvod

Na severnem obrobju Trojanske antiklinale se javlja majhno živosrebrno rudišče Marija Reka ali Velika Reka, kakor so ga imenovali nekateri. Rudišče zasluži posebno pozornost zaradi nenavadne mineralne združbe, zanimive starostne problematike in izrazitih porudnih deformacij.

Rudonosno območje smo preučevali leta 1982 v okviru raziskovalne naloge Meta-

logenetske študije za območje Slovenije, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije. Stare podatke smo skrbno ovrednotili in dopolnili z novimi. Delo je sinteza o poznavanju geološke zgradbe in orudenja v tem že več desetletij opuščenem živosrebrnem rudišču, s posebnim poudarkom na metalogenetski problematiki Posavskih gub v zvezi s tektoniko plošč.

Zgodovinski podatki

Po nekaterih informacijah (Makuc, 1933; Simić, 1951) so na območju Marija Reke rudarili že za časa Marije Terezije (vladala je od 1740 do 1780). Menda je obstajal precej globok jašek, svinčevo rudo – srebronosni galenit pa naj bi predelovali kar v njegovi bližini.

Leta 1826 so podelili rudarske pravice Simonu Kompošu na lokalnosti Na Mlakah. Listine omenjajo Barbarin rov. Dela so opustili leta 1850 (Mohorič, 1978).

Konec prejšnjega stoletja so raziskave spet zaživele. V obdobju 1880 do 1889 so izdelovali tako imenovani Kompošev rov (Makuc, 1933). Menimo, da so obnovili stara dela, ki jih je nekdaj zastavil Kompoš.

Leta 1912 je začel rudariti Daniel Omerzu, župan in trgovec iz Slovenske Bistrice. V višini okrog 510 metrov je našel izdanek svinčeve rude, ga skušal podkopati z Danielovim rovom in prodreti še v območje pod Staro jamo, o kateri je prav takrat našel dokumentacijo.

Po podatkih Dregerja (1922) je raziskave prekinila vojna, potem pa so dela obnovili. Konec leta 1922 je bil rov dolg že 300 metrov, vendar ne vemo, zakaj so z rudarjenjem prenehali, čeprav so rudo našli. Podkop se je nato zarušil.

Sredi leta 1931 so spet pričeli z raziskovanji. Obnovili so stari Kompošev rov, nato pa še Danielov podkop. Istočasno je Makuc skonstruiral in postavil peč (Kubias, 1931). Prostosledno pravico v rudnem polju Daniel sta dobila Omerzu in družabnik Lavrenčič, katerima se je pridružil še Albert Raimonenq iz Pariza. Podelitvena listina nosi datum 3. novembra 1931. Objekt so poimenovali kot Rudnik živega srebra Marija Reka v Mariji Reki.

Makuc je leta 1934 zapisal, da so zaradi pomanjkljive tehnične opreme dela začasno ustavili. Leta 1931 naj bi pridobili 350kg, naslednje leto pa le 105kg živega srebra (Simić, 1951; Mohorič, 1978).

Nemške okupacijske oblasti so decembra 1941 prepovedale obratovanje, partizanska dejavnost pa je uničila preostale naprave, med katerimi naj omenimo železne retorte in zidano plamensko peč.

Na podlagi skopih podatkov o prisotnosti zlata in srebra v marijareški rudi so se leta 1947 na pobudo celjske občine za rudišče spet začeli zanimati. Kljub priporočilom različnih komisij so rudarske oblasti dale prednost raziskavam v Idriji in zanimanje za Marija Reko je zamrlo.

Aprila 1951 so v laboratoriju Emajlirnice v Celju iz marijareške rude pridobili kobaltov oksid, ki ga uporabljajo za izdelovanje modrih emajlov. Tovarna posode se je za surovino zelo zanimala in začelo se je novo obdobje raziskovanja rudišča.

Republiška rudarska uprava je zaupala vodstvo del Rudniku in topilnici Mežica, julija 1952 pa je raziskave prevzel bližnji premogovnik Zabukovica.

Ob starem Danielovem podkopu so izdelali 220 metrov novega vstopnega rova in v začetku leta 1953 že prodrli do orudenega območja in starih del. Očistili so 9 metrov globoki jašek in na obzorju 510 izkopali več deset metrov rovov.

Iz komisijskega zapisnika z dne 18. aprila 1953 izvemo, da so ugotovili znatno nižje koncentracije Co in Ni, kot so predvidevali, pa tudi vsebnosti Hg in Pb so bile globoko pod pričakovanji.

Raziskovalna dela je nato prevzel Geološki zavod Ljubljana. Do konca leta 1956 so izdelali 611,5 metrov dolg podkop na obzorju 448 ter več 100 metrov rovov in nekaj vertikalnih povezav znotraj orudenega bloka (Jelenc, 1957) ter izračunali rudne zaloge.

Po uspešnem poskusu pridobivanja Hg iz predhodno prebrane marijareške rude v Cinkarni Celje (Vrhovec, 1957) so se spomladi 1958 odločili za poskusno odkopavanje. Delo je prevzelo podjetje Eksploatacija livarskega peska in laporja Štore v sodelovanju s celjsko Cinkarno in ga opravilo sredi leta 1958.

Dne 16. julija 1958 so zapisniško ugotovili, da odkopavanje rudišča ne bi bilo donosno. Republiški rudarski organ je 28. julija 1958 izdal odločbo o ustavitvi del.

Zaradi visoke konjunkture živega srebra na svetovnem trgu (Mlakar, 1974) so se leta 1969 spet začeli zanimati za Marija Reko, naše raziskave pa spadajo v okvir sistematskega preučevanja slovenskih rudišč.

Kratek pregled dosedanjih raziskav

Buser (1979) je izčrpno poročal o poteku geoloških raziskav na listu Celje. Zato bomo opozorili le na dela v zvezi z marijareškim rudiščem in okolico.

Tellerjeva geološka karta Celje–Radeče iz leta 1907 v merilu 1:75000 zajema tudi marijareško območje.

Po ogledu rudarskih del je Dreger (1922) napisal krajše poročilo z nekaj geološkimi podatki in z mnenjem o obetavnosti objekta. Tudi Kubias (1931) je zbral nekaj zanimivih podatkov o orudenju.

Makuc (1933, 1934) je natančno opisal litološke razmere in orudenje v Danielovem podkopu. V poročilu iz leta 1934 so med drugim tudi rezultati njegovih geokemičnih raziskav.

Jakoby (1936) je izdelal rentabilnostni izračun za odkopavanje marijareškega rudišča.

Sedlar (1950) je povzel starejše podatke in diplomskemu delu priložil karto prostosledov.

Leta 1951 je Berce kartiral okrog 36km^2 marijareškega ozemlja. V poročilu je karta merila 1:20000 brez pomembnih geoloških sporočil. Istega leta je Simić (1951) ocenil, da so v obdobju po 18. stoletju v rudišču pridobili 10 ton Hg, kar se nam zdi previsoko.

Drovenik M. je rudnomikroskopsko natančno pregledal 6 vzorcev rude z odvala (Duhovnik, 1951a).

Največ podatkov o rudišču je zbral Duhovnik. Raziskovalec je že leta 1951 (b) podal nekaj misli o orudenju in pogojih nastanka rudišča, nato pa v obdobju 1953 do 1955 spremljal raziskave in v merilu 1:200 kartiral vsa sledilna dela. Razpolagamo z jamsko karto in več poročili (Duhovnik, 1953 a do d; 1955) s podatki o razmerah na obzorjih 448 in 510, vzorčevanju, rezultatih mikroskopskih preiskav rude, povzetkom spoznanj o rudišču in z ekonomsko oceno.

Cissarz (1956) je obravnaval metalogenijo širšega prostora, Duhovnik (1956) pa je omenil med drugimi jugoslovanskimi živosrebrnimi rudišči tudi Veliko Reko.

Jelenc (1953, 1957) je poročal o raziskavah v rudišču, Vrhovec (1957) pa o rezultatih žganja živosrebrne rude v celjski Cinkarni.

V okviru preučevanj nastanka slovenskih rudišč je Berce (1963) Marija Reko večkrat omenil, Grafenauer (1965, 1969) pa je obravnaval metalogenijo na območju Posavskih gub.

Z metodo profiliranja je Grad (1969) pregledal ozemlje med Celjem in Vranskim ter namenil največ pozornosti psevdoziljskim plastem. Marijareško rudišče je prav na južnem obrobju te karte.

Istega leta je Lapajne (1969) na ožjem marijareškem območju izdelal 14 km² geološke karte v merilu 1:10000. Istočasno so pregledali več petrografskih, paleontoloških in geokemičnih vzorcev. Z geokemičnim vzorčevanjem so nadaljevali tudi naslednje leto (Lapajne, 1970). V letih 1971 in 1972 je Lapajne preučil še ozemlje južno in zahodno od tod.

O novoodkritih zgornjekrednih plasteh na marijareškem območju sta poročala Lapajne in Šribarjeva (1973).

Ozerova s sodelavci (1973) je povzela znane podatke o rudišču in dodala rezultate prvih izotopskih raziskav marijareške rude.

Premru (1974) je obdelal razvoj triasnih skladov v osrednjem delu Posavskih gub, za tektonsko razlago zgradbe širšega prostora pa sta pomembni razpravi iz let 1976 in 1980.

V prispevku o jugoslovanskih živosrebrnih rudiščih daje Berce (1975, 206) nekaj podatkov o Veliki Reki. Kasneje je raziskovalec usklajeval nastanek živosrebrnih rudišč z območja Mediterana s teorijo o tektoniki plošč in pri tem upošteval tudi nekatera slovenska rudišča (Berce, 1977).

V okviru sistematskih raziskav na uran v Sloveniji je prospekcija zajela tudi Zasavje ter bližnjo in širšo okolico marijareškega rudišča (Dimkovski, 1978).

Leta 1978 smo dobili Osnovno geološko karto – list Celje, naslednje leto pa še njen tolmač (Buser, 1978, 1979).

V zvezi s preučevanjem metalogeneze slovenskega prostora so Drovenik in sodelavci (1976, 1980) obravnavali tudi marijareško rudišče. Pomembni so zlasti podatki o izotopski sestavi žvepla ter spektralne analize galenita.

V okviru naših raziskav (Mlakar, 1982) smo po metodi evidentiranja in kartiranja vseh izdankov pregledali 4,25 km² ozemlja (sl. 1). Sedimentološko-petrografske vzorce sta preiskala Ogorelec in Orehkova, mikropaleontološke Šribarjeva, palinološke Jelen, na konodonte Kolar-Jurkovškova, rentgenske Mišič, rudnomikroskopske pa Drovenik. Kemične in spektralne analize so izdelali na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič (KIBK) v Ljubljani (analitik Hudnikova). Vsem sodelavcem se za še neobjavljene podatke, ki jih citiram med tekstom, lepo zahvaljujem.

Geološka zgradba ozemlja

Litostratigrafski podatki

Karbonske plasti. Med karbonske sklade uvrščamo sivi kremenovi konglomerat, peščenjak, meljevec in temno sivi do črni skrilavi glinovec.

V starejši literaturi ni pomembnih podatkov o sestavi in razvoju teh plasti. Šele v okviru raziskav na marijareškem območju (Lapajne, 1972, 1973) je Germovškova pregledala več vzorcev klastitov z obrobja našega ozemlja in kamenine označila kot glinenčev litoklastični peščenjak, sublitarenit ali litoklastični kremenov peščenjak. Gre za drobno-, srednje- in grobozrnate sljudnate peščenjake s 53 do 70% kremena in 15

do 27% odlomkov kamenin. Drobcev magmatskih kamenin je 8 do 12%. Zrna so ostroroba, polzaobljena ali zaobljena. Vezivo je silikatno, glineno filitno-sericitno ali rekristalizirano karbonatno. Prevladujejo monomineralna zrna kremena magmatskega in deloma metamorfnega izvora. Glinenci so spremenjeni (kaolinizirani, karbonatizirani) kisli plagioklazi. Najdemo tudi mikroklin in K glinenec. Drobci kamenin so sljudnati kvarcit, kremenov peščenjak in kisle vulkanske kamenine. Med pogostnimi minerali omenja Germovškova še muskovit, klorit in pirit.

Take značilnosti ima po podatkih Germovškove (Lapajne, 1969) tudi kamenina v grapi 250 metrov vzhodno od Kregarja (sl. 1). V sivem sljudnatem kremenovem peščenjaku so zrna velika od 0,03 do 0,6 mm. Kamenina sestoji iz 75% kremena, 14% muskovita, 6% silikatnih drobcev in 2 do 3% glinencev.

Vzorec litičnega kremenovega peščenjaka, 25 m južneje od tod, ki ga je v okviru naših raziskav (Mlakar, 1982) pregledala Orehkova, vsebuje celo 5% glinencev in 8 do 10% kalcita v vezivu. Pirita in organske substance je skupaj 1 do 2%. Polikristalni kremen kaže na izvor v metamorfnih kameninah, vlaknati muskovit pa ima značilnosti kot oni iz gnajsov.

Nekje iz rudišča sta vzorec zelo drobnozrnatega peščenjaka in sivega kremenovega konglomerata, ki smo ju odvzeli z jalovišča v grapi pod Kranjcem (sl. 1 – obzorje 448). V primerjavi z drugimi vzorci peščenjaka vsebuje ta kar 20% muskovita. S kompleksometrično metodo je Orehkova ugotovila še 0,2% kalcita in 9,9% dolomita, 2 do 3% pa so bile organske snovi. Okrog 5 mm veliki prodniki v konglomeratu so iz kremena, kvarcita, roženca in peščenjaka. Porni cement je peščen z muskovitom, tu in tam pa iz kalcita; posamezna idiomorfna zrna dolomita so redkost. Kompaktnost kamenine z usmerjenostjo zrn in regeneracija veziva (šipovidna struktura) kažejo po mnenju Orehkove na epigenetske spremembe.

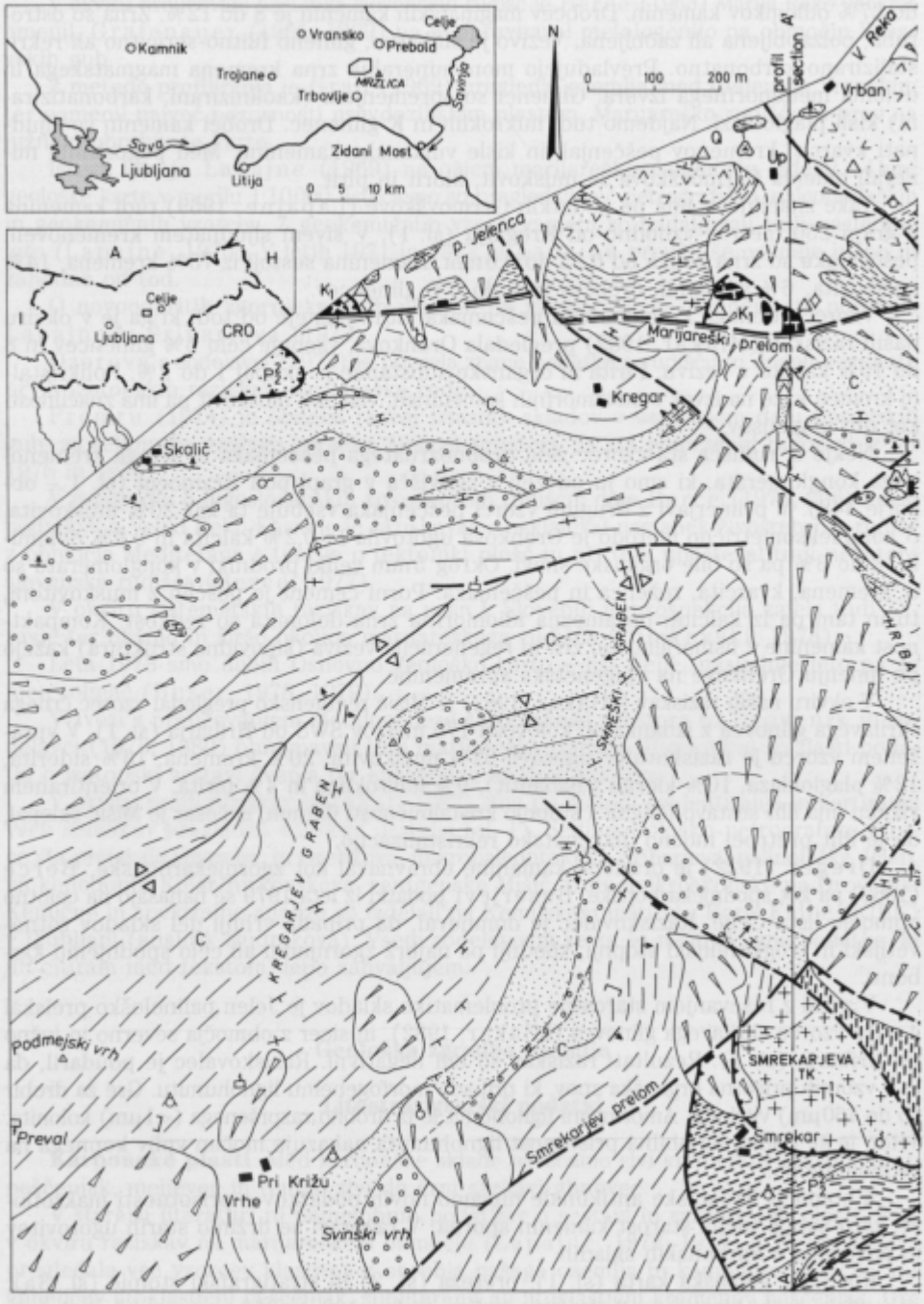
V okviru naših raziskav (Mlakar, 1982) je Mišič rentgensko pregledal vzorec črnega skrilavega glinovca z izdanka ob kolovozu 170 metrov SWS od Hribarja (sl. 1). V vprašenem vzorcu je raziskovalec ugotovil 32% muskovita, 20% kremena, 13% siderita, 12% plagioklaza, 10% klorita (diabantit), 9% mikroklina in 4% pirita. V orientiranem vzorcu ima illit sestavo fengita s stopnjo kristaliničnosti 6,5 mm, iz česar je Mišič sklepal, da je illit pretrpel močno diagenetsko rekristalizacijo.

Dreger (1922) je orudene kamenine obravnaval kot zgornjekarbonske, Berce (1963) pa kot spodnjekarbonske. Buserjevi podatki iz leta 1979 se nanašajo na celotno območje lista Celje. Raziskovalec je domneval, da pripada vrhnji del skladov rotnovetijski in trogkofelijski stopnji, spodnji pa najbrž zgornjemu ali celo spodnjemu karbonu.

V zvezi z reševanjem starostne problematike skladov je Jelen palinološko preiskal 4 naše vzorce skrilavega glinovca (Mlakar, 1982), in sicer z območja severno in južno od Hribarja (sl. 1). Rezultati raziskav so bili negativni. Raziskovalec je poudaril, da je v vzorcih prisotna organska snov, ki pripada morfogenemu lignohumitu. Gre za drobir (5 do 160 μm) vitrinita. Amorfogeni lignohumit je iz drobno razpršenega (< 1 μm) kolonita. Jelen je še dodal, da obilna prisotnost lignohumita nakazuje močan vpliv kopnega na sedimentacijo.

Z območja Trojanske antiklinale nimamo novih podatkov o prisotnosti makroflore, zato ostaja točna starost kamenin sporna. V razpravi se držimo starih ugotovitev in govorimo o karbonskih skladih.

Kot kaže geološka karta (sl. 1), prereza (sl. 2) in stratigrafski stolpič (sl. 3a), se javljajo grobi klastiti med skrilavimi glinovci kot 100 do 250 metrov debel vložek. Ponekod je konglomerat v spodnjem, drugod pa v srednjem ali zgornjem delu prere-



Sl. 1. Geološka karta marijareškega območja

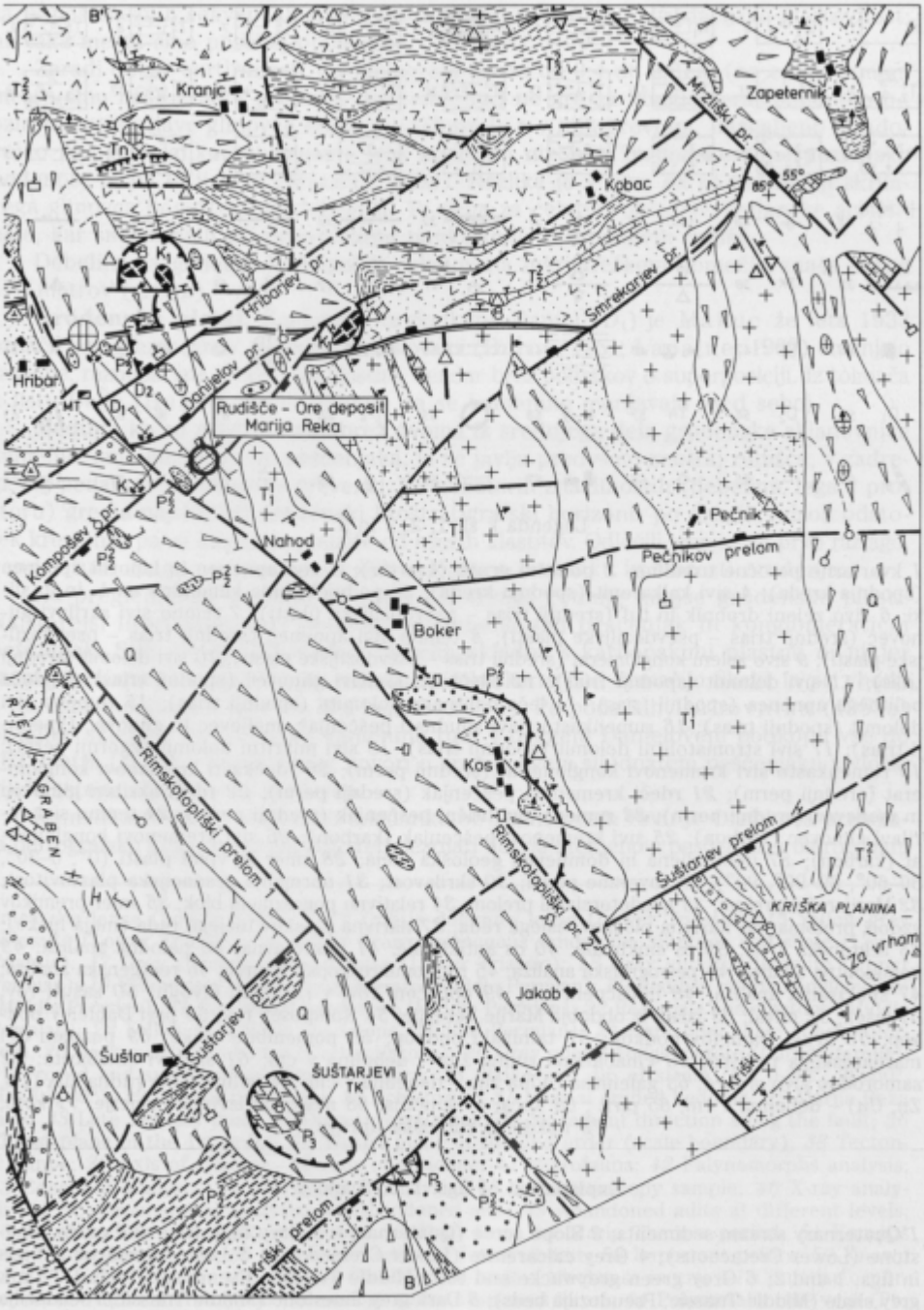
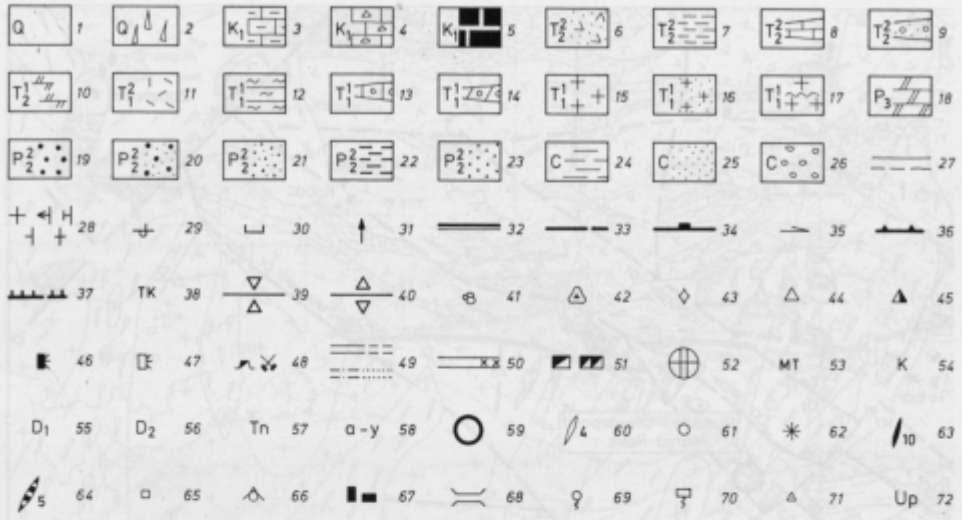


Fig. 1. Geological map of Marija Reka area



Legenda k sl. 1, 2, 3 in 5

1 kvartarne potočne usedline; *2* pobočni grušč (kvartar); *3* sivi apnenec in laporni apnenec (spodnja kreda); *4* sivi kalkarenit (spodnja kreda); *5* spodnjekredne kamenine na 1. in 2. sliki; *6* sivo zeleni drobnik in tuf (srednji trias – psevdoziljske plasti); *7* temno sivi skrilavi glinovec (srednji trias – psevdoziljske plasti); *8* temno sivi apnenec (srednji trias – psevdoziljske plasti); *9* sivo zeleni konglomerat (srednji trias – psevdoziljske plasti); *10* sivi dolomit (srednji trias); *11* sivi dolomit (spodnji trias); *12* rdečkasti skrilavi glinovec (spodnji trias); *13* leča oolitnega apnenca (spodnji trias); *14* leča oolitnega dolomita (spodnji trias); *15* rumeno sivi dolomit (spodnji trias); *16* rumenkasto rjavi sljudnati peščenjak, meljevec in glinovec (spodnji trias); *17* sivi stromatolitni dolomit (spodnji trias); *18* sivi mikritni dolomit (zgornji perm); *19* rumenkasto sivi kremenovi konglomerat (srednji perm); *20* rdečkasti kremenovi konglomerat (srednji perm); *21* rdeči kremenovi peščenjak (srednji perm); *22* rdeči skrilavi glinovec in meljevec (srednji perm); *23* rumeno sivi litični peščenjak (srednji perm); *24* temno sivi skrilavi glinovec (karbon); *25* sivi kremenovi peščenjak (karbon); *26* sivi kremenovi konglomerat (karbon); *27* ugotovljena in domnevna geološka meja; *28* smer in vpad plasti (0°, 0–30°, 30–60°, 60–90°, 90°); *29* inverzne plasti; *30* skrilavost; *31* normalna gradacijska plastovitost; *32* Marijareški prelom; *33* mladoterciarni prelom; *34* relativno pogreznjeni blok; *35* smer premikov vzdolž preloma; *36* narivna ploskev višjega reda; *37* narivna ploskev nižjega reda (meja luske); *38* tektonska krpa; *39* os sinklinale; *40* os antiklinale; *41* mikrofavna; *42* pelodna analiza; *43* konodontna analiza; *44* petrografska analiza; *45* rudnomikroskopski vzorec; *46* rentgenska analiza; *47* spektralna analiza; *48* opuščeni rov; *49* opuščeni rovi v različnih nivojih; *50* zasuti rov; *51* jašek; *52* odval; *53* jašek iz obdobja Marije Terezije; *54* Kompošev rov; *55* prvi Danielov podkop; *56* drugi Danielov podkop; *57* talninski podkop; *58* pomembne točke; *59* poznani del marijareškega rudišča; *60* cinabaritna rudna žila – debelina v cm; *61* sledovi cinabarita; *62* samorodno živo srebro; *63* galenitna rudna žila – debelina v cm; *64* polimetalna rudna žila (Pb, Zn, Cu) – debelina v cm; *65* pirit ; *66* koča; *67* kmetija; *68* most; *69* izvir; *70* zajetje; *71* kota; *72* nekdanja rudniška uprava

Explanation of figs. 1, 2, 3 and 5

1 Quaternary stream sediments; *2* Slope scree (Quaternary); *3* Grey limestone and marly limestone (Lower Cretaceous); *4* Grey calcarenite (Lower Cretaceous); *5* Lower Cretaceous beds in figs. 1 and 2; *6* Grey green greywacke and tuff (Middle Triassic, Pseudozilja beds); *7* Dark grey shale (Middle Triassic, Pseudozilja beds); *8* Dark grey limestone (Middle Triassic, Pseudozilja beds); *9* Grey green conglomerate (Middle Triassic, Pseudozilja beds); *10* Grey dolomite (Middle Triassic); *11* Grey dolomite (Lower Triassic); *12* Reddish shale (Lower Triassic); *13* Oolitic

za. V posameznih sekvencah smo tu in tam opazili normalno gradacijsko plastovitost; na taka mesta smo posebej opozorili.

Zaradi dobre sortiranosti konglomerata z zrni od 0,4 do 0,8cm (na enem samem mestu smo našli zrna v premeru do 2cm), tod ne gre za konglomerat podenote b_3, oziroma za skrilave glinovce enote a v talnini in c v njih krovnini. Razgaljeno skladovnico kamenin lahko vzporejamo le s srednjim nivojem karbonske superpozicijske podenote b_2 na Litijskem (Mlakar, 1994). Razlika je v tem, da so tod nivoji skrilavega glinovca pogostejši in debelejši. To velja za celotno območje Trojanske antiklinale, kar smo opazili pri preučevanju tamkajšnjih antimonovih rudišč.

Debelina razgaljenih karbonskih skladov na marijareškem območju znaša okrog 470 metrov (sl. 3a).

Grödenske plasti. Kamenine iz podkopa Daniel (D_1) je Makuc že leta 1933 označil kot »Verrucano«. Kasnejši raziskovalci (Berce, 1951; Lapajne, 1969) omenjajo različne, raznobarvne grödenske klastite, vendar brez podatkov o superpoziciji. Iz tolmača k listu Celje (Buser, 1979) izvemo, da se kamenine menjavajo med seboj.

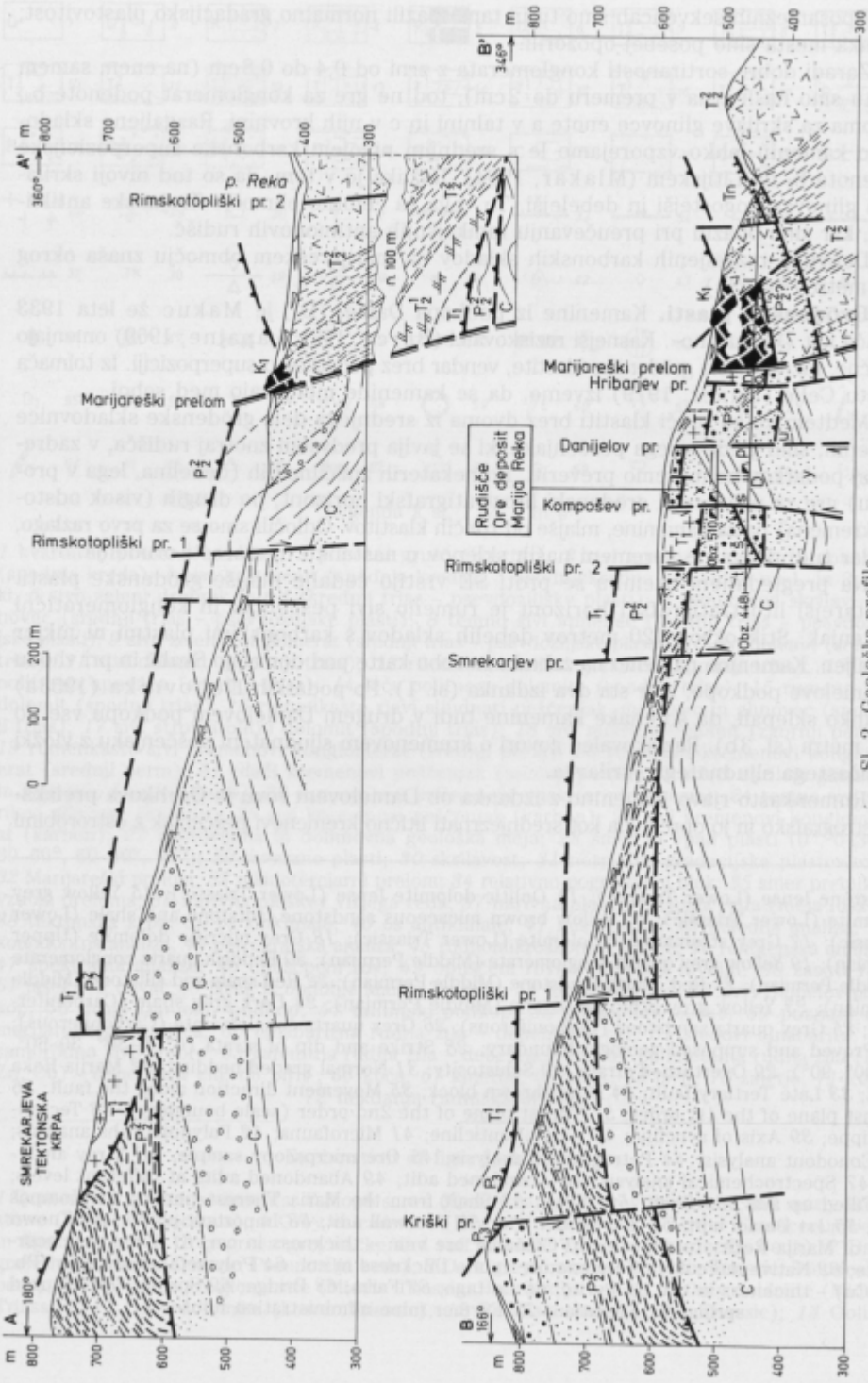
Medtem ko so rdeči klastiti brez dvoma iz srednjega dela grödenske skladovnice kamenin, smo glede sivega peščenjaka, ki se javlja predvsem znotraj rudišča, v zadregi, saj podatkov ne moremo preveriti. Po nekaterih značilnostih (debelina, lega v prostoru) gre za najstarejši grödenski litostratigrafski horizont, po drugih (visok odstotek kremena) pa za kamenine, mlajše od rdečih klastitov. Odločili smo se za prvo razlago, vendar tudi druga ne spremeni naših sklepov o nastanku in starosti orudenja.

Na pregledanem ozemlju se proti SE vrstijo čedalje mlajše grödenske plasti. Najstarejši litostratigrafski horizont je rumeno sivi peščenjak in konglomeratični peščenjak. Stik okrog 120 metrov debelih skladov s karbonskimi plastmi ni nikjer razgaljen. Kamenine najdemo na zahodnem robu karte pod domačijo Skalič in pri vhodu v Danielove podkope, kjer sta dva izdanka (sl. 1). Po podatkih Duhovnika (1953a) bi lahko sklepali, da so enake kamenine tudi v drugem Danielovem podkopu vse do 162. metra (sl. 3b). Raziskovalec govori o kremenovem sljudnatem peščenjaku z vložki vijoličastega sljudnatega skrilavca.

Rumenkasto rjavo kamenino z izdanka ob Danielovem rovu je Orehkova preiskala petrografsko in jo opredelila kot srednjezrnati litično kremenovi peščenjak z ostrorobimi

---

limestone lense (Lower Triassic); *14* Oolitic dolomite lense (Lower Triassic); *15* Yellow grey dolomite (Lower Triassic); *16* Yellow brown micaceous sandstone, siltstone and shale (Lower Triassic); *17* Grey stromatolitic dolomite (Lower Triassic); *18* Grey micritic dolomite (Upper Permian); *19* Yellow grey quartz conglomerate (Middle Permian); *20* Reddish quartz conglomerate (Middle Permian); *21* Red quartz sandstone (Middle Permian); *22* Red shale and siltstone (Middle Permian); *23* Yellow grey lithic sandstone (Middle Permian); *24* Dark grey shale (Carboniferous); *25* Grey quartz sandstone (Carboniferous); *26* Grey quartz conglomerate (Carboniferous); *27* Proved and supposed geologic boundary; *28* Strike and dip of strata (0°, 0–30°, 30–60°, 60–90°, 90°); *29* Overturned strata; *30* Schistosity; *31* Normal graded bedding; *32* Marija Reka fault; *33* Late Tertiary fault; *34* Downthrown block; *35* Movement direction along the fault; *36* Thrust plane of the 1st order; *37* Thrust plane of the 2nd order (scale boundary); *38* Tectonic klippe; *39* Axis of syncline; *40* Axis of anticline; *41* Microfauna; *42* Palynomorphs analysis; *43* Conodont analysis; *44* Petrographic analysis; *45* Ore microscopy sample; *46* X-ray analysis; *47* Spectrochemical analysis; *48* Abandoned adit; *49* Abandoned adits at different levels; *50* Filled up adit; *51* Shaft; *52* Dump; *53* Shaft from the Maria Theresa period; *54* Kompoš adit; *55* 1st Daniel adit; *56* 2nd Daniel adit; *57* Footwall adit; *58* Important points; *59* Known part of Marija Reka ore deposit; *60* Cinnabar ore vein – thickness in cm; *61* Cinnabar occurrence; *62* Native mercury; *63* Galena ore vein – thickness in cm; *64* Polymetallic ore vein (Pb, Zn, Cu) – thickness in cm; *65* Pyrite; *66* Cottage; *67* Farm; *68* Bridge; *69* Spring; *70* Captured spring; *71* Elevation; *72* Former mine administration house



Sl. 2. Geološka profila
Fig. 2. Geological sections

do slabo zaobljenimi zrni. Prevladujejo mono- in poligranularna, kataklazirana kremenova zrna (60%). Drobci kamenin (20%) so magmatskega izvora ali pa pripadajo kvarcitu, rožencu ter tu in tam glinovcu. V pornem cementu s sledovi muskovita je po podatkih Orehkove tudi idioksenomorfni kalcit močno impregniran z Fe oksidom.

V krovnini so rdeči skrilavi glinovci in meljevci. To nakazujejo razmere v drugem Danielovem podkopu med 130. in 150. metrom (sl. 3b). Kamenine se večkrat pokažejo izpod grušča pod domačijo Nahod, na veliki površini pa jih najdemo na južnem obrobju karte. Med rdečimi skrilavimi glinovci in meljevci, debelimi okrog 150 metrov, so tu in tam nekaj metrov debele leče rdečega ali sivega drobnozrnatega peščenjaka (sl. 1, 2 in 3a).

Južno od Šuštarja se lahko prepričamo, da je na skrilavem glinovcu rdeči drobnozrnati peščenjak ponekod s polami rdečega meljevca. Po podatkih Duhovnika (1953a) so na take, okrog 80 metrov debele plasti naleteli tudi v jami.

Rdečkasti konglomerat z do 1,5cm velikimi zrni belega, predvsem pa rožnatega kremena, kvarcita, peščenjaka in glinovca je na pregledanem območju najmlajša ohranjena grödenska usedlina.

V petrografsko preiskanem vzorcu rdečkastega konglomerata pri domačiji Kos (sl. 1), je Orehkova ugotovila še drobce, ki verjetno izvirajo iz magmatskih kamenin, in zrna roženca z rekristaliziranimi radiolariji. Prevladuje kontaktno vezivo.

V nekaterih nivojih je konglomerat siv do rumeno siv, vendar s posameznimi prodniki rožnatega kremena. Pole rdečega glinovca ali peščenjaka so redkost. Grobi klastiti so debeli vsaj 150 metrov (sl. 3a). Veliki izdanki konglomerata so nad kmetijo Kos in na grebenu SE od Šuštarja; iz jame jih omenja Duhovnik (1953a).

Debelina grödenskih skladov znaša vsaj 500 metrov, sam razvoj pa je skoraj enak onemu, kakršnega smo v začetku osemdesetih let našli na Sovodenjskem in Žirovskem ozemlju (Mlakar, 1981). Na to primerjavo smo opozorili na sl. 3a (oznake A_1 do $A_{3/2}$).

Po drugi, v začetku poglavja nakazani varianti, naj bi sivi klastiti z oznako A_1 spadali v enoto B (krovnina enote $A_{3/2}$); skladi superpozicijske enote C po obeh različicah manjkajo.

Zgornjepermske plasti. Na listu Celje so dokazali te kamenine na nekaj mestih (Buser, 1979); z marijareškega območja jih ne omenja nihče.

Tako starost pripisujemo sivemu do temno sivemu dolomitu pri Šuštarju in onemu na grebenu SE od tod (višina 850 metrov). Povsod gre za dolomitni drobir (sl. 1).

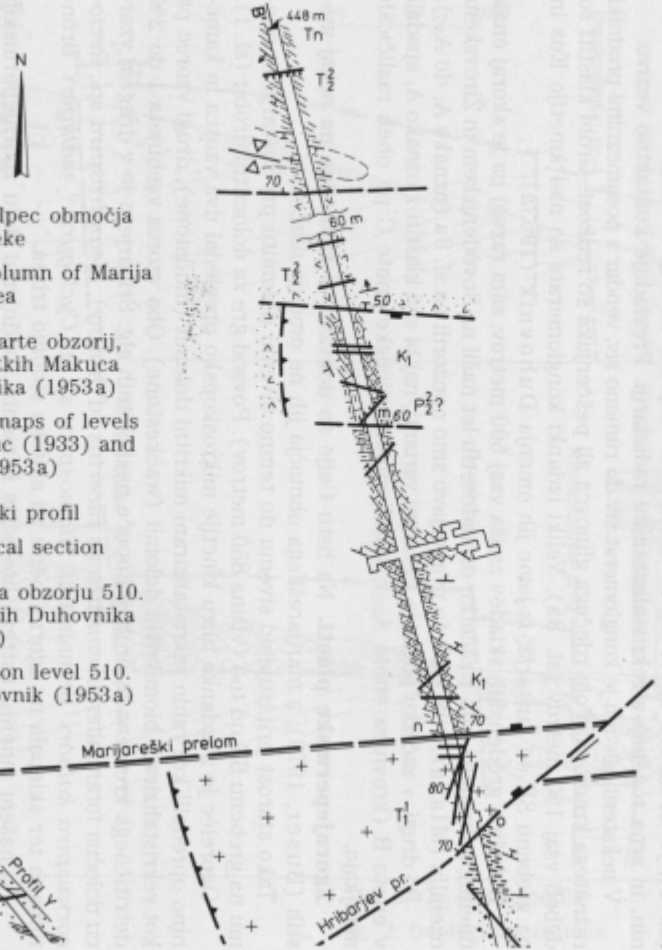
Ogorelec je z izdanka blizu kmetije mikroskopsko pregledal dva vzorca in kamenino opredelil kot rahlo rekristalizirani mikritni dolomit (mudstone), drugi vzorec pa kot rekristalizirani biomikritni dolomit (wackestone). Oba vzorca vsebujeta 1 do 2% detritičnega kremena in drobne kopuče neskeletnih alg. Šribarjeva je v drugem vzorcu določila foraminifere *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Meandrospira* sp., *Rectocornuspira kalhori* Brönnimann, *Glomospira* sp. in *Cyclogyra ? mahajeri* Brönnimann ter sklepala na zgornji perm ali skitsko stopnjo triasa.

Po našem mnenju ustreza litofacies kamenin spodnjemu delu zgornjepermskih skladov v zahodni Sloveniji.

Skitske plasti. Berce (1951) je pisal o skitskem dolomitu in rdečem glinovcu, Lapajne (1969) pa še o rumenkastem meljevcu in oolitnem apnencu ter skladovnico razdelil na 4 superpozicijske enote. Razčlenitev skitskih plasti z območja celotne Trojanske antiklinale (Premru, 1974) le v grobem ustreza razmeram na marijareškem območju, kar velja tudi za podatke Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978, 1979).

Sivi, pasnati dolomit, debel nekaj 10 metrov, je najstarejši skitski litostratigrafski

Sl. 3b
Fig. 3b



Sl. 3a. Geološki stolpec območja Marija Reke

Fig. 3a. Geological column of Marija Reka area

Sl. 3b. Geološke karte obzorij, prirejene po podatkih Makuca (1933) in Duhovnika (1953a)

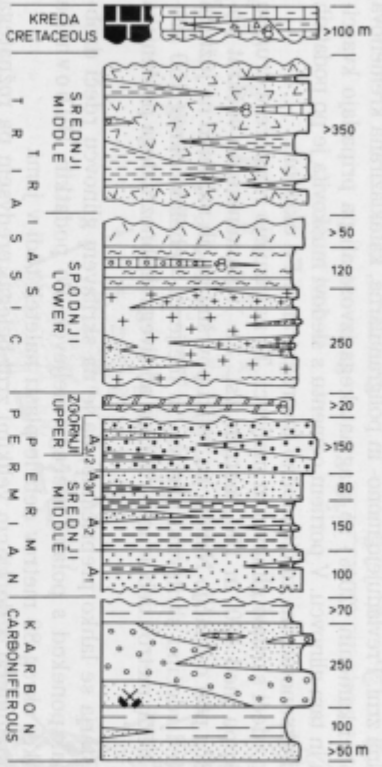
Fig. 3b. Geological maps of levels modified after Makuc (1933) and Duhovnik (1953a)

Sl. 3 c. Geološki profil

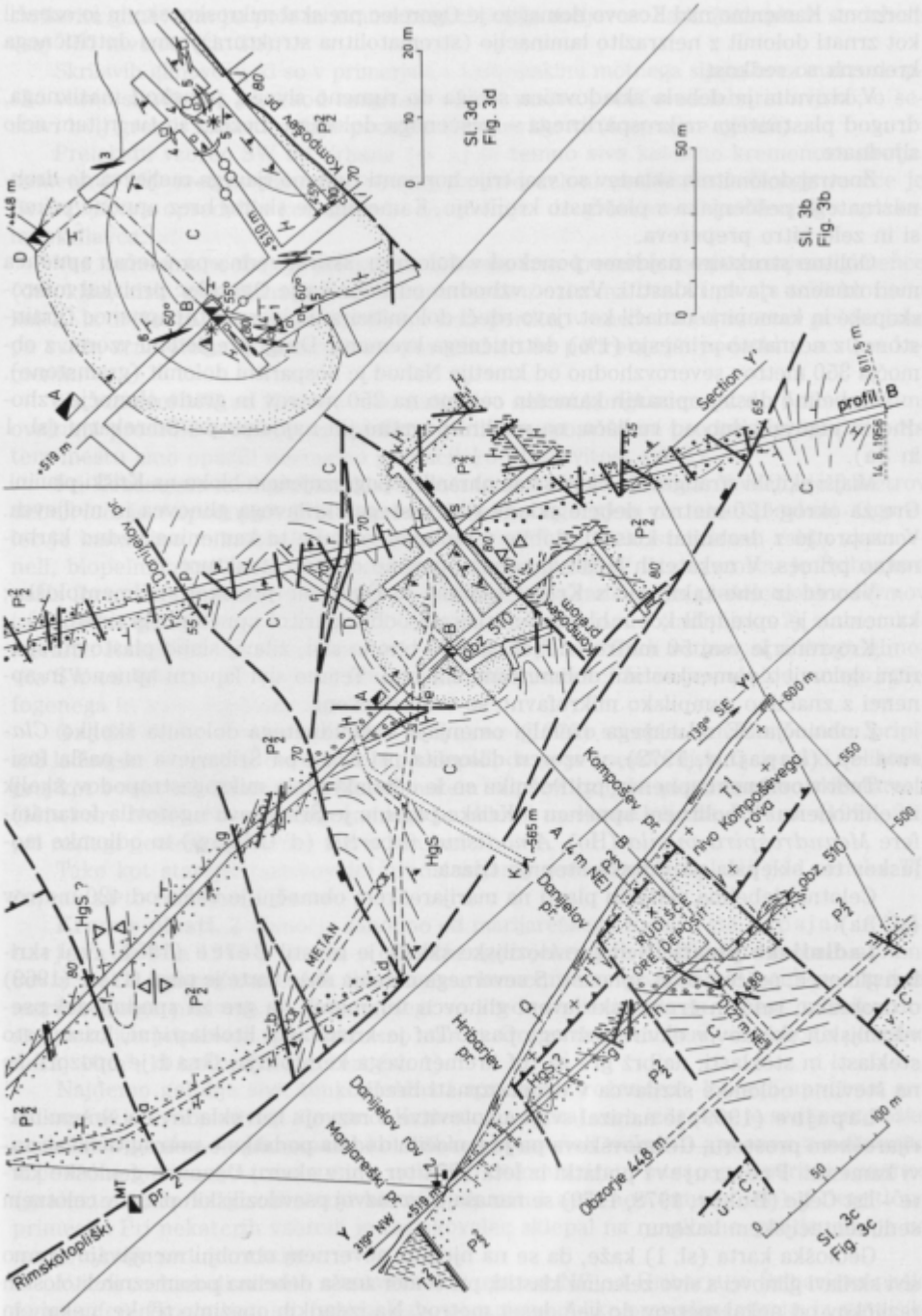
Fig. 3 c. Geological section

Sl. 3 d. Rudne žile na obzorju 510. Prirejeno po podatkih Duhovnika (1953a)

Fig. 3 d. Ore veins on level 510. Modified after Duhovnik (1953a)



Sl. 3a
Fig. 3a


Sl. 3d
Fig. 3d
Sl. 3b
Fig. 3b
Sl. 3c
Fig. 3c
Kompošev pr.
Danijelov pr.
Hribarjev pr.
Danijelov rov 2
Marijareški pr.
Rimskotopliški pr. 2
Section Y'
profil B
RUDIŠČE
ORE DEPOSIT
nivo Kompoševega rova
METAN
HgS
HgS ?
obz 510
Obzorje 448 m
139° SE
319° NW
+448 m
+519 m
+510 m
+565 m
600 m
550
500
480
100 m
50 m
20 m
10
0

horizont. Kamenino nad Kosovo domačijo je Ogorelec preiskal mikroskopsko in jo označil kot zrnati dolomit z neizrazito laminacijo (stromatolitna struktura); zrna detritičnega kremena so redkost.

V krovnini je debela skladovnica sivega do rumeno sivega, ponekod masivnega, drugod plastnatega mikrosparitnega – peščenega dolomita. Lezike so tu in tam zelo sljudnate.

Znotraj dolomitnih skladov so vsaj trije horizonti rumeno rjavega meljevca do drobnozrnatega peščenjaka s ploščasto krojitvijo. Kamenina je skoraj brez apnene primesi in zelo hitro prepereva.

Oolitno strukturo najdemo ponekod v dolomitu, skoraj vedno pa v lečah apnenca med rumeno rjavimi klastiti. Vzorec vzhodno od Pečnika je Ogorelec preiskal mikroskopsko in kamenino označil kot rjavo rdeči dolomitizirani bioosparitni apnenec (grainstone) z neznatno primesjo (1%) detritičnega kremena. Drugi pregledani vzorec z območja 350 metrov severovzhodno od kmetije Nahod je oosparitni dolomit (grainstone).

Debelino doslej opisanih kamenin cenimo na 250 metrov in grade območje vzhodno in jugovzhodno od rudišča; na majhni površini jih najdemo pri Smrekarju (sl. 1 in 3a).

Mlajši skitski stratigrafski členi so se ohranili v pogreznjenem bloku na Kriški planini. Gre za okrog 120 metrov debele sklade rdečkastega skrilavega glinovca in meljevca. V nasprotju z drobnimi klastiti globlje v stolpiču vsebuje ta kamenina vedno karbonatno primes. V nekaterih lečah apnenca opazimo oolitno strukturo.

Vzorec iz ene takih leč s Kriške planine je Ogorelec preiskal sedimentološko; kamenino je opredelil kot rahlo dolomitizirani oobiosparitni apnenec (grainstone).

Krovnina je vsaj 50 metrov debeli sivi do temno sivi, žilavi, slabo plastoviti sparitni dolomit z rumenkastimi dolomitnimi žilicami. Temno sivi laporni apnenci in apnenci z značilno campilsko mikrofavno so tod odneseni.

Z območja SE od našega ozemlja omenjajo iz sljudnatega dolomita školjko *Claraia* sp. (Lapajne, 1972), v vzorcu dolomita pri Kosu pa Šribarjeva ni našla fosilov. Tudi v oolitnem apnencu pri Pečniku so le odlomki lupin mikrogastropodov, školjk in ehinoderm. V oolitnem apnencu s Kriške planine je Šribarjeva ugotovila foraminifere *Meandrospira pusila* (Ho), *Amodiscus incertus* (d' Orbigny) in odlomke moluskov ter sklepala na skitsko stopnjo triasa.

Celotna debelina skitskih plasti na marijareškem območju je večja od 420 metrov (sl. 3a).

Ladinijske plasti. Med psevdoziljske sklade je uvrstil Berce (1951) črni skrilavi glinovec, peščenjak in apnenec. S severnega obrobja naše karte je pisal Grad (1969) o drobniku, tufu in črnem skrilavem glinovcu ter menil, da gre za spodnji del psevdoziljskih skladov v okviru južnega pasu. Tuf je kristalasto litoklastični, kristalasto steklasti in steklasti; najbrž gre za tuf kremenovega keratofirja. Grad je opozoril še na številne odlomke skrilavca v drobnozrnati breči.

Lapajne (1969) je nanizal svoje ugotovitve o razvoju teh skladov na širšem marijareškem prostoru, Germovškova pa je poročilu dodala podatke o petrografski sestavi kamenin. Premrujevi podatki iz leta 1974 ter oni v okviru Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978, 1979) se nanašajo na razvoj psevdoziljskih plasti v celotnem sedimentacijskem bazenu.

Geološka karta (sl. 1) kaže, da se na njenem severnem obrobju menjavajo temno sivi skrilavi glinovci s sivo zelenimi klastiti, pri čemer znaša debelina posameznih litoloških različkov od nekaj metrov do več deset metrov. Na izdankih opazimo tenke, nekaj cm debele pole temno sivega muljevca tudi znotraj sivo zelenih tufogenih kamenin, med

skrilavim glinovcem pa pole in lamine temno sivega meljevca. Ladinijske plasti so debele vsaj 350 metrov (sl. 3a).

Skrilavih glinovcev, ki so v primerjavi s karbonskimi motnega sijaja, brez makroskopsko vidne sljude ter ponekod reagirajo s HCl, nismo preučevali laboratorijsko; o sestavi bolj grobih klastitov daje podatke Germovškova (Lapajne, 1969).

Preiskani vzorec SW od Vrbana (sl. 1) je temno siva kalcitno kremenova droba, kamenina 250 metrov vzhodno od tod pa sivo zeleni pelitski tuf. Druge vzorce je Germovškova opredelila kot drobno- ali srednje- do grobozrnati peščenjak s splakami skrilavca.

Vse kamenine vsebujejo pretežno ostroroba zrna kremena in spremenjene glinence (ortoklaz, kisle plagioklaze), v silikatnem vezivu oziroma osnovi pa sta tudi klorit in kalcit. Iz drobnika omenja Germovškova zrna pertita, v enem izmed vzorcev peščenjaka pa sveža zrna albita. V omenjenem poročilu so še podrobnejši podatki o sestavi kamenin.

Na vzpetini NW od Kranjca smo našli sivo zeleni konglomerat z do 6mm velikimi ovalnimi prodniki kremena in splakami skrilavca; posamezni prodniki so izluženi. Na tem mestu smo opazili normalno gradacijsko plastovitost (sl. 1).

Pri Kobacu sta med grobimi klastiti leči temno sivega apnenca. V večji, do 6 metrov debeli leči je v spodnjem delu apnenec debelo, v zgornjem pa tenko plastnat. Ogorelec je kamenino mikroskopsko preiskal in označil kot rekristalizirani, rahlo okremeneli, biopelmikritni apnenec (packstone, wackestone). V istem vzorcu je Šribarjeva našla foraminifero *Endothyranella* sp., kalcitizirane radiolarije, ploščice ehinodermov in lupinice pelagičnih školjk ter sklepala na srednjetriasno (ladinijsko ?) starost kamenine. Raziskave na konodonte so bile brezuspešne. Tudi vzorec skrilavega glinovca SW od Vrbana (sl. 1) je bil brez palinološke vsebine; Jelen je našel le mnogo morfogenega in amorfogenega lignohumita.

Grad (1969), Premru (1974) in Buser (1979) so opisanim kameninam pripisali ladinijsko starost, iz česar bi lahko sklepali, da se je psevdoziljski facies tod oblikoval prej kot v zahodni Sloveniji; na Cerkljanskem so psevdoziljske plasti cordevolske starosti (Mlakar, 1980). Na podobno zadrego je naletel na listu Celje že Buser (1979, 26) pri razlagi geoloških razmer NE od Polzele.

Tako kot starejši raziskovalci predstavljamo psevdoziljske plasti pod oznako T_2^2, čeprav za to nimamo dokazov.

Kredne plasti. Z območja zahodno od marijareškega rudišča sta Lapajne in Šribarjeva že leta 1973 poročala o odkritju zgornjekrednih ploščastih lapornih apnencev z vložki apnenčeve breče in roženca; kamenine se javljajo kot ozek pas vzdolž marijareškega preloma. V podobni legi so kredne plasti tudi na našem ozemlju, doslej pa so jim pripisovali spodnjetriasno starost. Gre za več osamljenih izdankov s površino nekaj $10 m^2$, ki izstopajo kot čeri (sl. 1).

Najdemo golobje sivi, tenkoploščasti apnenec z rožencem, laporni apnenec, sivi kalkarenit in črni plastnati apnenec. Kamenine s skoraj vseh izdankov je sedimentološko preiskal Ogorelec in jih označil kot rahlo okremeneli mikritni apnenec z neizrazito vzporedno laminacijo (mudstone), nekoliko dolomitizirani intraoopelsparitni apnenec (grainstone) in rekristalizirani biomikrosparitni apnenec (mudstone) z detritično primesjo. Pri nekaterih vzorcih je raziskovalec sklepal na razgibano, pri drugih pa na mirno okolje sedimentacije.

V vzorcu biokalkarenita z izdanka 200 metrov NE od Hribarja je Šribarjeva našla foraminifere *Trocholina* sp. (gre za slabo ohranjene oblike presedimentirane iz starejših, verjetno malmskih plasti) ter sklepala na spodnjekredno starost kamenine. Iz drugih

izdankov omenja Šribarjeva le Textulariidae, Codiaceae, detritus modrozelenih alg, ehinoderme in odlomke mehkužcev. Na tako starost preiskanih vzorcev kaže po mnenju Šribarjeve tudi primerjava litobiofaciesa z znanimi nahajališči spodnje krede drugod v Sloveniji. Zato je razumljivo, da Kolar-Jurkovškova v nobenem od treh pregledanih vzorcev ni našla konodontov.

Kot kažejo razmere v jami, je debelina krednih skladov večja od 100 metrov.

Kvartar. Kvartarne starosti so potočne naplavine, pobočni grušč in podori. Potočne naplavine najdemo le vzdolž Marijareškega potoka. Največje površine, prekrite z gruščem, debelem celo preko 10 metrov, so prav na območju marijareškega rudišča in južno od tod, kar zelo otežkoča razlago geoloških razmer. Na predelu Kos–Nahod imamo opraviti celo s podori, saj so bloki pisanega grödenskega konglomerata veliki več m^3.

Tektonska zgradba

Na Tellerjevi geološki karti iz leta 1907 se na marijareškem območju pravilno vrstijo vsi skladi – od karbonskih do srednjetriasnih. Tako kakor Teller je tudi Berce (1951) imel psevdoziljske plasti v okolici rudišča za karbonske, zato naj bi perspektivno ozemlje seglo še daleč proti severu.

Grad (1969) in Lapajne (1969) sta prva ugotovila psevdoziljske plasti na ožjem marijareškem območju in obravnavala stik s karbonskimi kameninami kot tektonski.

Novejše geološke karte rudonosnega območja se ločijo med seboj po različni razlagi odnosov med karbonskimi in grödenskimi ter paleozojskimi in triasnimi skladi. Berce (1951) in Lapajne (1969) sta menila, da leže grödenske plasti tod erozijsko-diskordantno na karbonskih, po ugotovitvah Buserja (1978, 1979) pa je ta stik normalen. Lapajne (1969) je pisal o erozijsko-diskordantni legi skitskih plasti na starejših kameninah. Buser (1978) je na tem mestu vrisal narivno ploskev, marsikje na listu Celje pa je ta stik podan kot tektonsko-erozijska diskordanca.

Če ekstrapoliramo Premrujeve geološke podatke (1974, 1980) proti vzhodu, je naše ozemlje del Trojanske antiklinale oziroma Kozjaškega nariva; triasne plasti v krovnini naj bi pripadale Trojanskemu narivu. Tudi po podatkih Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978, 1979) smo preučevali del ozemlja ob severnem obrobju Trojanske antiklinale v okviru Posavskih gub kot tektonske enote višjega reda.

Preiskano ozemlje leži na severovzhodnem obrobju velikega tektonsko-erozijskega okna iz paleozojskih skladov (Buser, 1978). Tod smo ugotovili dva pasova grobih karbonskih klastitov, ki ju povezujemo v nagubano enoto – antiklinalo. V severnem krilu gube so skladi strmi, ponekod celo inverzni, na južnem pa imajo položnejšo lego (sl. 1 in 2 – prerez A). S približevanjem rudišču se os gube zasuka iz prečnodinarske v alpsko smer in potone proti vzhodu.

Glede na odnos kril proti osni ravnini je guba skoraj vertikalna, sleme pa zaobljeno. Verjetno gre za eno izmed gub nižjega reda in ne za jedro Trojanske antiklinale.

Na karbonskih plasteh leži do 250 metrov debela plošča, poševno izrezana iz grödenske skladovnice kamenin. Na subhorizontalno narivno ploskev nalegajo proti SE čedalje mlajše grödenske plasti in leže na različno starih karbonskih kameninah (sl. 1 in 2). Dopuščamo možnost, da so grödenske plasti v rudišču ponekod v inverzni stratigrafski legi.

Tudi naslednja narivna enota je omejena z bazalnim poševnim rezom in sestoji iz zgornjepermskih, predvsem pa iz spodnjetriasnih skladov z vpadom proti severovzhodu. Pri Smrekarju so se skitske plasti ohranile kot tektonska krpa, ki smo jo poimenova-

li po tej domačiji. Vzhodno od tod je na različnih grödenskih kameninah zgornjepermski dolomit kot najstarejši člen obravnavane narivne enote; govorimo o dveh Šuštarjevih tektonskih krpah, označenih po bližnji kmetiji.

V isto narivno enoto uvrščamo tudi psevdoziljske plasti s severnega obrobja naše karte, čeprav so na videz tuja geološka struktura. Po podatkih Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978), leže nakaj km vzhodneje od tod (Gozdnik) te kamenine na karbonatnih plasteh anizične starosti s skitskimi ali neposredno grödenskimi skladi v podlagi. Take razmere domnevamo tudi v globini in smo jih shematsko pokazali na drugi sliki (prerez A).

Psevdoziljske plasti vpadajo proti severu kakor proti jugu, tu in tam pa so vertikalne v okviru izoklinalnih gub, kot npr. severno od Kobaca (sl. 1). Glede na tektonsko rajonizacijo osrednje Slovenije (Premru, 1980), bi lahko ta narivna enota pripadala Trojanskemu narivu.

Najbolj zanimive probleme odpira prisotnost krednih plasti. Zahodno od Kregarja sta Lapajne in Šribarjeva (1973) vrisala kredne kamenine kot strmo proti severu nagnjeno in z narivnima ploskvama omejeno lusko sredi triasnih skladov. Tako intepretacijo najdemo tudi na Osnovni geološki karti – list Celje (Buser, 1978), daleč severno od tod pa naj bi ležali kredni klastiti erozijsko-diskordantno na triasni podlagi.

Neposredni stik karbonskih in psevdoziljskih plasti na veliki dolžini ter razporeditev izdankov krednih kamenin (sl. 1) kažeta, da te ne sežejo v globino, temveč leže na psevdoziljskih skladih. Toda subvertikalna lega krednih apnencev izključuje razlago, da je odnos med kameninama erozijsko-diskordanten. Kredne plasti smo zato spodaj omejili z narivno ploskvijo in menimo, da gre za tektonske krpe, vkleščene vzdolž Marijareškega preloma (sl. 1 in 2).

Deformacijo, ki jo danes označujemo kot Marijareški prelom, so raziskovalci genetsko različno opredeljevali; na nekaterih geoloških kartah smo celo v zadregi, kje pravzaprav poteka.

Tektonski kontakt z vpadom proti jugu je tod ugotovil že Winkler (1923) in ga imel za nariv paleozoika Trojanske antiklinale proti severu.

Prelom je poimenoval Grad (1969, 94) in vrisal na dolžini 30 km; ob strmem, proti severu nagnjenem prelomu s smerjo E–W se stikajo različne kamenine.

Lapajne (1972) ter Lapajne in Šribarjeva (1973) sta pisala o narivanju proti jugu oziroma luskasti zgradbi vzdolž Marijareškega preloma; psevdoziljske kamenine so narinjene na kredne plasti, te pa na paleozojsko podlago.

Premru (1976, sl. 8) je vrisal Marijareški prelom shematsko v okviru prelomnega sistema šeste neotektonske faze iz srednjega dela zgornjega pliocena. V tolmaču k Osnovni geološki karti – list Celje (Buser, 1979, 48) je pojasnilo, da so ob prelomu v obliki luske verjetno vgnetene zgornjekredne med triasne plasti. Podmena o triasni zasnovi alpskih prelomov (Buser, 1979, 47) je najbrž točna, vendar je ne moremo podkrepiti z novimi podatki.

Na naši grafični dokumentaciji smo Marijareški prelom posebej označili, tako da izstopa v primerjavi z drugimi deformacijami. Gre za normalni prelom s strmim vpadom (70°) proti severu ter grezanjem severnega krila za več 100 metrov, kot je poudaril že Premru (1976). Ob subparalelnem Pečnikovem prelomu, poimenovanem po zarušeni domačiji, so južno od Kregarja obprelomne gube s smerjo sever–jug (sl. 1). Podatek kaže še na bočno kompresijo oziroma horizontalna premikanja blokov ob tem prelomnem sistemu.

Alpsko usmerjeni prelomi so na pregledanem prostoru skupaj z nekaj nepomem-

bnimi meridionalnimi prelomi najstarejše neotektonske deformacije. Vsi dinarski in prečnodinarski prelomi sekajo in premikajo Marijareški prelom.

Na severozahodnem podaljšku dinarskega preloma, ki ga je Buser (1979) označil z zaporedno številko 23, so na naši karti deformacije izrazite. Oznako smo privzeli in govorimo o prvem in drugem Rimskotopliškem prelomu. Vzdolž subparalelnih, od 300 do 400 metrov oddaljenih subvertikalnih prelomov ugotavljamo horizontalne desne zmike od 70 do 170 metrov in grezanje severovzhodnih prelomnih kril za nekaj 10 metrov. Prelome izdajajo stiki različnih kamenin, sedla in izviri.

Na severovzhodnem obrobju naše karte se javlja močan dinarski prelom, ki ga je nakazal Buser (1978) na stiku različno starih triasnih dolomitov, vendar ga ni poimenoval. Prelom je usmerjen proti izrazitemu sedlu na območju hriba Mrzlica, zato ga označujemo kot Mrzliški prelom. Ob cesti Kobac–Zapeternik ima prelomna ploskev elemente 30/55° in subhorizontalne tektonske drse. Opazimo desni zmik psevdoziljskih skladov za 280 metrov.

Omeniti moramo še dinarski prelom ob severovzhodnem obrobju Smrekarjeve tektonske krpe, vendar ga nismo poimenovali.

Po domačiji Smrekar smo označili najmočnejši prečnodinarski prelom, ki levo zmakne Marijareškega vsaj za 350 metrov. V grapi med Kobacom in Zapeternikom izstopa prelomna – »dolomitna stena« z elementi 115/85° (sl. 1) in subhorizontalnimi tektonskimi drsami. V bližini so v sljudnatem spodnjeskitskem dolomitu obprelomne gube z dinarsko usmeritvijo osi gub, kar prav tako govori za horizontalna premikanja blokov. Močne deformacije opazimo še znotraj karbonskih klastitov in na severnem obrobju Smrekarjeve tektonske krpe.

Med domačijama Hribar in Nahod najdemo snop prečnodinarskih prelomov, ki oblikujejo geološko zgradbo rudišča in jih bomo spoznali kasneje.

Na jugovzhodnem obrobju karte smo poimenovali še dva prečnodinarska preloma, prvega po domačiji Šuštar, drugega pa po Kriški planini. Pri grezanju jugovzhodnih prelomnih kril in desnih zmikih vzdolž dinarskih prelomov je nastala parketna zgradba (sl. 1).

Podatkov za starostno opredelitev neotektonskih prelomnih sistemov nimamo.

Splošni podatki o rudišču

Na sejah komisij je lastnik Omerzu leta 1947 še imel dokumentacijo o starih rudarskih delih. Kje je le-ta danes in ali je sploh ohranjena, ne vemo. Po podatkih iz Arhiva Geološkega zavoda v Ljubljani lahko točno rekonstruiramo le rudarska dela iz novejšega obdobja (sl. 3b in d).

Jašek iz obdobja Marije Terezije je bil po mnenju kmeta Hribarja med domačijo in Danielovimi podkopi; mesto smo označili s simbolom MT (sl. 1 in 3b).

Vhod v Kompošev rov (K) je nekje na južni strani grebena SE od Hribarja, približno na koti 565 metrov, vendar ga nismo našli. Iz poročila Kubiasa (1931) izvemo, da so rov gnali proti NE, nato pa zasukali proti vzhodu in je bil dolg vsaj 330 metrov. Na nekaj mestih so izdelali prečnike in vpadnike, vendar lokacij ne poznamo.

O Danielovem podkopu (D_1) sta poročala Dreger (1922) in Kubias (1931). Na 105. metru se rov razcepi. Po opazki – zasuti rov, eksplozija – sklepamo, da je v severnem kraku eksplodiral metan, nakar so nevarno območje obšli po južni strani in izdelali več prečnikov. Obzorje je bilo s površino povezano prek jaška (naša oznaka

A). Rudo so iskali in odkopavali na več nivojih, saj omenja Makuc (1933) tri slepe jaške (S_1, S_2 in S_3), vendar točnejših podatkov nimamo.

Tudi drugi Danielov podkop (D_2), je v višini 519 metrov in nedaleč od prvega. Jašek z našo oznako B je segel na površje in povezal splet rovov na obzorju 510 z omenjenim podkopom.

Ustje najmlajšega, a najdaljšega – talninskega podkopa (Tn) je v grapi daleč na severu v višini 448 metrov. Rov so gnali v smeri 166° in je bil 611,5m dolg. Na 425. metru so zastavili desni presek ter izdelali slepi jašek z našo oznako D, ki je segal do obzorja 510; v višini 480 in 495 metrov so s kratkimi rovi posegli proti SE.

V višinskem razmiku 117 metrov so v marijareškem rudišču po naši oceni izdelali skupaj okrog 2500 metrov rovov in morda 250 metrov vertikalnih povezav. Poleg težav z metanom je iz starih del večkrat vdrla tudi voda (Makuc, 1933; Tiringer, 1951).

Geološka zgradba rudišča

Večina raziskovalcev je opisovala geološke razmere v posameznih rovih. Zgradbo rudišča kot celoto je doslej podal samo Lapajne (1969). Na geološkem prerezu vzdolž podkopa z našo oznako Tn je raziskovalec prikazal alpsko orientirano antiklinalo iz karbonskih in grödenskih plasti. Po tej razlagi je rudišče v jedru izoklinalne gube s subvertikalno osno ravnino. Severno krilo je še iz spodnjeskitskih plasti, na njih pa leže ladinijske kamenine.

Naša rekonstrukcija geološke zgradbe rudišča temelji na podatkih nove površinske geološke karte (sl. 1), predvsem pa na sporočilih Dregerja (1922), Makuca (1933, 1934) in zlasti Duhovnika (1953a) o razmerah v jami. Obzorne karte smo dopolnili, uskladili z našim načinom prikazovanja podatkov in jih predstavljamo na sliki 3b. Pomembne, med tekstom omenjene točke in kontakte smo označili z malimi črkami.

Geološke razmere v prvem Danielovem podkopu (D_1) sta podala Dreger (1922) in Makuc (1933, 1934), pri čemer je druga interpretacija boljša.

Do mesta z našo oznako b se javljata sivi kremenovi peščenjak in konglomerat s precej pirita. Med točkama b in c je ob prelomu uvaljan karbonski skrilavi glinovec, nakar so presekali 30 metrov kompaktnega kremenovega konglomerata (Verrucano). Do točke e so napredovali v karbonskem skrilavem glinovcu, ki je podlaga drobnozrnatemu, zelo sljudnatemu peščenjaku. Čelo rova na 284. metru je iz peščenjaka in konglomerata. Domnevamo, da je to mesto nekje med točkama j in k.

Iz drugega Danielovega podkopa (D_2) je zbral podatke Duhovnik (1953a). Vse do točke h prevladuje svetlo sivi, skoraj beli kremenovi peščenjak z do dva metra debelimi vložki vijoličastega peščenega skrilavega glinovca. Kontakti med kameninami so normalni, stik s karbonskim skrilavim glinovcem v točki h pa je tektonski in strmo vpada proti NW. Vložki vijoličnih glinovcev so dokaz o grödenski starosti kamenin v začetnem delu obeh Danielovih podkopov.

Do jaška z našo oznako B se menjavajo karbonski klastiti. Klin konglomerata seže do 10 metrov dolgega rova iz slepega jaška D na obzorju 480, kar smo pokazali na sliki 3c.

V spletu rovov na obzorju 510 prevladuje po podatkih Duhovnika (1953a) sivi sljudnati drobnozrnati kremenovi peščenjak z vložki glinovca in meljevca; v podlagi so skrilavi glinovci. Karbonske kamenine so rahlo sinklinalno upognjene.

Jugovzhodno od preloma, ugotovljenega v točkah i, j in k, je Duhovnik našel rdeči do vijoličasti kremenovi peščenjak in sljudnati skrilavi glinovec; tu in tam je

peščenjak bel oziroma razbarvan. Nagubane kamenine so brez dvoma grödenske starosti.

Tudi geološke podatke z najnižjega obzorja v višini 448 metrov (Tn) je zbral Duhovnik (1953a), vendar smo glede starosti kamenin ponekod v zadregi.

Kot kažeta geološka karta (sl. 1) in prerez B (sl. 2), lahko pripadata sivi peščenjak in skrilavi glinovec do točke l samo k psevdoziljskim plastem, čeprav je Duhovnik glede na prisotnost nekaj sljude sklepal na karbonsko starost kamenin.

Vse do točke n se menjavata temno sivi laporni apnenec in apnenec, ponekod z vložki peščenjaka. O starosti proti NE nagnjenih skladov ni podatka. Apnenec domnevno spodnjekredne starosti leži prav nad tem območjem (sl. 1 in 2 – prerez B), zato pripisujemo enako starost tudi kameninam v jami.

Posebno pozornost zasluži sivi kremenovi peščenjak z vložki vijoličastega skrilavega glinovca, ki se pokaže izpod apnenca na levem boku v intervalu od 173,8 do 178,3m (točka m). Verjetno gre za grödenske kamenine, uvaljane ob narivni ploskvi med krednim apnencem in psevdoziljskimi skladi (sl. 2 – profil B, sl. 3b).

Tudi o starosti sivega, okremenelega, ponekod brečastega in vodonosnega dolomita v intervalu med točkama n in o v jamski dokumentaciji ni podatka. Menimo, da gre za spodnjeskitski dolomit.

Do točke p so brez dvoma sekali grödenske kamenine, saj je Duhovnik (1959a) pisal o vijoličastem skrilavem glinovcu in prav takem kremenovem peščenjaku s prehodom v konglomerat. Tudi starost sivega sljudnatega skrilavega glinovca in meljevca med točkama p in s ni sporna; opraviti imamo s karbonskimi plastmi.

Starostno problematične so kamenine med 477. in 529. metrom (točki s in š). Najdemo siv kremenov konglomerat s splakami glinovca, sljudnati meljevec in beli kremenov peščenjak. Kontakti med kameninami so tektonski. Po litološkem opisu so lahko kamenine karbonske ali grödenske starosti. Glede na druge okoliščine smo na tem odseku vrisali grödenske plasti.

V intervalu med točkama š in t omenja Duhovnik (1953a) rdeči sljudnati kremenovi peščenjak s prehodom v pisani konglomerat; pogostni so vložki vijoličastih skrilavih glinovcev. Kamenine so brez dvoma grödenske starosti. Vse do čela na 611,5m je podkop v črnem karbonskem skrilavem glinovcu z nekaj sljudnatega peščenjaka.

Iz zgornjih delov jaška S_1 ter vpadnikov A_1 in A_2 je omenil Makuc (1933) povsem zdrobljene kamenine, kar kaže na bližino narivne ploskve med karbonskimi in grödenskimi plastmi (sl. 2, profil B; sl. 3c). Drugih podatkov o deformacijah narivnega značaja nimamo.

Duhovnik (1953a) je v jami ugotovil prelome vseh štirih sistemov, vendar tektonske zgradbe rudišča ni preučeval posebej.

Stik med krednim apnencem in spodnjeskitskim dolomitom na 272. metru (točka n) z vpadom 70° proti severu obravnavamo kot Marijareški prelom. S severa omejuje kredni apnenec prelom istega sistema, vendar reverznega tipa. Skladno z našimi predstavami o narivanju krednih kamenin na starejšo podlago in v soglasju z jamskimi podatki smo na prerezu B (sl. 2) pokazali njih lego v prostoru. Močan alpsko usmerjeni prelom z več metrov širokim pasom zgnetenega glinovca je ugotovil Duhovnik tudi na območju slepega jaška D (točki r in r_1).

Močne, strmo proti zahodu nagnjene prelome najdemo znotraj spodnjeskitskega dolomita med točkama n in o ter pri jašku A južno od tam.

Dinarsko usmerjena preloma s strmim vpadom proti NE je ugotovil Duhovnik v točkah l in t; gre za drugi Rimskotopliški prelom (sl. 3b).

Najpomembnejše neotektonske deformacije potekajo v prečnodinarski smeri in dajejo

stil tektonski zgradbi marijareškega rudišča. Zgnetene kamenine v točki a (Makuc, 1933) smo povezali s točkama f in o; govorimo o Hribarjevem prelomu, označenem po bližnji kmetiji.

Okrog 90 metrov SE poteka subparalelni prelom, ki smo ga poimenovali po obzorju Daniel. Vzdolž prelomne trase se v točkah d, h in p stikajo karbonske in grödenske kamenine.

To velja tudi za razmere v točkah i, j in k ter seveda v točki s na obzorju 448; govorimo o Kompoševem prelomu, poimenovanem po enem izmed najstarejših raziskovalcev rudišča.

V območju teh strmih prelomov se je izoblikovala značilna zgradba tektonskih jarkov in pragov. Kot kažeta prereza skozi rudišče (sl. 2 – profil B in sl. 3c), so se karbonski skladi med Kompoševim in Danielovim prelomom dvignili za okrog 150 metrov, medtem ko horizontalne komponente premikov ne poznamo.

Rudonosno zgradbo lahko na kratko opredelimo takole. Na rahlo nagubanih karbonskih skladih iz različnih klastitov ležita narivni enoti iz grödenskih ter zgornjepermskih in skitskih kamenin. Neotektonski prelomi so deformirali narivno zgradbo; v okviru tektonskih jarkov in pragov se stikajo kamenine različnih narivnih enot. V enem izmed dvignjenih blokov se v karbonskih kameninah javlja znani del marijareškega rudišča.

Podatki o orudenju

V starejši literaturi o marijareškem rudišču je mnogo zanimivih informacij o orudenju, vendar lahko le približno določimo mesto, na katerega se nanašajo.

Najbolj sporni so podatki iz okrog 330 metrov dolgega Kompoševega rova (K), ki jih navaja Kubias (1931). Na 160. metru naj bi Kompoš odkril žilo svinčeve rude in jo preiskal z 10 metrov dolgim vpadnikom. Trideset metrov pred čelom glavnega rova so presekali še 2 do 15cm debeli žili kremena s cinabaritom, in sicer v skrilavem glinovcu. Vsebnost Hg v izkopnini je znašala od 0,08 do 0,16%, v prebranih kosih pa 1,5 do 6,1%. Menimo, da gre za območje severovzhodno od naših točk r in k (sl. 3b).

Prve podatke iz Danielovega podkopa (D_1) je zbral Dreger (1922). Na 284. metru so v peščenjaku naleteli na žilice cinabarita in galenita ter mnogo samorodnega živega srebra; nabirali so ga lahko kar z žlico. Okrog 10 metrov široki pas okremenelih kamenin je bil spremenjen v milonit. Poprečna vsebnost Hg v pridobljeni rudi je znašala 1,51%; gre za analizo iz Cinkarne Celje. Domnevamo, da je to mesto v bližini točke j.

Iz nekega zapisnika z dne 21. oktobra 1931 izvemo o 40cm debelih žilah kremena z baritom na 250. metru. Žile z elementi 150/50° so v peščenjaku in vsebujejo še cinabarit. Ta se javlja kot impregnacije skupaj s samorodnim Hg tudi v prikamenini. Spremljajoči minerali so pirit, markazit in halkopirit. Orudeno območje so preiskali podrobneje z rovi in nadkopi. Pri napredovanju so zadeli na rdeči skrilavi glinovec, zato menimo, da je tudi to območje ob Kompoševem prelomu.

Najzanimivejše podatke iz prvega Danielovega rova je zbral Makuc (1933, 1934). Raziskovalec je posebej poudaril, da so najlepše rudne žile v drobnozrnatem zelo sljudnatem peščenjaku, v podlagi rudišča pa da je črni skrilavi glinovec. Tu in tam prehaja peščenjak v konglomerat, ki je večkrat okremenel in rudonosen, nespremenjena kamenina pa je jalova.

Iz orudenega območja je poročal Makuc o halkopiritnih žilicah in o 5 do 12cm

debeli cinabaritni žili s samorodnim Hg. Žila je konkordantna in vpada pod kotom 40° proti ESE ter vsebuje poprečno 4% živega srebra.

V enem izmed križišč so v rudnih žilah, preiskanih smerno in z jaški, ugotovili 0,5 do 2% Hg ter mnogo samorodnega živega srebra. Na nekem mestu so zbrali kar 2kg kovine, zato ne preseneča podatek o zastrupitvah delavcev s samorodnim živim srebrom.

Pri 10 metrov globokem jašku S_2 so našli do meter debelo rudno žilo in prvič ugotovili medlico. Ruda je vsebovala več kot 20% Hg. S tega mesta je poročal Makuc še o centimeter debelih galenitnih žilicah ter o baritni žili z mnogo cinabarita in samorodnega Hg. Tu so prvič ugotovili zlato in nikelj ter še kot oreh velika gnezda čistega cinabarita.

Na drugem mestu so našli več rudnih žil, bogatih s Hg, Co in Ni; iz razpok so iztekale velike kaplje samorodnega Hg. V peščenjaku s prehodom v konglomerat so presekali številne do 10cm debele žile, ponekod s tetraedritom ter tu in tam s cinabaritom. Orudena cona je bila široka od 8 do 10 metrov, rudne žile pa so postajale z globino debelejše in bogatejše.

Pri izkopu slepega jaška S_3 so naleteli na več žilic halkopirita in čistega nikljevega sulfida. Na 7. metru so zadeli na nenavadno debelo baritno žilo z mnogo Hg, Cu (tetraedrita), niklja in kobalta. Vrednost pridobljene rude je pokrila stroške izdelave jaška, ki so ga nato poglobili do 18. metra, čeprav je že na 14. metru s severnega boka vdrla voda.

Na koncu poročila iz leta 1933 je Makuc posebno poudaril, da je orudenje z globino intenzivnejše in celo kremenov konglomerat, ki je na zgornjih nivojih jalov, je v spodnjih delih rudišča rudonosen.

Neki zapisnik iz leta 1947 govori o sistemu orudenih razpok pod werfenskimi – torej grödenskimi plastmi na vzhodnem obrobju rudišča, v drugem takem dokumentu iz leta 1953 pa je podatek o lečastih rudnih telesih vzdolž meridionalnih prelomov z vpadom 50° proti vzhodu. Orudeno območje sekajo alpski in prečnoalpski prelomi.

Z območja jaška B ter obzorja 510 je zbral Duhovnik (1953a) najbolj točne podatke o orudenju in jih prikazujemo v nekoliko shematizirani obliki na sliki 3d.

Pred jaškom so zadeli na 6cm debelo galenitno žilo (65/60°) z nekaj kalcita in kremena, v samem jašku pa so našli najpomembnejše živosrebrno orudenje. V sljudnatem kremenovem peščenjaku (110/55°) je do 20cm debela konkordantna žila iz kalcita, barita in kremena. Na stiku kalcita in kremena kakor tudi med zrni barita in kalcita so do 6mm velika zrna cinabarita in kapljice samorodnega Hg; najdemo tudi halkopirit.

Na obzorju 510 gre za okrog 20 rudnih žil in žilic, debelih le nekaj cm, izjemoma 10cm, in dolgih največ 3 metre. Monomineralne žile in žilice so iz galenita ali cinabarita; takih žil in žilic iz sfalerita, barita ali halkopirita Duhovnik ne omenja.

Med polimineralnimi so najpogostnejše galenitno-sfaleritne žile in žilice ter večkrat vsebujejo halkopirit. Tudi cinabaritno-baritne žilice so pogostne. Nekatere druge združbe mineralov (npr. cinabarit-barit-halkopirit) se javljajo le tu in tam, nikoli pa ne nastopa sfalerit skupaj z baritom ali cinabaritom. Pirit po količini prevladuje in je skoraj vedno spremljevalec vseh vrst rudnih žil in žilic. Med jalovinskimi minerali omenja Duhovnik še kalcit in kremen.

Glede na prikamenino iz drobnozrnatega, zelo sljudnatega peščenjaka z vložki glinovca in meljevca, sklepamo, da so rudne žile in žilice konkordantne, običajno pa diskordantne. V prvem primeru prevladuje prečnoalpska smer, v drugem pa so prisotne rudne žile in žilice vseh štirih sistemov. V mineralni sestavi konkordantnih ali diskordantnih rudnih žil in žilic ni bistvenih razlik.

Že v starejši literaturi o rudišču najdemo nekaj podatkov o posameznih mineralih; spisek doslej ugotovljenih mineralov prikazujemo na prvi tabeli.

Makuc (1933, 1934) je pisal o srebronosnem galenitu, ponekod z več kot 200 g/t Ag. Baker nastopa v medlici in seveda v halkopiritu, antimon pa v tetraedritu; sledovi antimonita so redkost. Iz kremenovih žilic, orientiranih pravokotno na plastovitost, poroča raziskovalec še o zelo velikih cinabaritnih kristalih. Drugod je drobnozrnati peščenjak na gosto, a enakomerno posejan s cinabaritnimi kristalčki. Taka ruda vsebuje 0,1 do 0,4% Hg.

Zanesljivejši in natančnejši so podatki, ki jih je dala rudna mikroskopija. Prve take informacije je zbral Drovenik (Duhovnik, 1951a). Pirit v idiomorfnih kristalih (0,01 do 1 mm) je v paragenezi najstarejši mineral. Sfalerit zapolnjuje razpoke v piritu. Razmeroma drobnozrnati galenit je mlajši od pirita. Medlica (verjetno schwazit – z živim srebrom bogati tetraedrit) se javlja kot ksenomorfna zrna ali vključki v halkopiritu ter večkrat nadomešča galenit. Najmlajši rudni mineral je cinabarit.

Rudo iz jaška B (meter pod Danielovim obzorjem) je s 6 vzorci rudnomikroskopsko preiskal Duhovnik (1953b). V debelozrnatem skupu iz kremena in barita najdemo pirit samo skupaj s kremenom; v družbi z baritom so le cinabaritna zrna. V vzorcu št. 3 z izrazito brečasto strukturo je kremen dveh generacij; mlajši nastopa skupaj z baritom in cinabaritom. Pirit je redek. V petem vzorcu se javlja poleg kremena tudi halkopirit.

Tabela 1. Minerali v marijareškem rudišču

Table 1. Minerals in Marija Reka ore deposit

Minerali – Minerals	Stari podatki Ancient data	Makuc (1933, 1934)	Duhovnik (1951a, 1953b, 1964)	Drovenik (1983)
Antimonit – Stibnite	(+)	(+)		
Arzenopirit – Arsenopyrite	(+)?			
Barit – Barite	+	+	+	+
Bornit – Bornite			(+)	
Bravoit – Bravoite		(+)?	(+)	(+)?
Cerusit – Cerussite				(+)
Cinabarit – Cinnabar	+	+	+	+
Galenit – Galena	+	+	+	+
Halkopirit – Chalcopyrite	(+)	(+)	(+)	(+)
Kalcit – Calcite			(+)	(+)
Klorit – Chlorite				(+)
Kremen – Quartz	+	+	+	+
Markazit – Marcasite	(+)			
Pirit – Pyrite	+	+	+	+
Samorodno Au – Gold		+		
Samorodno Hg – Native Hg	+	+	+	
Schwazit – Schwatzite			(+)	
Sfalerit – Sphalerite	+		+	
Siderit – Siderite				+
Tetraedrit – Tetrahedrite	+	+	+	+

(+) le v nekaterih delih rudišča
(+) in some parts of deposit only

Grafenauer je pregledal dva obrusa iz marijareške rude (Duhovnik et al., 1964); v prvem je galenit, halkopirit in kremen. Halkopirit nastopa kot številni vključki premera 0,2mm v galenitu, tetraedritni vključki pa so nekaj manjši (0,1 do 0,2mm). Kremen se javlja v do 0,6mm velikih zrnih; kot jalovina nastopa barit. Ruda je zelo bogata z bakrom in antimonom.

V drugem vzorcu iz kremenovega peščenjaka je izredno lep cinabarit, najdemo pa še barit in pirit. Kremena je precej, karbonatov malo.

Po rudnomikroskopski preiskavi 6 vzorcev z odvala pred Danielovim podkopom je Drovenik (1983) sklepal na naslednje zaporedje kristalizacije mineralov: iz hidrotermalnih raztopin se je prvi izločil siderit, nadomeščal je detritična zrna in se odlagal tudi v razpokah. Sideritne žilice so bile kasneje zdrobljene, nakar se je izločal pirit kot najpogostnejši rudni mineral. Po kristalizaciji barita je nastala druga generacija siderita in pirita, ki se javljata v majhnih količinah. Naslednji – kremen kot zelo pogostni mineral intenzivno nadomešča siderit in barit. Najmlajši minerali so halkopirit, galenit in cinabarit.

Posebno naj opozorimo na zanimivo problematiko, povezano s kobaltom in nikljem. Makuc (1933) je prvi opozoril na prvini, in sicer v zvezi z baritno-živosrebrnim orudenjem, čisti nikljev sulfid in več žilic halkopirita pa so našli pri slepem jašku S_3.

Raziskovalec je poudaril, da so v baritno-živosrebrnih žilah ugotovili precejšnje koncentracije Co in Ni. Posamezni deli žil so vsebovali do 6% Co, največ 1% Ni in do 20% Hg (v poročilu iz leta 1934 najdemo celo vrednosti 9% Co in 6% Ni). Makuc je menil, da oblikujeta Co in Ni neko sulfidno zmes z železom, sama zapolnitev žile pa ima skupaj s cinabaritom in samorodnim Hg videz črne, težke substance. Takšni, s Co, Ni in Hg bogati odseki so navadno brez bakra, pa tudi tetraedritni in Cu vsebujoči deli žil redkokdaj vsebujejo Co in Ni. Pirit s kobaltom in nikljem se javlja po ugotovitvah Makuca le tu in tam.

Kot smo že omenili, so v celjski Emajlirnici leta 1951 iz marijareške rude laboratorijsko pridobili kobaltov oksid. V dopisu z dne 23. aprila 1951 ni podatka o tem, kakšno rudo so predelali.

Mesec kasneje je M. Drovenik mikroskopsko natančno preiskal dve vrsti marijareške rude (Duhovnik, 1951a). Prva, pretežno s karbonatnim vezivom in galenitom, medlico in cinabaritom kot rudnimi minerali, je vsebovala le okrog 3% pirita, druga v okremeneli kamenini, pa kar 75% pirita in nekaj sfalerita, halkopirita in medlice. Temu vzorcu je raziskovalec namenil posebno pozornost, vendar ni našel dokazov za prisotnost bravoita (Ni, Fe, Co) S_2.

Duhovnik (1951b) je domneval, da je pirit mlajše generacije tisti mineral, ki svebuje Co in Ni v večjih količinah in nastopa sredi piritnih žil, katerih debelina je navadno manjša od 2cm.

V vzorcu št. 2 iz jaška B je Duhovnik (1953b) našel dokaze z tako trditev. V rudi predvsem iz kremena, nekaj barita in cinabarita nastopa v večji količini tudi pirit. Zrna bravoita so po obliki podobna piritnim, le da so manjša od 0,25mm in se od njega ločijo po močnejšem odboju svetlobe, svetlejši barvi in so brez vdolbinic, značilnih za piritna zrna.

V komisijskem zapisniku z dne 18. aprila 1953 najdemo podatek, da je bilo v vzorcu iz okrog $1cm^3$ pirita 0,05% Ni ter sledovi – torej manj kot 0,005% – Co. V letnem poročilu o raziskavah (Jelenc, 1953) pa lahko preberemo, da se javljajo sledovi Co in Ni skupaj z arzenopiritom v posebnem sistemu rudnih žil. Prisotnost obeh prvin so dokazali, kot bomo videli, tudi z vzorčevanjem jamske rude leta 1954.

Drovenik s sodelavcema (1980, 31) omenja bravoit (?) v zvezi s kristalizacijo prvonastalih mineralov, in sicer halkopirita in pirita. V treh takrat spektralno preiskanih vzorcih galenita so bile vsebnosti Co in Ni zelo nizke (tab. 2). Samo prvi vzorec (4) je ob robu galenitne žilice vseboval drobnozrnati pirit. Drugi vzorec (5) predstavlja galenitno žilo s sledovi halkopirita in nekaj kremena, pri tretjem vzorcu (6) pa gre za žilico iz debelozrnatega galenita.

V okviru naših raziskav je Drovenik (1983) rudnomikroskopsko pregledal še 6 vzorcev marijareške rude z odvala pred Danielovimi rovi. Vzorci so poleg rudnih mineralov (galenit, cinabarit) vsebovali barit kakor tudi pirit, včasih celo dveh generacij. Raziskovalec je posebej poudaril, da v nobenem od preiskanih obrusov ni našel bravoita. Ta mineral se od pirita loči po izraziti zonalnosti in ga ni mogoče prezreti, je zaključil raziskovalec.

Toda ti podatki se ne ujemajo z rezultati spektralne in kemične analize pirita iz enega od omenjenih rudnomikroskopsko preiskanih vzorcev. Gre za vzorec MR-65/82c, katerega sestavo je Drovenik (1983) opisal takole.

Detritična zrna v sivem srednje- do debelozrnatem, nekoliko piritiziranem peščenjaku so zlepljena s sideritom, v karbonatnih poljih pa so zrasli piritni metakristali; kasneje jih je tu in tam obdal kremen. Kamenino seka centimeter debela žilica, v kateri je bil siderit prvotno prevladujoči mineral. V paragenetskem zaporedju mu je sledil pirit. Njegova zrna so razvrščena ob stiku žilice s prikamenino kakor tudi v sami žilici, vendar dokaj neenakomerno. Gre za različno velika zrna, toda največje doseže komaj 1,5mm. Njihov metasomatski nastanek kažejo vključki sideritnih zrnc. Mlajši od pirita je kremen. Ta nadomešča karbonat in pogosto obrašča piritna zrna. V podrejenih količinah najdemo v žilici halkopirit in galenit. Oba oblikujeta majhna, nepravilna polja in nadomeščata karbonatna zrna.

Na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič v Ljubljani (analitik Hudnikova) so z emisijsko spektroskopijo preiskali piritna zrna ob prikamenini. Kot kaže 2. tabela (vzorec 8), so ta vsebovala 71 µg/g Co in več kot 1000 µg/g Ni. Visoke vsebnosti obeh prvin je potrdila tudi kemična analiza (8a), ki je pokazala 0,03% Co in kar 0,17% Ni. Poleg teh prvin vsebuje preiskani pirit tudi precej kroma in molibdena (tabela 2).

O povečanih količinah Co in Ni v marijareški rudi torej ne moremo več dvomiti, nekoliko problematična je le oblika, v kateri nastopata. Drugih nikljevih ali kobaltovih mineralov nihče ne omenja.

Na tem mestu naj opozorimo še na spektralno analizo svetlo sivega debelozrnatega barita iz istega odvala; na kosu rude so oprhi cinabarita. Kot kaže 2. tabela, se vzorec št. 7 odlikuje z visoko vsebnostjo Sr, čeprav z rudno mikroskopijo doslej niso dokazali stroncianita.

Prve masnospektrometrične analize žvepla v cinabaritu, piritu in baritu iz kosov marijareške rude v mineraloški zbirki Odseka za geologijo Univerze v Ljubljani, so opravili Ozerova in sodelavci (1973, tabela 4). Podatke je z dvema vzorcema iz galenita dopolnil in nato ovrednotil M. Drovenik s sodelavcema (1976, 1980).

Kakovost živosrebrne rude. Nekaj informacij iz obdobja 1931 do 1934 smo že navedli. Gre za posamezne vzorce, analizirane v različnih laboratorijih in brez točne navedbe lokacije. Iz tega časa je še ekonomska ocena (Jakoby, 1936), v kateri omenjajo siromašno rudo z 0,1 do 0,4% in bogato rudo z 0,5 do 2,5% Hg. V izvedenskem poročilu angleškega podjetja Adriatic Overseas Corporation Ltd London iz leta 1937 pa so računali celo z 2,250000 tonami rude in 0,3% Hg, kar da 6750 ton živega srebra. Pogovori

Tabela 2. Spektralne analize galenita, barita, pirita in spilitiziranega diabaza (v μg/g)
Table 2. Spectrochemical analyses of galena, barite, pyrite and spilitized diabase (in μg/g)

	1	2	3	4	5	6	7	8	8a	9	10	11
Ag	1	10	1	75	50	250	–	–				
As	100	5	100	–	–	5	–	190				
B			10				–	–		–	–	–
Ba			100				>1000	550		–	100	–
Be			3				–	3		–	–	–
Bi	1	5		1	7	–						
Cd	10	1		30	–	3,3						
Co	3	4	5	–	–	–	–	71	0,03%	30	33	34
Cr			10				–	63		76	87	65
Cu	1		1	600	700		46	49		82	26	15
Ga			3				–	37		17	19	19
Ge			3				–	27				
In	1			–	–							
Mn	1	1		15	–	–						
Mo	10	1	5	–	–	–	–	42		–	–	–
Ni	3	10	3	–	–	–	12	>1000	0,17%	173	180	170
Pb			3				8	>1000		12	17	5
Sb	30	10		400	400	120						
Sn	3		3	–	–		–	–				
Sr			100				≈1000	250		133	115	210
Te		20										
Tl	10	0,2		–	–	–						
V	1	1	10	–	–	–	–	–		225	245	265
Zn	100	10	30	1600	–	84	–	–		170	385	64
Zr			30				–	260		195	240	285

1 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4 in 5 (analitik Hudnik)
The lowest determinable value for analyses Nos. 4 and 5 (analyst Hudnik)

2 Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 6
The lowest determinable value for analysis No. 6

3 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 7 do 11
The lowest determinable value for analyses Nos. 7 to 11

Analize 4, 5 in 6 – galenit, Marija Reka; Drovenik M. et al., 1980, 29
Analyses 4, 5 and 6 – galena, Marija Reka; Drovenik M. et al., 1980, 29

7 Barit, Marija Reka
Barite, Marija Reka

8 Pirit, Marija Reka
Pyrite, Marija Reka

8a Pirit – kemična analiza, Marija Reka
Pyrite, chemical analysis, Marija Reka

9, 10 Spilitizirani diabaz, Mlaka
Spilitized diabase, Mlaka

11 Spilitizirani diabaz, E od Vrbanic
Spilitized diabase, E from Vrbanic

– Nedoločljivo
Undeterminable
Prazno, ni bilo merjeno
Blank, not measured

z lastnikom rudnika o ustanovitvi delniške družbe so zamrli zaradi bližajoče se vojne (Tiringer, 1947).

Leta 1947 so v Mežici analizirali kos svinčeve rude verjetno z odvala Danielovega rova in ugotovili 61,25% Pb, kar 0,656% Cu ter 90gr/t Ag (Tiringer, 1947).

V komisijskem zapisniku z dne 18. aprila 1953 je analiza zbirnega vzorca z obzorja 510. Ta je zajela sistem rudnih žilic v skupni debelini 45cm in pokazala 13,15% Pb; 0,75% Zn; 0,02% Hg in 0,1% Cu.

Iz konkordantne cinabaritne rudne žile v jašku z našo oznako B (sl. 3), je Duhovnik (1953a) tik pod nivojem drugega Danijelovega podkopa odvzel dva vzorca z 20cm široko, prečno orientirano grobo brazdo. Bogata cinabaritna ruda v SW boku jaška – meter globoko – je vsebovala 0,55% Hg in 5,41% $BaSO_4$, poprečna ruda v zbirnem vzorcu iz globin 0,5 metra, meter in 1,5 metra pa le 0,20% Hg in 5,19% barita. Vsebnosti Co in Ni sta bili pod mejo občutljivosti analitske metode (<0,01%).

Nekje z vmesnega obzorja na koti 480 metrov je še vzorec z 0,08% Hg; 2,52% Fe; 0,019% Ni; 0,0011% Co ter 1,49% celotnega žvepla.

Z obzorja 510 imamo podatke o vzorčevanju, ki sta ga leta 1954 izvedla Ciglar, nato pa še Velkavrh. Vzorce so analizirali v kemijskem laboratoriju Geološkega zavoda v Ljubljani (analitik Babšek), pri čemer je bila spodnja meja občutljivosti metode 0,001% za Hg ter 0,01% za Pb, Zn, Ni in Co.

Od 22 točkasto odvzetih vzorcev v okviru prvega vzorčevanja so bile vsebnosti Co in Ni kar v 16 vzorcih pod mejo občutljivosti metode, kar velja tudi za 15 vzorcev glede Pb in Zn. Določljive količine živega srebra so vsebovali vsi vzorci, toda samo v onih z največ Hg so ugotovili tudi prvini Co in Ni. V petih takih vzorcih je znašalo razmerje med kobaltom in nikljem 1:3 do 1:6, poprečno pa 1:4. Posebej naj opozorimo, da so v enem samem vzorcu s Co in Ni dokazali tudi prvini Pb in Zn.

Z drugim vzorčevanjem so ugotavljali le živo srebro. Z grobo brazdo so odvzeli 27 vzorcev in pri vsakem podali njegove litološke karakteristike. Enajst vzorcev je iz cinabaritnih žilic, debelih od 1 do 9cm, poprečje pa znaša 4,5cm. Najdebelejša žila je bila obenem najbogatejša (2,25% Hg), najtanjša pa najsiromašnejša s komaj 0,09% Hg. Poprečje v rudnih žilah in žilicah znaša 0,84%, če upoštevamo njih debelino pa 1,085% Hg. Drugi vzorci so iz prikamenine. Opozorimo naj, da ta vsebuje znotraj orudenega območja le 0,01 do največ 0,06% Hg, poprečje pa znaša 0,02% Hg.

Na tab. 3 prikazujemo osnovno statistiko prvega in drugega vzorčevanja in zbirne podatke o vsebnosti živega srebra v rudi.

V zapisniku z dne 22. januarja 1957 ter poročilu o raziskavah (Jelenc, 1957) so podatki o izračunu rudnih zalog. Na obzorju 510 so določili orudeno površino 110m^2. V progi so dokazali rudo na dolžini 15m s poprečjem 0,51% Hg, v prečniku pa na dolžini 12 metrov s poprečjem 0,20% Hg. Upoštevali so orudeni blok z višino 19m, prostorninsko težo 2,5t/m^3 in poprečje 0,375% Hg. Pri 80% izkoristku bi iz 5225 ton izkopnine pridobili 15,6t živega srebra. Zaključili so, da izkoriščanje rudišča ne bi bilo donosno, kar velja tudi za prevoz in predelavo vse rude v idrijski topilnici. Izplačali bi se le prevažanje obogatene rude v Idrijo ali predelava predhodno prebrane rude z najmanj 0,6% Hg v Cinkarni.

V začetku avgusta 1957 so v tem celjskem podjetju poskusili pridobivati živo srebro iz omenjene vrste rude. V 830kg predhodno prebrane – kosovne cinabaritne rude z nekaj samorodnega živega srebra so ugotovili poprečje 3,20% Hg, kar so potrdili tudi v Idriji. Ob 72,5% izkoristku so pridobili 15,3kg kovine, v žgalniških ostankih pa je bilo pod 0,03% Hg.

Tabela 3. Ocene statističnih parametrov vzorčevanja v jami (v %)
Table 3. Basic statistics of sampling in the mine (in %)

1. vzorčevanje – 1st sampling

	Hg	Pb	Zn	Ni	Co
n	22	7	7	5	6
Razpon – Range	0,002–0,69	0,78–9,69	0,12–1,12	0,04–0,15	0,008–0,10
$\bar{x}$	0,1442	5,520	0,338	0,076	0,0346
s	0,167	3,285	0,331	0,038	0,032

2. vzorčevanje – 2nd sampling

	Hg
n	27
Razpon – Range	0,01–2,25
$\bar{x}$	0,364
s	0,54

Skupno – Total

	Hg
n	49
Razpon – Range	0,002–2,25
$\bar{x}$	0,265
s	0,43

n Število vzorcev – Number of samples
$\bar{x}$ Aritmetična sredina – Arithmetic mean
s Standardni odklon – Standard deviation

Tabela 4. Kemični sestav marijareške živosrebrne rude (v %)
Table 4. Chemical composition of Marija Reka mercury ore (in %)

SiO_2	32,30	SO_4	8,50
Al_2O_3	8,50	CO_2	9,21
BaO	14,80	Hg	3,20
CaO	6,47	Pb	0,10
MgO	3,12	Fe	9,95
S	7,20		103,35

Vrhovec (1957) je poročal tudi o vsebnosti živega srebra v posameznih frakcijah prebrane rude in o njeni kemični sestavi, ki jo prikazujemo na tab. 4.

O čistoči pridobljenega živega srebra nimamo točnih podatkov. Vrhovec (1957) je ocenil, da je primesi manj od 0,001%, kar se nam zdi preveč optimistično, saj so žgali rudo iz polimetalnega rudišča.

Iz zapisnika z dne 23. junija 1958 izvemo, da so pričeli s poskusnim odkopavanjem konec aprila tega leta. V dveh mesecih so znotraj orudenega območja na dolžini 35,5 metra pridobili 375 ton izkopnine in iz nje prebrali 13,2t živosrebrne rude, katere delež je znašal 3,5%; ostanek so zavrgli kot čisto jalovino. Iz prebrane rude z 0,73 do 2,13% Hg so pridobili 126kg živega srebra.

Iz še točnejših podatkov o količinah in kakovosti prebrane rude in z ocenjenim 72,5% izkoristkom v topilnici lahko izračunamo, da je predelana ruda vsebovala poprečno 1,316% živega srebra. V zapisniku je še zanimiv podatek, da bi znašala vsebnost živega srebra v vseh 375 tonah izkopnine le 0,042%.

Tudi če je v neprebrani oziroma zavrženi izkopnini 0,05% Hg, se poprečna vsebnost živega srebra povzpne na komaj 0,1%, kar je še vedno globoko pod mejo, pri kateri odkopavajo večino živosrebrnih rudišč v svetu (Mlakar, 1974, tabela 25).

Geokemične raziskave

Z geokemičnimi raziskavami na Hg se je v Marija Reki ukvarjal Makuc (1933, 1934) že 12 let pred izidom znane monografije v geokemiji živega srebra (Saukov, 1946). Makuc je namreč sistematsko vzorčeval kamenine in drobir iz potokov v okolici rudišča in zaključil, da skoraj ni vzorca brez sledov te prvine. Sklep je razumljiv, saj takratne analitske metode niso bile posebno natančne in občutljive.

Večji del geokemičnih podatkov je iz kasnejšega obdobja. Lapajne (1969, 1970) je na območju naše karte odvzel okrog 350 geokemičnih vzorcev predvsem iz preperine, in sicer na petih daljših in na 30 krajših prerezih (sl. 4b). Vzorce so analizirali na Geološkem zavodu v Ljubljani. Z nekaterih profilov (3 in 4) imamo podatke o vsebnostih Pb, Zn, Hg, Co in Ni, z drugih (1 in 2) o prvinah Pb, Zn in Hg, predvsem iz kratkih pa samo o Hg. Navedli bomo nekaj zanimivejših informacij. Na sliki 4b smo s posebnim simbolom opozorili na vzorce s povišanimi vsebnostmi prvin.

Z več kot 1,5 km dolgim prerezom z našo oznako 1 so ugotavljali koncentracije Pb, Zn in Hg visoko v krovnini rudonosnih karbonskih klastitov. Krivulji porazdelitve Pb in Zn se gibljeta v nivoju lokalnega ozadja, ki znaša za Pb okrog 30 µg/g za Zn pa 80 µg/g; vrednosti veljata tudi za ostale geokemične prereze iz tega obdobja. V primerjavi z grödenskimi in psevdoziljskimi kameninami je ozadje Pb nekaj višje v spodnjeskitskih plasteh. Krivulja porazdelitve Zn je bolj razgibana in doseže najvišjo vrednost 120 µg/g z vzorcem št. 135, v nekaj vzorcih pa je 100 µg/g te prvine, večina severno od Pečnikovega preloma.

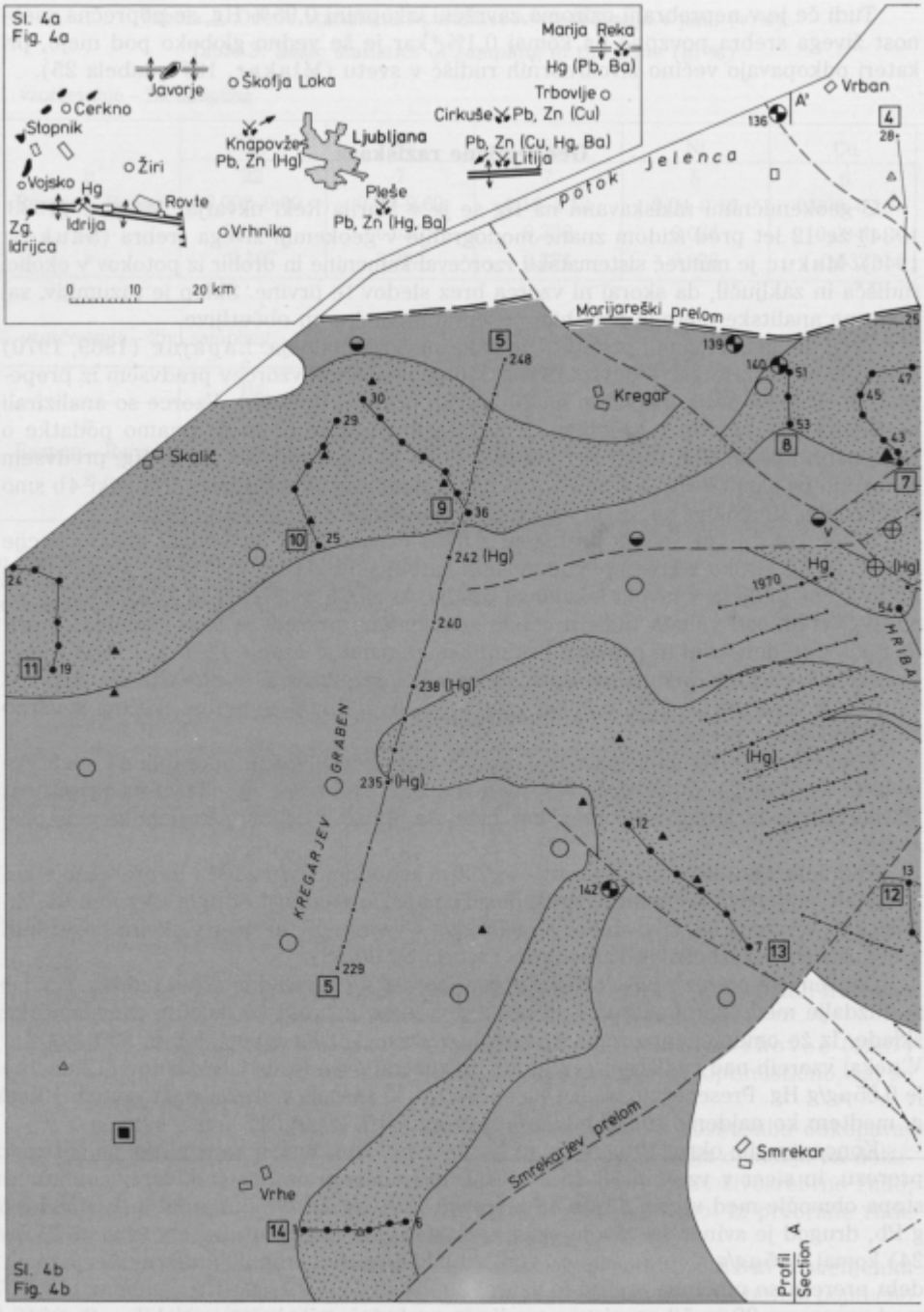
Koncentracije Hg so le na nekaj mestih nad občutljivostjo uporabljene analitske metode (0,01 µg/g) in dosežejo 0,05 µg/g Hg. Živo srebro se ne odziva na prisotnost Marijareškega in drugih prelomov, kar kaže, da nimajo z orudenjem nobene genetske zveze.

Podobno sliko kaže drugi profil – le 200 m vzhodneje od rudišča in pretežno v kameninah iz njegove krovnine. Svinec doseže najvišjo vrednost 65 µg/g v vzorcu 94, Zn le 90 µg/g v vzorcu 64, živo srebro pa 0,08 µg/g v vzorcu 67, in sicer v okviru povečanih vsebnosti Hg v karbonskih kameninah (vzorci 63 do 68).

Geokemični prerez z našo oznako 3 sicer poteka v neposredni bližini rudišča, vendar so razdalje med vzorci zelo velike; proti severu seže profil še daleč v psevdoziljske sklade. Iz že omenjenega ozadja izstopa le vzorec št. 20 s 50 µg/g Pb in 230 µg/g Zn. V nekaj vzorcih nad rudiščem (18 in 20) in znotraj psevdoziljskih skladov (12 do 14) je 0,05 µg/g Hg. Presenečajo visoke vsebnosti Co, ki znašajo v skoraj vseh vzorcih 10 µg/g, medtem ko najdemo toliko niklja le v vzorcih 15, 20 in 21.

Koncentracije okrog 20 µg/g Co in Ni so tudi v karbonskih kameninah na četrtem prerezu, in sicer v vzorcih 22 do 25. Cink je na nivoju ozadja, iz katerega rahlo izstopa območje med vzorci 43 do 48 z največ 120 µg/g Zn. V vzorcu 24 je kar 500 µg/g Pb, drugod je svinec na nivoju ozadja. Količina Hg doseže tu in tam (vzorci 22 do 24) komaj 0,05 µg/g, čeprav smo od rudišča oddaljeni le okrog 200 metrov. Na južnem delu prereza so omembe vredni le vzorci 39, 54 in 57 z 0,1 µg/g Hg. Vsebnosti Pb so med vzorcema 29 in 58 na nivoju ozadja in ne kažejo nikakršne variabilnosti.

Na petem prerezu je Lapajne (1970) dokazal rahlo, vendar sklenjeno živosre-



Sl. 4a. Cone razpiranja, bazični vulkaniti in lega rudišč v Posavskih gubah
Sl. 4b. Karta geokemičnega vzorčevanja

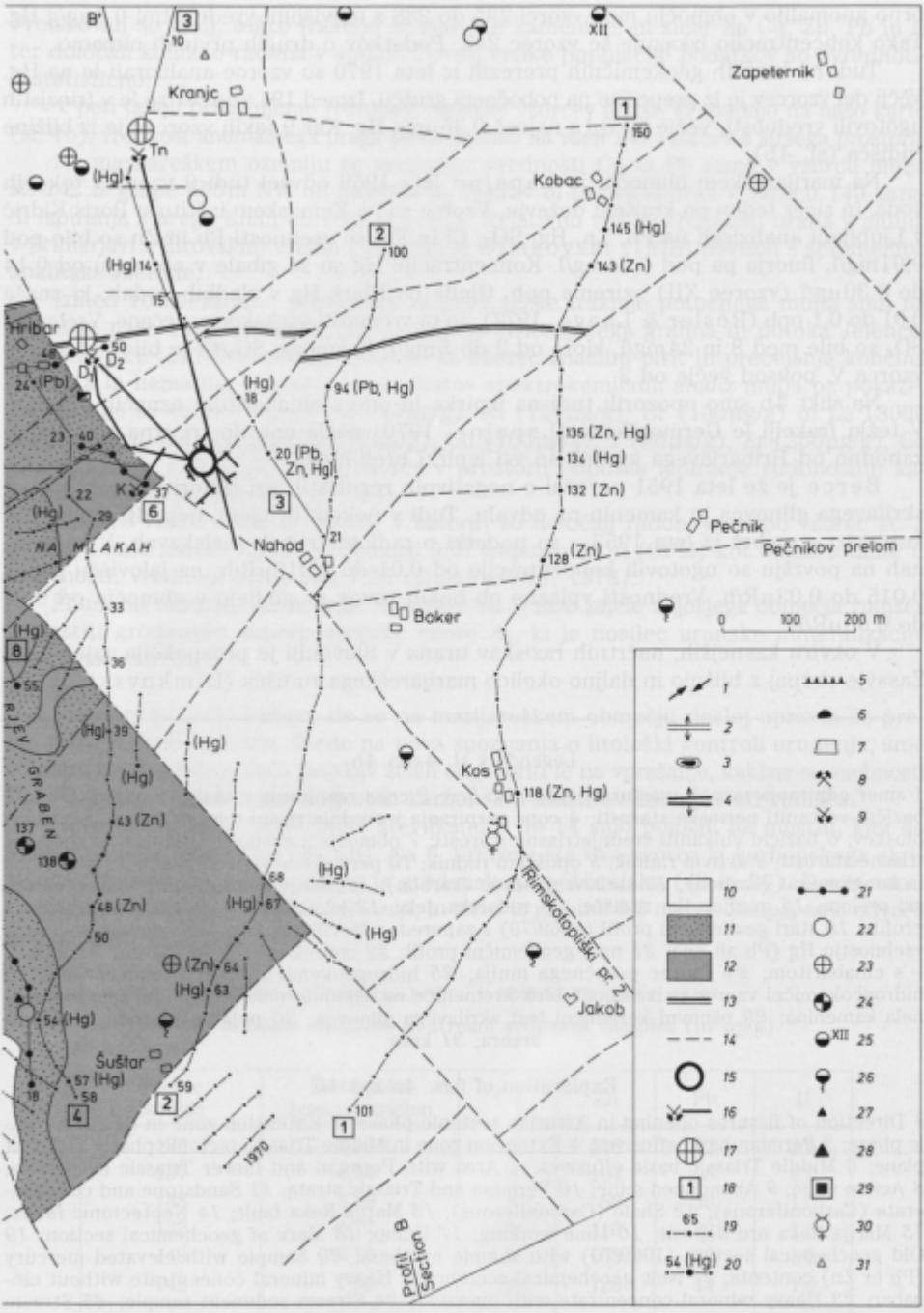


Fig. 4a. Extension zones, basic effusives and ore deposits in Sava folds
Fig. 4b. Geochemical sampling map

brno anomalijo v območju med vzorci 235 do 238 z najvišjimi vrednostmi 0,3 µg/g Hg. Tako koncentracijo izkazuje še vzorec 242. Podatkov o drugih prvinah nimamo.

Tudi na kratkih geokemičnih prerezih iz leta 1970 so vzorce analizirali le na Hg. Večji del vzorcev je iz preperine na pobočnem grušču. Izmed 194 vzorcev so le v trinajstih ugotovili vrednosti, večje od 0,1 a največ 0,35 µg/g Hg. Kar 9 takih vzorcev je iz bližine rudišča (sl. 4b).

Na marijareškem območju je Lapajne leta 1969 odvzel tudi 9 vzorcev tekočih voda, in sicer teden po krajšem deževju. Vzorce so na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič v Ljubljani analizirali na Pb, Zn, Hg, SO_4, Cl in F. Vse vsebnosti Pb in Zn so bile pod 0,01 mg/l, fluorja pa pod 0,04 mg/l. Koncentracije Hg so se gibale v območju od 0,14 do 0,30 µg/l (vzorec XII) oziroma ppb. Glede na Klark Hg v sladkih vodah, ki znaša 0,01 do 0,1 ppb (Rösler & Lange, 1972), so te vrednosti vsekakor povečane. Vsebnosti SO_4 so bile med 8 in 24 mg/l, klora od 2 do 5 mg/l. Razmerje SO_4/Cl je bilo – z izjemo vzorca V, povsod večje od 3.

Na sliki 4b smo opozorili tudi na izpirke in one s cinabaritom označili posebej. V težki frakciji je Germovškova (Lapajne, 1970) našla eno do tri zrna cinabarita; zahodno od Hribarjevega grabna so vsi izpirki brez njega.

Berce je že leta 1951 poročal o negativnih rezultatih pri izmeri radioaktivnosti skrilavega glinovca in kamenin na odvalu. Tudi v nekem drugem, nepodpisanem dokumentu – najbrž iz leta 1953 – so podatki o radiometričnih raziskavah. V kameninah na površju so ugotovili koncentracije od 0,01 do 0,015 µR/h, na jalovišču pa od 0,015 do 0,03 µR/h. Vrednosti vpisane ob bokih rovov se gibljejo v območju od 0,01 do 0,05 µR/h.

V okviru kasnejših, načrtnih raziskav urana v Sloveniji je prospekcija zajela tudi Zasavje skupaj z bližnjo in daljno okolico marijareškega rudišča (Dimkovski, 1978).

Legenda k sl. 4a in 4b

1 smer odpiranja razpok v asturski tektonski fazi; *2* cona razpiranja v saalski tektonski fazi; *3* bazični vulkaniti permske starosti; *4* cona razpiranja v srednjetriasni tektonski fazi; *5* narivna ploskev; *6* bazični vulkaniti srednjetriasne starosti; *7* območje z evaporiti permske in spodnjetriasne starosti; *8* aktivni rudnik; *9* opuščeni rudnik; *10* permske in triasne plasti; *11* peščenjak in konglomerat (karbon); *12* skrilavi glinovec (karbon); *13* Marijareški prelom; *14* neotektonski prelom; *15* marijareško rudišče; *16* rudarska dela; *17* jalovišče; *18* oznaka geokemičnega profila; *19* stari geokemični profil (1969/70) z zaporedno številko vzorca; *20* vzorec s povečano vsebnostjo Hg (Pb ali Zn); *21* novi geokemični profil; *22* izpirek – brez cinabarita; *23* izpirek – s cinabaritom; *24* vzorec potočnega mulja; *25* hidrogeokemični vzorec tekoče vode; *26* hidrogeokemični vzorec iz izvira; *27* blok kremenice na sekundarnem mestu; *28* zelo okremenela kamenina; *29* osnovni keramični test skrilavega glinovca; *30* pojav samorodnega živega srebra; *31* kota

Explanation of figs. 4a and 4b

1 Direction of fissures opening in Asturian tectonic phase; *2* Extension zone in Saalic tectonic phase; *3* Permian basic effusives; *4* Extension zone in Middle Triassic tectonic phase; *5* Thrust plane; *6* Middle Triassic basic effusives; *7* Area with Permian and Lower Triassic evaporites; *8* Active mine; *9* Abandoned mine; *10* Permian and Triassic strata; *11* Sandstone and conglomerate (Carboniferous); *12* Shale (Carboniferous); *13* Marija Reka fault; *14* Neotectonic faults; *15* Marija Reka ore deposit; *16* Mine working; *17* Dump; *18* Mark of geochemical section; *19* Old geochemical section (1969/70) with sample numbers; *20* Sample with elevated mercury (Pb or Zn) contents; *21* New geochemical section; *22* Heavy mineral concentrate without cinnabar; *23* Heavy mineral concentrate with cinnabar; *24* Stream sediment sample; *25* Stream water sample; *26* Spring water sample; *27* Block of silica on secondary place; *28* Intensely silicified rock; *29* Shale ceramic test; *30* Native mercury occurrence; *31* Elevation

Preiskovali so mulj, težko frakcijo in matične kamenine, in sicer na Cu, Zn, Pb in U ter določali količino radona v vodah. Dovolj velike populacije podatkov so ovrednotili statistično.

V peti tabeli prikazujemo rezultate raziskav vzorcev mulja, ki spadajo na našo karto (sl. 4b), vrednost anomalnega praga pa se nanaša na vseh 147 vzorcev s širšega prostora.

Na marijareškem ozemlju so anomalne vrednosti Cu in Pb samo v vzorcu mulja št. 142 iz grape 450m NW od Smrekarja, čeprav bi to pričakovali v vzorcu 140 zaradi izpiranja starega Kompoševega jalovišča. Relativno visoke vrednosti urana v muljih v primerjavi z Žirovskim vrhom (>3μg/g) je Dimkovski (1978) povezal s spremembo analitske metode.

Izmed 10 spektralno preiskanih vzorcev težke frakcije potočnega mulja sodi na območje naše karte le vzorec 136 s sotočja Hribarjevega grabna in potoka Jelenca. Dimkovski (1978) je poudaril, da so za vzorec značilni pirit in precejšnja količina limonita in hematita. Primerjava rezultatov spektrokemičnih analiz mulja pa pokaže, da vsebuje ta vzorec največ Pb (40μg/g), Ni (120μg/g), Cr (150μg/g) in La (8000 μg/g), mnogo Ga (11μg/g), V (70μg/g), Cu (100μg/g), Y (80μg/g), Zr (250μg/g), Co (9μg/g) in Sr (270μg/g). Lega vzorca v prostoru dopušča izpiranje rudonosnih kamenin z območja Hribarja (sl. 4b).

Med 19 vzorci vode iz izvirov, v katerih so določali radon, je samo vzorec št. 2 v okviru naše karte. Vzorec je pokazal 9,07 impulzov/min (CPM) kot odraz totalne α aktivnosti; vrednost ph je bila 7,25 (Dimkovski, 1978).

Poudariti moramo, da novejše raziskave na U niso zajele najožjega območja rudišča s klastiti grödenske superpozicijske enote A_1, ki je nosilec uranske mineralizacije v Žirovskem vrhu.

Nanizani podatki kažejo, da so na marijareškem območju doslej opravili že precej geokemičnih raziskav. Glede na nova spoznanja o litološki kontroli orudenja, smo v okviru naših geokemičnih raziskav želeli odgovoriti le na vprašanje, kakšne so vsebnosti Pb, Ba in Hg v obeh pasovih grobih karbonskih klastitov zahodno od rudišča.

Devet profilov z zaporednimi številkami 6 do 14 smo položili na mestih, kjer so kamenine lepo razgaljene (sl. 4b). Na 6. prerezu sta dva vzorca iz karbonskega skrilavega glinovca, na prerezu 7 pa iz grödenskega peščenjaka (49 in 50). Devet vzorcev je iz preperine karbonskih kamenin, in sicer iz globine 0,5 metra. Skupaj smo odvzeli 55 vzorcev.

Tabela 5. Nekatere prvine v vzorcih mulja (v μg/g)

Table 5. Some elements in stream sediment samples (in μg/g)

Vzorec Sample	Žaroizguba Loss on ignition	Cu	Zn	Pb	U
136	9,96%	18	118	32	2,0
137	4,04	9	104	36	2,0
138	3,99	4	88	36	1,0
139	6,77	20	116	32	1,0
140	6,14	6	106	32	1,0
142	7,59	28	128	44	1,0
Anomalni prag Threshold	(147 vzorcev) (147 samples)	>27	>173	>42	>5

Podatke je računalniško obdelal Bidovec (tab. 6) posebej iz populacije z izdankov karbonskega peščenjaka in konglomerata ter one iz preperine z nekaj koščki grobih karbonskih klastitov. Vzorcev iz karbonskih skrilavih glinovcev in grödenskega peščenjaka pri obdelavi nismo upoštevali.

Geokemični profil z našo oznako 6 s kolovoza po grebenu nad Hribarjem je najbližje rudišču, vendar ga loči Rimskotopliški prelom (2) z močnimi desnimi zmiki ob njem (sl. 4b). Zato ne preseneča, da noben od pregledanih vzorcev ni bil anomalen (sl. 5).

Zahodni podaljšek rudišča so pravzaprav grobi karbonski klastiti, preiskani s prerezom 7, ki poteka vzdolž zgornjega kolovoza zahodno od Hribarja. Krivulji porazdelitve Pb in Ba sta zelo razgibani, anomalna pa sta vzorca 47 (300 µg/g Pb) in 45 glede Ba (>1300 µg/g). Preseneča, da porazdelitvena krivulja Hg ne kaže variabilnosti; anomalen je le vzorec 42 s 4 µg/g Hg. Profil 7 je brez dvoma še znotraj primarne disperzne aureole okrog marijareškega rudišča.

Da je to res tako, nas prepričajo razmere na geokemičnih prerezih 8 in 12, kjer so prvine že na nivoju lokalnega ozadja, ki znaša pri Pb okrog 30, za Ba nekako 400, za Hg pa okrog 1 µg/g. Toda omenjene vrednosti so še vedno znatno višje, kot je Klark teh prvin v peščenjaku (Rösler & Lange, 1972) in ga podajamo na 5. sliki.

Tabela 6. Osnovni geokemični parametri za marijareško območje (v µg/g)

Table 6. Basic geochemical parameters for the Marija Reka area (in µg/g)

a) Karbonski peščenjak in konglomerat – a. Carboniferous sandstone and conglomerate

Prvina Element	n	Razpon Range	$\bar{x}$	s	Anomalni prag Threshold ($\bar{x}$+2 s)	Clarke
Pb	42	8–448	61.19	84,75	230	7
Hg	42	0,4–4	1,399	0,718	2,83	0,03
Ba	42	214–1300	584,86	257,39	1099	X0

b) Preperina – b. Soil

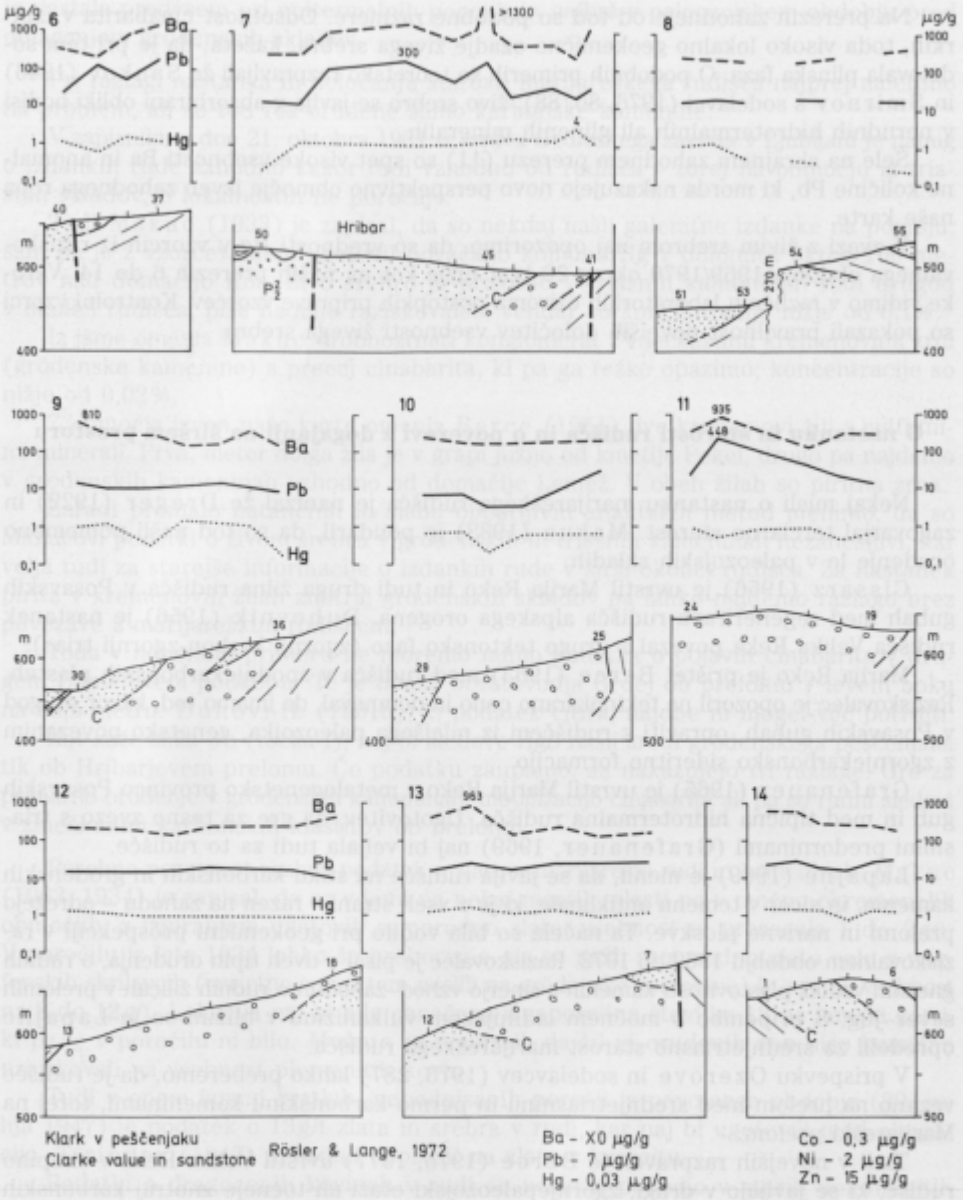
Pb	9	21–50	35,0	10,91
Hg	9	0,9–2,4	1,477	0,454
Ba	9	225–780	464,78	195,01

c) Korelacijski koeficienti (n = 42) – c. Correlation coefficients (n = 42)

	Pb	Hg	Ba
Pb	1	–0,19	0,57
Hg		1	–0,06
Ba			1

n = Število vzorcev – Number of samples
$\bar{x}$ = Aritmetična sredina – Arithmetic mean
s = Standardni odklon – Standard deviation

Klark v peščenjaku – Clarke value in sandstone, Rösler & Lange (1972)



Sl. 5. Geokemični profili

Fig. 5. Geochemical sections

Na prerezih zahodneje od tod so podobne razmere. Odsotnost cinabarita v izpirkih, toda visoko lokalno geokemično ozadje živega srebra, kažeta, da je pri tem sodelovala plinska faza. O podobnih primerih so teoretsko razpravljali že Saukov (1946) in Smirnov s sodelavci (1976, 86, 88); živo srebro se javlja v absorbirani obliki bodisi v nerudnih hidrotermalnih ali glinenih mineralih.

Šele na skrajnem zahodnem prerezu (11) so spet visoke vsebnosti Ba in anomalne količine Pb, ki morda nakazujejo novo perspektivno območje izven zahodnega roba naše karte.

V zvezi z živim srebrom naj opozorimo, da so vrednosti Hg v vzorcih iz raziskovalnega obdobja 1969/1970 okrog 20-krat nižje kot na naših prerezih 6 do 14. Vzroke vidimo v različnih laboratorijih oziroma postopkih priprave vzorcev. Kontrolni vzorci so pokazali pravilnost novejših določitev vsebnosti živega srebra.

O nastanku in starosti rudišča in o povezavi z dogajanji na širšem prostoru

Nekaj misli o nastanku marijareškega rudišča je nanizal že Dreger (1922) in zagovarjal terciarno starost. Makuc (1933) je poudaril, da so tod našli pomembno orudenje le v paleozojskih skladih.

Cissarz (1956) je uvrstil Marija Reko in tudi druga žilna rudišča v Posavskih gubah med regenerirana rudišča alpskega orogena. Duhovnik (1956) je nastanek rudišča Velika Reka povezal z drugo tektonsko fazo (zgornji karbon-zgornji trias).

Marija Reko je prištel Berce (1963) med rudišča v spodnjekarbonskih plasteh. Raziskovalec je opozoril na tektonizirano cono in domneval, da imamo tod, kakor drugod v Posavskih gubah, opraviti z rudiščem iz mlajšega paleozoika, genetsko povezanim z zgornjekarbonsko sideritno formacijo.

Grafenauer (1965) je uvrstil Marija Reko v metalogenetsko provinco Posavskih gub in med tipična hidrotermalna rudišča. Ugotovitev, da gre za tesno zvezo s triasnimi predorninami (Grafenauer, 1969) naj bi veljala tudi za to rudišče.

Lapajne (1969) je menil, da se javlja rudišče na stiku karbonskih in grödenskih kamenin, in sicer v temenu antiklinale, ki jo z vseh strani – razen na zahodu – odrežejo prelomi in narivne ploskve. Ta načela so bila vodilo pri geokemični prospekciji v raziskovalnem obdobju 1969 do 1972. Raziskovalec je pisal o dveh tipih orudenja, o rudnih gnezdih vzdolž plastovitosti kamenin s smerjo vzhod–zahod in o rudnih žilicah v prelomih sever–jug. S pripombo o močnem ladinijskem vulkanizmu v bližini se je Lapajne opredelil za srednjetriasno starost marijareškega rudišča.

V prispevku Ozerove in sodelavcev (1973, 287) lahko preberemo, da je rudišče vezano na prelom med srednjetriasnimi in permo-karbonskimi kameninami, torej na Marijareški prelom.

Tudi v novejših razpravah je Berce (1975, 1977) uvrstil Veliko Reko v skupino rudišč, ki se javljajo v drugi, zgornjepaleozojski etaži ali točneje znotraj karbonskih skladov in so nastala približno istočasno z njimi.

Pri prebiranju tolmača k Osnovni geološki karti – list Celje (Buser, 1979, 54) dobimo vtis, da je orudenje v marijareškem rudišču genetsko vezano na stik karbonsko-permskega peščenjaka z grödenskimi kameninami.

Glede na mineralno sestavo rudišč v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub, je M. Drovenik s sodelavcema (1980, 31) uvrstil marijareško rudišče v 4. skupino in poudaril, da je to edino rudišče s cinabaritom kot glavnim rudnim mineralom. Ruda

je nastala predvsem pri epitermalnih pogojih in najbrž v paleozojskem obdobju pred odlaganjem grödenskih skladov.

Pri razlagi nastanka in določanju starosti marijareškega rudišča najprej naletimo na problem, ali so tod res orudene samo karbonske kamenine.

V zapisniku z dne 21. oktobra 1931 iz arhiva Geološkega zavoda v Ljubljani je namig o izdankih rude zahodno kakor tudi vzhodno od rudišča – torej na območju iz triasnih skladov; o lokalnostih ne poročajo.

Tudi Makuc (1933) je zapisal, da so nekdaj našli galenitne izdanke na površju, sam pa je z vzorčevanjem ugotovil povečano količino Hg v dolomitu okrog 100 metrov nad domačijo Kos. Živo srebro je prisotno v triasnih kameninah tudi drugod v okolici rudišča, piše nadalje raziskovalec, vendar so koncentracije nižje od 0,1%.

Iz jame omenja Makuc drobnozrnati konglomerat z rdečkastimi kremenovimi zrni (grödenske kamenine) s precej cinabarita, ki pa ga težko opazimo; koncentracije so nižje od 0,02%.

Z območja izven naše karte omenja Berce (1951) dve kremenovi žili s sulfidnimi minerali. Prva, meter dolga žila je v grapi južno od kmetije Pekel, drugo pa najdemo v grödenskih kameninah vzhodno od domačije Lemež. V obeh žilah so piritna zrna.

Zaradi premalo natančnih in slabo občutljivih analitskih metod menimo, da so Makucovi podatki o živem srebru v grödenskih in triasnih kameninah nezanesljivi, kar velja tudi za starejše informacije o izdankih rude v širši okolici rudišča. Za nastanek pirita v kremenovih žilah znotraj grödenskih skladov pa lahko najdemo razlago brez povezave z marijareškim rudiščem.

Toda v nobenem primeru ne moremo mimo podatka o pojavih cinabarita v drugem Danielovem podkopu. Te je opazil obratovodja Grdej ob prelomu v levem boku na 68,5 metru. Duhovnik (1951b), ki podatek citira, najdbe ni mogel več potrditi.

Kot kaže slika 3b (točka f), naj bi sledove HgS našli sredi grödenskega peščenjaka tik ob Hribarjevem prelomu. Če podatku zaupamo, se nakazujejo tri razlage. Gre za primarno orudenje v grödenskih kameninah, mobilizacijo cinabarita ali pa so rudni sledovi v zmečkanini karbonskih klastitov ob prelomu.

Posebno pozornost zasluži podatek o zlatu v marijareški rudi in kameninah. Makuc (1933, 1934) je zapisal, da so v jami na nekaj mestih, zlasti pa v močno okremenelih območjih, z izpiranjem ugotovili samorodno zlato; vsebnost ni presegala 1 do 2g/t. V poročilu iz leta 1934 lahko še preberemo, da so našli samorodno zlato celo v werfenskih skrilavcih (verjetno so pri tem mislili na grödenske kamenine) in ocenili vsebnost na 8 do 12g/t. Lokacija naj bi bila označena z zaporedno številko 13 na jamski karti, ki pa je v poročilu ni bilo. Makuc je poudaril, da žil in orudenih con niso kemično preiskovali na vsebnost plemenitih kovin.

Tudi v enem izmed kratkih, nepodpisanih poročil iz povojnega obdobja (30. julija 1947) je podatek o 13g/t zlata in srebra v rudi, kar naj bi ugotovili med okupacijo. Tiringer (1947) je zadnji opozoril na zlato v kvarcitu.

Podatki o dragocenih kovinah v rudi se večkrat pojavijo v starih dokumentih v zvezi s preprodajo rudarskih objektov ali najemanjem posojil. V našem primeru najbrž ni tako, saj je bil Omerzu lastnik rudnika vse od leta 1912 do pričetka veljavnosti Zakona o nacionalizaciji konec leta 1946. Zanemariti ne smemo tudi dejstva, da je bil Makuc po poklicu kemik (univerzitetni študij je končal leta 1931 v Zagrebu) in si je uredil majhen laboratorij kar pred vhodom v Danielov rov. Podatki o zlatu, zbrani s preprosto metodo izpiranja, imajo zato neko težo in jih vsaj glede okremenelih karbonskih kamenin ne kaže prezreti.

Pri razmišljanju o nastanku in starosti orudenja privzemamo naslednja izhodišča.

V rudišču najdemo nenavadno združbo siderofilnih (Co, Ni, Au), halkofilnih (Zn, Cu, Pb, Hg) in litofilnih prvin (Ba).

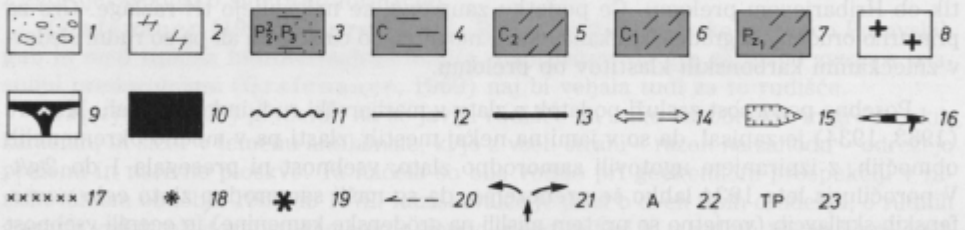
Orudenje je dvofazno, saj poročajo raziskovalci o dveh generacijah siderita, kremena in pirita.

Prisotnost Co in Ni povezujemo z drugo generacijo pirita, prvini pa se javljata skupaj s samorodnim živim srebrom. Predvidevamo, da gre za hypogeno – primarno samorodno živo srebro. S to prvino in okremenitvijo naj bi bilo povezano tudi zlato.

Na teh izhodiščih bomo skušali pojasniti genetsko in starostno problematiko Marija Reke, in sicer v povezavi z onimi rudišči v Posavskih gubah, kjer se tudi javlja živo srebro. Izhajali bomo iz modela Nove globalne tektonike (sl. 4a in 6); gre za dogajanja na severnem obrobju Afriške oziroma Jadranske plošče v okviru sistema Afriških plošč.

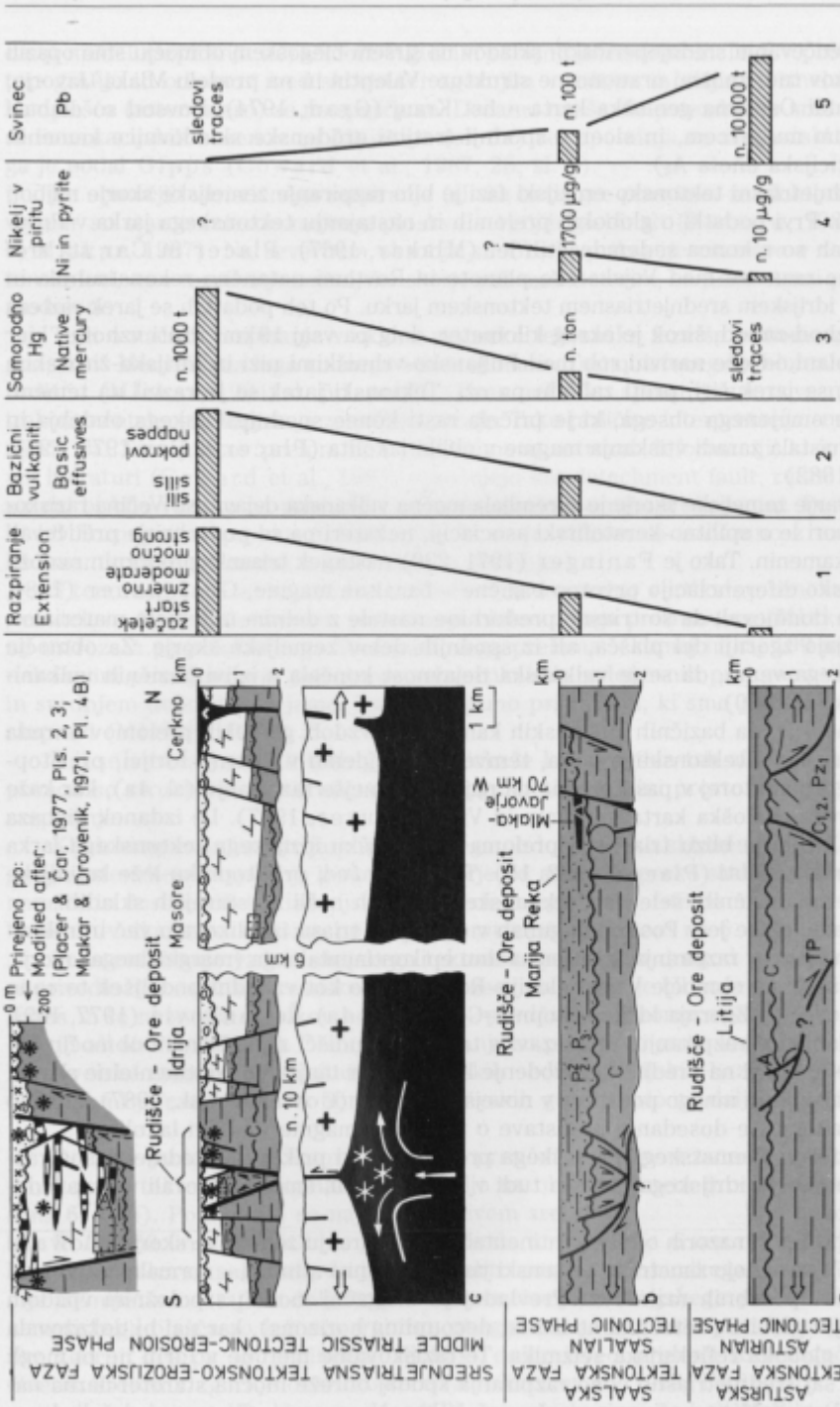
Razmere med Vačami in Litijo (Mlakar et al., 1993) in one v okviru Litijskega rudnega polja, kjer so dinarske rudne žile kot kulise razporejene v smeri E–W (Mlakar, 1994, sl. 7), kažejo, da je razpiranje zemeljske skorje na območju Posavskih gub zaživelo že v asturski tektonski fazi. Te procese povezujemo z nastajanjem Paleotetide. Prelomi niso segli globoko, saj iz karbonskih skladov tega prostora nihče ne omenja bazičnih vulkanitov (sl. 6a).

Tudi nastanek grödenskega sedimentacijskega bazena v okviru saalske orogenetske faze lahko povežemo z razpiranjem zemeljske skorje oziroma nastajanjem tektonskih jarkov ali poljarkov. Vsaj na severnem obrobju tega območja gre za globoke prelome. To dokazujejo konkordantni vložki diabaza oziroma spilitiziranega diabaza med grödenskimi klastiti ob Blegoški cesti nad vasjo Mlaka (sl. 4a, 6b). O njih so poročali Grad s sodelavci (1962) in Hinterlechner-Ravnikova (1965) in menili, da so grödenske starosti.



1 ladinijski klastiti in piroklastiti; *2* skitske in anizijske, pretežno karbonatne plasti; *3* grödenski klastiti in zgornjepermske karbonatne plasti; *4* karbonski klastiti; *5* srednji karbon; *6* spodnji karbon; *7* starejši paleozoik; *8* kontinentalna skorja; *9* bazični vulkaniti (diabazi, spilitizirani diabazi); *10* zgornji plašč; *11* tektonsko-erozijska diskordanca; *12* pomembni prelom; *13* globoki prelom prvega reda; *14* razpiranje; *15* območje z evaporiti sedimentnega nastanka; *16* epigenetsko cinabaritno rudno telo; *17* singenetsko cinabaritno rudno telo; *18* samorodno živo srebro; *19* živosrebrne pare; *20* tok živosrebrnih emanacij; *21* konvekcijski tok (celica); *22* rudno telo Alma; *23* Tornquistov prelom

1 Ladinian clastic and pyroclastic rocks; *2* Scythian and Anisian prevailing carbonatic rocks; *3* Gröden clastic and Upper Permian dolomitic beds; *4* Carboniferous clastic beds; *5* Middle Carboniferous; *6* Early Carboniferous; *7* Early Paleozoic; *8* Continental crust; *9* Basic effusives (diabase, spilitized diabase); *10* Upper mantle; *11* Tectonic-erosion unconformity; *12* Important fault; *13* First order deep fault; *14* Extension direction; *15* Areas with evaporites of sedimentary origin; *16* Epigenetic cinnabar ore body; *17* Syngenetic cinnabar ore body; *18* Native mercury; *19* Mercury vapors; *20* Mercury emanation flow; *21* Convection current (cell); *22* Alma ore body; *23* Tornquist fault



Sl. 6. Razmerje med intenziteto razpiranja, prisotnostjo bazičnih vulkanitov in nekaterih prvin v rudiščih Posavskih gub

Fig. 6. Relation between extension intensity, presence of basic effusives, and some metals in Sava folds ore deposits

Pri preučevanju srednjepermskih skladov na širšem blegoškem območju smo opazili sile diabazov tudi znotraj uranonosne strukture Valentin in na predelu Mlaka–Javorje; kaže jih tudi Osnovna geološka karta – list Kranj (Grad, 1974). Povsod so diabazi med rdečim muljevcem, in sicer v spodnji tretjini grödenske skladovnice kamenin (superpozicijska enota A_2).

V srednjetriasni tektonsko-erozijski fazi je bilo razpiranje zemeljske skorje najbolj intenzivno. Prvi podatki o globokih prelomih in nastajanju tektonskega jarka v Posavskih gubah so s konca sedemdesetih let (Mlakar, 1967). Placer in Čar sta srednjetriasne razmere med Vojskarsko planoto in Rovtami natančno rekonstruirala in govorita o idrijskem srednjetriasnem tektonskem jarku. Po teh podatkih se jarek razteza v smeri vzhod-zahod, širok je okrog kilometer, dolg pa vsaj 19 km. Proti vzhodu, kjer ga pri Zaplani odreže narivni rob med Poljansko-vrhniškimi nizi in Idrijsko-žirovskim ozemljem, se jarek širi, proti zahodu pa oži. Tektonski jarek se je razvil na temenu antiklinale omejenega obsega, ki je pričela rasti konec spodnjeskitskega obdobja in je najbrž nastala zaradi vtiskanja magme v obliki lakolita (Placer & Čar 1975, 1977; Placer, 1982).

Razpiranje zemeljske skorje je spremljala močna vulkanska dejavnost. Večina raziskovalcev govori le o spilitno-keratofirski asociaciji, nekateri pa so podrobneje preučevali izvor teh kamenin. Tako je Faninger (1971, 230) nastanek triasnih predornin razložil z magmatsko diferenciacijo prvotno bazične – bazaltne magme, Grafenauer (1980, 183) pa je domneval, da so triasne predornine nastale z delnim taljenjem materialov, ki sestavljajo zgornji del plašča, ali iz spodnjih delov zemeljske skorje. Za območje Cerkljanskega vemo, da se je vulkanska dejavnost končala z izlivi bazičnih vulkanitov (Mlakar, 1980).

Zanimivo je, da bazičnih vulkanskih kamenin ni vzdolž globokih prelomov 1. reda znotraj idrijskega tektonskega jarka, temveč jih najdemo v Zgornji Idrijci, pri Stopniku in Cerknem, torej v pasu prečno na najintenzivnejše razpiranje (sl. 4a), kar kaže tudi Osnovna geološka karta – Tolmin in Videm (Buser, 1987). Le izdanek diabaza v Zgornji Idrijci je blizu triasnega preloma v podaljšku idrijskega tektonskega jarka na Vojskarski planoti (Placer, 1982, 15). Tod kakor tudi pri Stopniku leže ladinijske kamenine na anizičnih, šele na Cerkljanskem smo jih našli na starejših skladih.

Vse kaže, da se je v Posavskih gubah v srednjem triasu izoblikovalo več intrakontinentalnih centrov razpiranja, in sicer na dnu epikontinentalnega (marginalnega) morja. Med take štejemo območje Vojsko–Idrija–Rovte, Litijo kot vzhodni podaljšek te cone in seveda ozemlje Zgornja Idrijca–Stopnik–Cerkno (sl. 4a). Že Janković (1977, 109), ki je razglabljal o razpiranju v povezavi s triasnimi rudišči na celotnem območju Dinaridov, je opozoril na predhodno svodenje litosfere ter tanjšanje kontinentalne skorje. O teh dogajanjih je mnogo podatkov v novejši literaturi (Coward et al., 1987) in lahko povsem nadomeste dosedanje predstave o vtiskanju magme v obliki lakolita.

Pri izdelavi shematskega geološkega prereza 6c, ki prikazuje srednjetriasne razmere na območju idrijskega rudišča tudi v večji globini, smo upoštevali vse navedene podatke.

Toda po novih nazorih o intrakontinentalnem razpiranju zemeljske skorje (Coward et al., 1987) nastanejo simetrični tektonski jarki, omejeni s strmimi – normalnimi prelomi (sl. 6c) le v posebnih razmerah. Prevladujejo drugačni modeli s položnim vpadom deformacij v globini (detachment faults, decoupling horizons), kar naj bi dokazovala predvsem globoka refleksijska seizmika. Te raziskovalne metode v Idriji ne bi mogli uporabiti, saj srednjetriasno cono razpiranja spodaj odreže močna staroterciarna narivna ploskev; dolžina narivanja znaša več 10 km. Na prerezu 6c smo zadržali dose-

danji model razpiranja in razmere v globini skrajno poenostavili. Tudi v problematiko topografije in odnosov med skorjo ter zgornjim – trdnim in nižjim – zmehčanim delom plašča (astenosfero) se ne spuščamo. Dodamo naj še, da porazdelitev srednjetriasnih sedimentacijskih bazenov na Idrijskem (sl. 6c) res spominja na shematski prerez, ki ga je podal Gipps (Coward et al., 1987, 25; sl. 8).

Na območjih varističnega razpiranja (sl. 6a in b) gre prav tako za alohtona ozemlja, vendar so staroterciarne narivne ploskve v večjih globinah (Premru, 1980, 1983a, b; Mlakar, 1987). Na severnem obrobju sl. 6b, ki prikazuje razmere v saalski tektonski fazi, smo razpiranje zemeljske skorje nakazali s starim, na južni strani pa z novim modelom.

Tudi o načinu razpiranja v okviru asturske tektonske faze še nimamo zanesljivih podatkov. Medsebojna lega rudnega telesa Alma in Tornquistovega preloma v litijskem rudišču (Mlakar, 1994, sl. 5d, profil A) res nekoliko spominja na nove modele intrakontinentalnega razpiranja zemeljske skorje. Tako različico interpretacije smo pokazali na sl. 6a. Tornquistov prelom bi v tem primeru ustrezal deformaciji, ki jo v strokovni literaturi (Coward et al., 1987) označujejo kot detachment fault, rudno telo Alma pa naj bi bilo vezano na prav tako normalni prelom v njegovi krovnini. Po tej razlagi bi bil Tornquistov prelom deformacija, ki se je oblikovala istočasno z nastajanjem sedimentacijskega bazena v karbonskem obdobju.

S tem modelom lahko nekako uskladimo le normalno vertikalno zonalnost v rudnem telesu Alma in nenavadna premikanja blokov z juga proti severu (Mlakar, 1994), ne ustrezata pa položna lega Tornquistovega preloma – komaj nekaj 100 metrov pod nekdanjim površjem – in prisotnost subvertikalnih rudonosnih prelomov v spodnjem in srednjem delu litijske jame. Zato vztrajamo pri razlagi, ki smo jo podali v prejšnji razpravi (Mlakar, 1994).

Naj se v obravnavanih treh primerih izkaže kot pravilen tak ali drugačen model, povsod so strukturne in termične nehomogenosti v globini prostorsko pogojile cone razpiranja.

Kljub skopim informacijam iz starejšega obdobja lahko sklenemo, da v Posavskih gubah intenziteta razpiranja zemeljske skorje od asturske preko saalske tektonske faze narašča in doseže višek v ladinijski stopnji srednjega triasa. Istočasno se povečuje delež bazičnih vulkanitov, kar smo pokazali v prvi in drugi koloni na 6. sliki.

Toda razpiranje vzdolž idrijskega tektonskega jarka in drugod v Posavskih gubah ni privedlo do nastanka oceanske skorje. Proces razpiranja je bil konec ladinijske stopnje triasa iz še neznanih vzrokov nenadoma – predčasno oziroma nasilno – končan (failed rift ali aborted rifting). Območja razpiranja so prekrile morske karbonatne kamenine kordevolske starosti. Po nastanku karnijskih sedimentacijskih bazenov s klastičnimi usedlinami je razpiranje na območju Posavskih gub zamrlo za daljše obdobje.

Do zelo zanimivih sklepov pridemo s preučevanjem povezanosti nekaterih prvin z nakazano tektonsko-magmatsko evolucijo na obravnavanem prostoru (kolone 3 do 5 na 6. sliki). Pomudimo se najprej pri živem srebru.

Konec 60. in v 70. letih se je izoblikovala nova teorija o izvoru te prvine. Številni raziskovalci so soglašali, da je živo srebro produkt globinskega dihanja – degazacije Zemlje in nastaja z dolgotrajno diferenciacijo zemeljskega plašča. Globlji deli zemeljskega plašča so z živim srebrom obogateni, na kar kaže preučevanje meteoritov, zgornji deli pa so razplinjeni. Globoki, dolgo živeči prelomi so omogočili dostop živemu srebru v zgornje dele litosfere (Saukov et al., 1972; Fedorčuk, 1973). Te predstave o izvoru Hg, ki so se z nadaljnjimi raziskovanji še bolj utrdile (Ozerova,

1980, 1984, 1986), lahko uskladimo z razmerami v idrijskem rudišču; odločilno vlogo pri tem ima prav samorodno živo srebro.

Primarno – hypogeno samorodno živo srebro vsebuje za razliko od sekundarnega – hypergenega živega srebra večje količine Pb, Sb, Zn, As, Cu in Ag, torej prvine, ki jih vsebuje tudi primarni cinabarit, sekundarno samorodno živo srebro pa je glede njih osiromašeno (Tunell, 1968; Saukov et al., 1972).

Berce (1958, 46, 49) je menil, da je primarni nastanek samorodnega živega srebra v Idriji po količini nepomemben; večji del naj bi nastal pri hipergenih procesih, v zvezi s spremenjenimi fizikalno-kemičnimi razmerami v obdobju intenzivnih tektonskih procesov. Mlakar in Drovenik (1971) sta zapisala, da je samorodno živo srebro v idrijskem rudišču ponekod primarnega, drugod sekundarnega nastanka. Kapljice samorodnega Hg v plasteh skonca in tufih so verjetno produkt oksidacijskih procesov. Kasneje je Berce (1977, 414) nakazal globinski izvor živega srebra v slovenskih rudiščih, Drovenik s sodelavcema (1980, 102) pa je omenil možnost, da izvira tudi idrijsko živo srebro iz zgornjega plašča.

Pri današnjem, še boljšem poznavanju geoloških razmer v dobi nastajanja idrijskega rudišča se pridružujemo tej razlagi in pripisujemo večjemu delu samorodnega živega srebra primarni – hypogeni izvor. Ta nastopa predvsem v karbonskem skrilavem glinovcu, pa tudi v plasteh skonca, tufih in oolitnem apnencu.

Za tako interpretacijo govori več razlogov. Opozarjamo predvsem na zelo velike količine samorodnega živega srebra. Gre za velikostni red 5 do 10% od celotne bilance doslej pridobljenega živega srebra, ki znaša vsaj 144000 ton (Mlakar, 1974). Pri več tisoč tonah sekundarnega – hypergenega samorodnega živega srebra bi morali v idrijskem rudišču opaziti minerale, ki nastajajo pri razpadu – oksidaciji cinabarita in običajno nastopajo v oksidacijski coni živosrebrnih rudišč, kot npr. kalomel, eglestonit, terlinguait, montroydit, mosesit, kleinit in še drugi. Gre za haloidne, oksihaloidne, oksidne in sulfatne oblike spojin z živim srebrom ter žveplo in limonit (Saukov et al., 1972, 271; Smirnov et al., 1976, 46, 51). Tudi o praškastem – sekundarnem cinabaritu, ki je brez selena, na katerega je opozoril Fedorčuk (1973, 46) iz idrijskega rudišča nihče ne poroča. Upoštevati moramo še podatek o samorodnem živem srebru iz srednjih nivojev idrijskega rudišča (v lečah oolitnega apnenca) in dejstvo, da je v karbonske skrilave glinovce najlažje prodrlo živo srebro v plinski obliki.

Podatkov o slednih prvinah v kapljicah samorodnega živega srebra v idrijskem rudišču žal nimamo. Razpolagamo pa s spektrokemično analizo kot certifikatom o kakovosti v topilnici pridobljenega kakor tudi rafiniranega živega srebra (tab. 7). Analizo so izdelali v Inštitutu Jožef Stefan v Ljubljani (analitik Stegnar), in sicer leta 1985. V tem obdobju so žgali predvsem rudo s samorodnim Hg iz karbonskega skrilavega glinovca.

O slednih prvinah v idrijskem cinabaritu sta poročala Berce (1958, 47) in Drovenik s sodelavcema (1980, 30); razumljivo je, da so informacije iz kasnejšega obdobja mnogo boljše. Opozorimo naj predvsem na visoke vsebnosti Cu, Pb in Zn, kar prav tako govori za globinski izvor živega srebra.

Vse kaže, da je idrijsko samorodno živo srebro kakor tudi živo srebro, vezano v cinabaritu, res nastalo z degazacijo zemeljskega plašča. Z živim srebrom že obogatenim območjem (bazenom) pod zemeljsko skorjo, o katerih je pisal Fedorčuk (1973, 35), so konvekcijski tokovi (celice), ki po teoriji o tektoniki plošč pogojujejo razpiranje zemeljske skorje, že od zgornjeskitskega obdobja dovajali vedno nove in nove količine s Hg obogatenih delov zemeljskega plašča (sl. 6c). Tako si najlažje razložimo velikanske količine živega srebra, nakopičene v Idriji na sorazmerno majhnem prostoru.

Tabela 7. Sledne prvine v živem srebru, pridobljenem v idrijski topilnici
Table 7. Trace elements in the Idrija plant produced mercury

Prvina Element	Hg (iz jeklenke) Hg (flask)	Hg (po filtriranju) Hg (after filtration)
Ag	0,030 µg/g	0,035 µg/g
Au	<0,1	<0,1
Pb	0,50	0,52
Sn	0,4	0,4
Cu	0,095	0,095
Fe	1,2	1,2
Bi	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1
Cd	<0,01	<0,01
Zn	0,3	0,3
		~2,860 µg/g

Težje se odločimo za enega izmed štirih načinov prenosa živega srebra vzdolž globokih prelomov, o čemer je pisal Fedorčuk (1973, 36). Pri tem moramo upoštevati, da vsebujejo nekontaminirane kamenine zemeljskega plašča komaj kaj vode (Miller, 1992, 103), v idrijskem rudišču pa je prisotna hidrotermalna faza, kar kažejo intenzivni metasomatski procesi pri temperaturah 100 do 200 °C (Mlakar & Drovenik, 1971). Domnevamo, da se je živo srebro prenašalo kot pregrete (>500 °C) pare. Tudi Ozerova (1986, 113) daje prednost prenosu Hg v atomski obliki, izvor vode pa moramo iskati nekje v najvišjih delih litosfere, morda celo v nekdanji hidrosferi. Nastopanje cinabarita skupaj s primarnim samorodnim Hg kaže na višjetemperaturni nastanek takih rudišč (Fedorčuk, 1974, 128).

Kot potencialni izvori žvepla pridejo teoretsko v poštev zgornji plašč, magmatska ognjišča v zemeljski skorji, paleozojske kamenine v podlagi rudišča (v štirih vzorcih različnih karbonskih klastitov smo leta 1975 ugotovili od 0,22 do 0,41 % SO_3), nadalje evaporiti in celo morska voda takratnega oceana.

Glede na rezultate izotopskih raziskav so Ozerova in sodelavci (1973, 285, 307; 1974, 148) in Ozerova (1986) menili, da je bil žveplovodik, ki nastaja pri redukciji sulfatov, sedimentnega nastanka, glavni vir žvepla tudi v Idriji. Živosrebrna rudišča nastanejo na mestih, kjer tok živosrebrnih emanacij preseka območja z evaporiti oziroma migracijske poti žvepla.

Na podlagi starejših kakor tudi lastnih izotopskih raziskav žvepla v nekaterih mineralih v idrijskem rudišču so Drovenik in sodelavci (1976, 1980) podvomili o takem – lokalnem izvoru žvepla in menili, da gre najbrž za žveplo magmatskega izvora.

V zvezi s to problematiko naj opozorimo na sadro in anhidrit v bituminoznem zgornjepermskem dolomitu v Ljubevču. Gre za območje, ki leži po rekonstrukciji srednjetriasnih razmer (Placer & Čar, 1975, 1977) znotraj orudenega bloka, torej v spodnjem delu idrijskega tektonskega jarka in takrat v globini 500 do 600 metrov. Tudi z vrtanjem dokazano cinabaritno orudenje v ladinijskem konglomeratu v Kurji vasi pri Rovtah najbrž ni naključno prav v območju kjer globoki prelomi idrijskega tektonskega jarka presekajo permske in spodnjeskitske kamenine z evaporiti. Ti podatki v dosedanjih razpravah niso bili dovolj ali pa sploh niso bili upoštevani. Točnejše

informacije o evaporitih v permskih in spodnjeskitskih plasteh v Ljubevču in drugod na Idrijskem je zbral Čadež (1977); nanje smo posebej opozorili na sl. 4a in shematskem prerezu 6c. O izvoru žvepla in vode bodo dale dokončni odgovor izotopske raziskave, pri čemer ne smemo pozabiti tudi na izotope živega srebra.

Po sistematiki živosrebrnih rudišč, ki jo je predlagal Fedorčuk (1974 in v publikaciji Smirnov et al., 1976), spada Idrija skupaj z alžirskim rudiščem Ras el Ma v skupino vulkanogenih rudišč karbonatno-poliargilitnega tipa. Kriteriji o odsotnosti izrazitih predrudnih sprememb, kratki dobi nastajanja iz sorazmerno bogatih hidrotermalnih raztopin ter pomembni vlogi ekranskih struktur so na mestu, toda s položnimi narivnimi ploskvami, ki jih omenja ta sistematika, nastanek idrijskega rudišča nima nikakršne zveze. Zaradi globinskega izvora živega srebra v Idriji postane taka uvrstitev še bolj sporna.

Po kakovosti in količini živega srebra lahko Idrijo primerjamo z Almadenom, ki spada med teletermalna rudišča kremenovo-dikitove skupine (idrijske rude v grödenskem peščenjaku makroskopsko pogosto ni mogoče ločiti od almadenske).

Glede na izvor Hg v zemeljskem plašču je Idrija blizu teletermalnih rudišč listvenitovega tipa. Nekatere vrste rud (opekovka v plasteh skonca in tufih) so v srednji triadi nastale celo z mehansko dezintegracijo rudne substance opalitove skupine (Mlakar & Drovenik, 1971). Skratka, Idrija še vedno išče svoje pravo mesto v sistematiki živosrebrnih rudišč.

To velja tudi za lego idrijskega rudišča glede na lineament Karpinskega, ki naj bi potekal z območja Kavkaza preko Dombasa proti severnemu obrobju Renskega tektonskega jarka. Po eni izmed interpretacij (Ozerova, 1986, 192 ter sl. 14 in 35) leži Idrija na zveznici oziroma na prečnem transkontinentalnem globinskem prelomu Brno–Tunis skupaj s toskanskimi in severnoalžirskimi živosrebrnimi rudišči. Razlaga ni prepričljiva, saj moramo upoštevati levo rotacijo Apeninov v obdobju po nastanku orudenja v Idriji, ostala rudišča pa so zelo mlada. Tako povezavo dopuščamo kvečjemu med rudišči z območja Monte Amiate in onimi v okviru severnoalžirskega rudnega vozla.

V literaturi pogosto poudarjajo, da so živosrebrna rudišča iz končnega stadija razvoja geosinklinalnih sistemov in iz obdobij oživljanja tektonsko-magmatske aktivnosti tako v nagubanih območjih kot na starih ščitih (Smirnov et al., 1976, 92; Ozerova, 1980, 46; 1984, 179).

Toda Idrija – po pridobljenem živem srebru drugo največje živosrebrno rudišče na svetu (Mlakar, 1974) – je iz začetne faze geosinklinalnega oziroma gorotvornega procesa, kar zasluži s teoretskega pogleda vso pozornost. Gre za rudišče iz srednjetriasne tektonsko-erozijske faze, torej iz začetnega stadija alpske orogeneze. Tako starost dokazujejo predvsem singenetske živosrebrne rude, ki kot ekran prekrivajo epigenetska rudna telesa iz spodnjega dela jame (sl. 6c), o čemer sta Mlakar in Drovenik (1971) podrobneje poročala, Placer in Čar (1977) pa še podkrepila z novimi podatki.

Sklenemo lahko, da je za nastanek pomembnih živosrebrnih rudišč odločilna predvsem soudeležba procesov, ki se odvijajo v zemeljskem plašču, ne glede na to, kdaj in kje je ta zveza vzpostavljena. Podobno je razmišljala tudi Ozerova (1986, 206) v svojem novejšem prispevku.

O živem srebru v drugih rudiščih Posavskih gub imamo precej manj podatkov. V Litiji so pridobili okrog 158 ton živega srebra (Mlakar, 1994). Domnevamo, da je v nasprotju z idrijskim, celotno živo srebro iz nekega magmatskega ognjišča v zemeljski skorji, saj nastopa v paragenezi z galenitom, sfaleritom in baritom in je iz končne faze nastanka polimetalnega rudišča.

Enak izvor in nastanek pripisujemo živemu srebru v Pb, Zn rudišču Knapovže v Polhograjskem hribovju, ki smo ga preučevali leta 1979. Cinabarit s samorodnim živim srebrom se javlja v tretji – strmo proti severovzhodu nagnjeni rudni žili. Razpoke so se sukcesivno odpirale v tej smeri, torej obratno kot na območju Litijskega rudnega polja (Mlakar, 1994), kar smo pokazali na sliki 4a.

Medtem ko je samorodno živo srebro v Litiji mineraloška posebnost (Mlakar, 1994), gre v preiskanem delu marijareškega rudišča po naši oceni za nekaj ton te prvine.

Kot kaže tretja kolona na 6. sliki, zavzema marijareško rudišče glede na količine samorodnega živega srebra neko vmesno lego med litijskim in idrijskim rudiščem. Podatek je prvi namig, da je marijareško rudišče tudi glede starosti iz vmesnega obdobja, torej iz saalske orogenetske faze. S to podmeno lahko pojasnimo tudi orudenje v grödenskem peščenjaku, čeprav je na območju rudišča stik s karbonskimi kameninami narivnega značaja. Taka starostna uvrstitev postane še bolj prepričljiva, če upoštevamo pozitivno korelacijo med prisotnostjo samorodnega živega srebra, bazičnih vulkanitov in intenziteto razpiranja zemeljske skorje (kolone 1 do 3 na 6. sliki).

Živo srebro se torej v Posavskih gubah javlja v več rudiščih in v treh starostnih obdobjih. V podobnih primerih je Ozerova (1986, 207) uporabila pojem – metalogenetska specializacija nekega prostora na živo srebro.

Za drugačno – mlajšo starost marijareškega rudišča v primerjavi z litijskim rudiščem govore tudi podatki o niklju kot tipični siderofilni prvini, ki je v Marija Reki dokazana z različnimi raziskovalnimi metodami.

Razpolagamo z nepopolnimi primerjalnimi podatki o vsebnosti te prvine v piritu. Litijski pirit vsebuje 85 μg/g niklja (Drovenik et al., 1980, 9), kar je znatno več kot v sorodnih slovenskih hidrotermalnih rudiščih, toda še vedno 20-krat manj od koncentracij te prvine v marijareškem piritu (1700 μg/g – tabela 2).

Kot kaže četrta kolona na 6. sliki, narašča po vertikali obenem z intenziteto razpiranja tudi koncentracija niklja. Žal nimamo primerjalnih podatkov o tej prvini v idrijskem piritu hidrotermalnega izvora. Po nekaterih podatkih (Smirnov et al., 1976, 86) se pirit sedimentnega in hidrotermalnega nastanka ločita po karakterističnih združbah slednih prvin in kristalografskih posebnostih.

Tudi podatki o niklju v drugih rudnih mineralih iz obravnavanih treh rudišč so nepopolni in je tudi slika te primerjave nedorečena. Vemo le, da vsebuje idrijski cinabarit vsaj 2,2-krat toliko niklja kot litijski (Grafenauer, 1969, 357; Drovenik et al., 1980, 30).

O prisotnosti niklja (včasih tudi kobalta) v povezavi z živim srebrom poročajo raziskovalci predvsem iz rudišč tako imenovanega listvenitovega tipa. Med taka rudišča spadajo na primer Motril in Albukol v južni Španiji, Kaledžik v Turčiji, New Idria v Kaliforniji in druga. Iz mongolskega rudišča Hangi – Obo omenjajo Smirnov in sodelavci (1976) poleg cinabarita tudi bravoit. V to skupino živosrebrnih rudišč spada še Avala (Šuplja stena) pri Beogradu. Jadranin (1962) ter Jadranin in Rakić (1964/65) omenjata iz sklepnega dela epitermalne faze poleg samorodnega živega srebra in samorodnega zlata tudi bravoit in nekatere druge Ni minerale (polidimit, hloantit, pararamelsbergit, milerit). Ti minerali so mlajši od cinabarita, halkopirita, sfalerita, pirita, barita in drugih. V vseh omenjenih rudiščih so v bližini magmatske kamenine bazaltne sestave ali serpentinizirani hiperbaziti, s katerimi prisotnost Ni tudi genetsko povezujejo.

V Marija Reki nismo našli bazičnih ali ultrabazičnih kamenin, vendar je tudi tod genetska povezava niklja s kameninami zemeljskega plašča najbolj logična. Klark Ni

je v granitih le 8μg/g, v bazaltih 130 do 160μg/g, v ultrabazitih pa kar 2000μg/g (Rösler & Lange, 1972).

Z območja uranonosne strukture Valentin smo leta 1985 zbrali prve podatke o slednih prvinah v spilitiziranem diabazu permske starosti in jih podajamo na 2. tabeli. Vzorca 9 in 10 sta z izdankov ob Blegoški cesti nad vasjo Mlaka, zadnji – najmanj spremenjeni vzorec pa je iz narivnega stika med karbonskimi in grödenskimi plastmi 400 metrov vzhodno od Vrbanic. Toda v primerjavi s srednjetriasnimi diabazi (Grafenauer, 1980) vsebujejo permski skoraj 10-krat toliko niklja, česar ne znamo pojasniti. Manjšo razliko izkazuje le diabaz pri Stopniku (vzorec 80), ki vsebuje po podatkih Grafenauerja 100μg/g Ni.

Po glavnih prvinah so srednjepermski in srednjetriasni diabazi sorodni; starejši vulkaniti vsebujejo le nekaj manj K_2O. To kaže edini doslej kemično preiskani vzorec permskega diabaza (2. tabela, vzorec 11) s 50,8% SiO_2; 19,2% Al_2O_3; 9,0% Fe_2O_3; 5,2% CaO; 6,3% MgO; 4,0% Na_2O, le 0,08% K_2O in 6% izgube pri žarenju. Podatkov o izotopski sestavi O in C karbonatov v spilitiziranih diabazih permske oziroma srednjetriasne starosti nimamo.

Tudi primerjalni podatki o kobaltu so skromni. Vemo le, da je v marijareškem piritu do 300μg/g te prvine (tabela 2). Enako koncentracijo so ugotovili v enem izmed vzorcev litijskega sfalerita (Drovenik et al., 1980, 28).

Zanimivo je, da je v rudiščih Cirkuše in Skrivni potok, ki jim prav tako pripisujemo srednjepermsko starost, mnogo kroma v halkopiritu in sfaleritu (Mlakar et al., 1993, 247, 262). Med diabazi srednjepermske in srednjetriasne starosti ni bistvenih razlik v koncentracijah te prvine. Izstopa le vzorec srednjetriasnega tufa kremenovega porfirja (vzorec št. 76) s Stopnika, ki vsebuje po podatkih Grafenauerja (1980) kar 1200μg/g kroma.

Pomudimo se še pri primerjavi podatkov o svincu v vseh treh obravnavanih rudiščih. Prav s to prvino lahko preverimo pravilnost naših sklepov in podmeno o permski starosti marijareškega rudišča.

Medtem ko znaša Klark Pb v ultrabazičnih kameninah le 1μg/g, je v granitih kar 20-krat višji (Rösler & Lange, 1972). Zato bi pričakovali v Litiji največje, v idrijskem rudišču, katerega nastanek je najbolj tesno povezan z dogajanji v zemeljskem plašču, pa najmanjše količine te prvine. Prav to kaže zadnja kolona na 6. sliki. V Litiji so pridobili več 10000 ton svinca (Mlakar, 1994), v Marija Reki gre po naši oceni za nekaj sto ton te prvine, v idrijskem rudišču pa se javlja Pb le v sledovih – v jeklenki od 5 do 150 in le v enem vzorcu 1000μg/g (Drovenik et al., 1980, 30). V primerjavi s porazdelitvijo samorodnega živega srebra in niklja gre v tem primeru za negativno korelacijo med intenziteto razpiranja zemeljske skorje in prisotnostjo bazičnih vulkanitov in svincem. Enako porazdelitveno krivuljo bi dobili pri obdelavi podatkov o cinku, bariju in tudi bakru.

Prisotnost zlata v marijareškem rudišču je z genetskega vidika najbolj sporna. Zlato kot prvina ne kaže izrazite povezave z nekim tipom magme; največ zlata se izloči v hidrotermalnem stadiju, in to v širokem temperaturnem razponu.

O živem srebru v povezavi s kremenovo-zlatimi rudami poročajo iz Urala in Južne Afrike, v Čilu pa je prisoten tudi pirit (Smirnov & Riženko, 1958, 291). V zahodnokarpatski rudni provinci nastopa Hg v polimetalnih rudnih žilah (Sb, Pb, As) skupaj z Au in Ag oziroma z njihovimi teluridi (Smirnov et al., 1976, 104, 116). Kakšne so koncentracije Au v marijareškem piritu in halkopiritu, ne vemo; tudi o prisotnosti teluridov in selenu ni podatkov.

Na drugačnost marijareškega rudišča v primerjavi z drugimi rudišči v Posavskih gubah kaže tudi izotopska sestava žvepla, kar je opazil že Drovenik s sodelavcema (1976, 206, 1980, 31). Ta razlika lepo izstopa na drugi sliki v okviru razprave iz leta 1976, v kateri so upoštevane tudi starejše masno-spektrometrične analize (Ozerova et al., 1973), torej vseh 6 doslej preiskanih vzorcev. Raziskovalci so poudarili, da se $\delta^{34}S$ v sulfidnem žveplu spreminja v večjem razponu, $\delta^{34}S$ za sulfatno žveplo pa znaša le +8,6‰, kar je znatno manj kot v baritu drugih rudišč v Posavskih gubah.

Razmere na omenjeni sliki lahko tolmačimo tudi drugače. Izotopska sestava marijareškega galenita je skoraj enaka oni iz drugih zasavskih rudišč, nenavadna je le izotopska sestava žvepla v piritu, baritu in cinabaritu. Razliko je treba iskati v dvofaznosti orudenja, ki jo nakazujejo rudnomikroskopske raziskave (Duhovnik, 1951a, 1953b; Duhovnik et al., 1964; Drovenik, 1983).

Nenavadno združbo prvin oziroma dvofaznost orudenja v marijareškem rudišču pojasnjujemo takole: Na istem mestu najdemo prvine, ki jih genetsko povezujemo s kislimi (Pb, Zn, Ba in deloma Hg), druge pa z bazičnimi magmatskimi kameninami (Ni, Co, Au in samorodno Hg).

Iz starejše faze rudonosnega procesa, ko prelomi še niso segli do zemeljskega plašča, so halkofilne prvine oziroma galenit, sfalerit in cinabarit pa tudi barit, torej minerali, ki jih najdemo v litijskem rudišču. Iz tega obdobja je še prva generacija siderita, pirita in kremena.

Z napredovanjem razpiranja so dovodni kanali dosegli zemeljski plašč. Iz te druge – mlajše faze rudonosnega procesa je združba siderofilnih prvin (Ni, Co, Au) in seveda samorodno živo srebro, torej prvine brez neposredne genetske povezave s predhodno rudno formacijo. Tudi mlajša faza pričenja z rahlo sideritizacijo kamenin, nakar sledi okremenitev, s katero povezujemo prisotnost zlata. Pirit druge generacije je nosilec Co in Ni (bravoit), samorodno Hg pa je nastalo z degazacijo zemeljskega plašča.

Minerali iz prve faze nastopajo običajno v samostojnih galenitno-sfaleritnih in baritno-cinabaritnih žilah. Pri starem jašku št. 3 se najbrž prepletata mineralizaciji obeh faz, samorodno Hg pa lahko najdemo kjerkoli v rudišču, kar glede na fizikalne lastnosti prvine ne preseneča.

Podrobnejše raziskave marijareške rude bodo morda pokazale nekoliko drugačno zaporedje odlaganja mineralov (predvsem zlata), vendar se zdi, da smo se z nakazano hipotezo že zelo približali pravilni rešitvi tega problema. Največ koristnih podatkov bi dale izotopske analize.

Večina mineralov je nastala v hidrotermalnem območju, le samorodno Hg je iz plinske faze. O deležu juvenilnega oziroma sulfatnega žvepla pri nastajanju cinabarita na marijareškem območju ne moremo soditi.

Nekateri raziskovalci (Rösler & Lange, 1972, 140) omenjajo bravoit med geološkimi termometri. Visokotemperaturna modifikacija pirit-vaesit naj bi pri 137 °C prešla v nizkotemperaturno modifikacijo bravoit $(Ni\ Fe)S_2$.

O obrudnih spremembah vemo za rahlo sideritizacijo kamenin in mnogo močnejšo okremenitev, ki je zajela tudi širši prostor, kar dokazujejo bloki kremenice v potokih zahodno od rudišča (sl. 4b).

Metasomatski procesi so se odvijali v omejenem obsegu. Po podatkih Drovenika (1983) bi lahko sklepali, da gre predvsem za delno nadomeščanje starejših mineralov z mlajšimi.

Kot kaže naša grafična dokumentacija (sl. 1 do 3), marijareško rudišče ne nastopa v jedru antiklinale niti ni vezano na Marijareški prelom ali stik karbonskih in grödenskih

kamenin, kot lahko preberemo v literaturi. Rudišče se javlja v enem izmed horizontov grobih klastitov, ločenih s skrilavim glinovcem, in sicer v okviru karbonske superpozicijske podenote b_2 znotraj močno dvignjenega bloka. Narivno ploskev v krovnini ter neotektonske prelome obravnavamo kot porudne deformacije.

Perspektivnost rudišča. Zaradi ekstenzivnega načina nastopanja živosrebrne rude – ta se javlja le v posameznih tanjših žilah in žilicah, prikamenina pa je slabo ali celo neorudena – odkopavanje v preiskanem delu marijareškega rudišča ne bi bilo ekonomično. Tako oceno je podal pred leti že Duhovnik (1953c), kar naj bi veljalo tudi za pridobivanje drugih kovin. Med neugodnimi parametri za odkopavanje moramo omeniti še prikamenino z mnogo proste kremenice, prisotnost samorodnega, najbrž nečistega živega srebra in v starih delih metan.

Toda v preiskanem orudenem bloku, širokem 75 in dolgem komaj 100 metrov, ni tektonskih deformacij, ki bi jih lahko obravnavali kot dovodne poti rudonosnim raztopinam. Z upoštevanjem drugih geoloških in geokemičnih podatkov sklepamo, da se javlja marijareška ruda prav na zahodnem obrobju nekega večjega orudenega območja; ta meja slučajno sovpada z zahodnim obrobjem prekrite geološke strukture. Pod narinjenimi grödenskimi in triasnimi skladi najbrž seže orudena cona še daleč proti vzhodu ali jugovzhodu, a je močno deformirana z neotektonskimi prelomi. V območju znanega rudišča moramo računati tudi s potencialnimi bloki, kot npr. u in v (sl. 2, profil B in 3c), ki so le po vertikali premaknjeni deli znanega rudišča. Prisotnost ali odsotnost orudenja v teh dveh in drugih blokih je odvisna od prvotne oblike in orientacije orudene cone v prostoru ter njene lege glede na narivno ploskev v krovnini.

Poleg tega so v Mariji Reki dokazali rudo le v enem izmed nivojev grobih karbonskih klastitov, in sicer v višini komaj 70 metrov. Glede na vertikalno razsežnost sorodnih rudišč v Posavskih gubah, lahko pričakujemo rudna telesa tudi v starejših horizontih peščenjaka in konglomerata (sl. 2, profil B, blok y). Računamo lahko z razmerami, kakršne poznamo npr. v litijskem rudišču (Mlakar, 1994), pri čemer prisotnost debelejših in bogatejših rudnih žil tudi v globini ni izključena.

Zlato bi najlažje dokazali na velikem izdanku zelo okremenelega karbonskega konglomerata 150 metrov SWS od kmeta Hribarja (sl. 4b) in seveda z izpiranjem drobirja v potokih.

V zvezi s perspektivnostjo je zanimiv še podatek o kapljicah samorodnega živega srebra, ki se, kot poroča Makuc (1933, 1934), pojavijo po močnem deževju v izviru pri Kosu (sl. 4b). Morda nakazujejo orudenje v globini ali pa gre za migracijo samorodnega Hg na razdaljo 700m iz znanega rudišča vzdolž drugega Rimskotopliškega preloma.

Domnevno orudenje pod narinjenimi grödenskimi in triasnimi skladi je proti vzhodu čedalje globlje. Geokemične raziskave bi bile uspešne le ob pomembni mobilizaciji prvin v obdobju po narivanju. Preostanejo geofizikalne raziskovalne metode in seveda vrtanje.

On the Marija Reka mercury deposit and on its comparison with the Litija and Idrija deposits from the aspect of plate tectonics

The Marija Reka deposit was prospected and mined with interruptions between 1826 and 1958, and, according to certain data, possibly even 100 years earlier. Mined were silver containing galena and especially mercury; in total, about 10 tons of this metal might have been extracted.

The starting point for evaluation of literature data related to this deposit which is presently inaccessible was the new geologic map that covers 4.25 km^2 of the territory (fig. 1). The studied area is situated at the north margin of the Trojane anticline that is a first order folded structure (Buser, 1978, 1979; Premru, 1976, 1980).

The Carboniferous beds belong to the middle part of the b_2 superposition subunit (Westhalian A) and consist of shale, quartz sandstone and conglomerate. The beds are slightly anticlinally bent (fig. 2 and 3a). A plate, up to 250m thick, obliquely cut out of the Gröden sequence of various clastics, is overthrust on the Carboniferous beds. The following overthrust unit consists of Upper Permian, Lower Triassic and Middle Triassic beds. Lower Cretaceous limestones overlie as tectonic patches the Pseudozilja beds.

The Older Tertiary overthrust structure was dissected by neotectonic faults. The oldest and most pronounced is the alpidic–striking Marija Reka fault. Along younger cross–dinaric and dinaric faults left resp. right slips occurred.

The geological structure of the deposit was reconstructed according to data of Makuc (1933, 1934), and especially Duhovnik (1953a). As seen on graphic documentation (fig. 2, section B, fig. 3b, c), the deposit is not situated in the anticlinal core, neither is connected to the Marija Reka fault, or to the contact of Carboniferous and Gröden beds, as it can be read in the literature. The mineralization occurs in one of the horizons of Carboniferous sandstones within a considerably uplifted block.

The monomineral galena, cinnabar and polymineral galena-sphalerite and barite-cinnabar ore veins are of small dimensions (fig. 3d). Ore occurs as filling of fissures, or in nests along bedding, the origin of which is connected to the Saalic orogeny. The metasomatic processes are of subordinate importance. The determined minerals are shown in table 1, and chemical composition of cinnabar ore in table 4.

Special attention should be ascribed to the presence of spectroscopically and chemically determined Co and Ni in pyrite (table 2), as well as in ore samples from the pit (table 3). The chemical elements occur together with cinnabar and native Hg; the ratio between Co and Ni is on the average 1:4. During recent examinations the presence of bravoite (Ni, Fe, Co) S2 was not confirmed by ore microscopy (Drovenik, 1983). There are no proofs for the presence of other nickel and cobalt minerals. Also literature data on elementary gold in silicified rocks should be mentioned here.

According to geological data and geochemical investigations (fig. 4b and 5, tables 5 and 6) the position of the studied part of the Marija Reka deposit is in the west rim of a larger mineralized area that is supposed to extend below the overthrusted Permian and Triassic beds that were dissected by neotectonic faults. High contents of Hg in central and western part of map with no cinnabar in panned concentrates indicate the importance of the gas phase in the formation of the primary dispersion halo. Mercury most probably occurs in the absorbed form either with the barren hydrothermal minerals, or with the clay minerals. Also interesting is the literature mention of the find of native Hg in the source near the Kos house. This may be regarded an indication of mineralization in the depth, or of migration of elementary Hg from the 700m distant deposit along one of neotectonic faults.

The Marija Reka deposit is characterized by a peculiar association of siderophile (Co, Ni, Au), chalcophile (Zn, Cu, Pb, Hg) and lithophile elements (Ba). Let us compare the deposit with the Litija and Idrija deposits in which also mercury occurs, and try to interpret their forming with the plate tectonics model! The events at the north

borders of the African plate, or better, the Adriatic plate in the framework of the African plates, took place during the forming of Tethys.

The extension of the Earth's crust that began in the Asturian orogeny (Mlakar et al., 1993; Mlakar, 1994), continued also during the Saalic orogeny with formation of the Gröden sedimentation basins. The culmination of the extension is placed into the Middle Triassic (fig. 4a and 6), which is best documented by data. Placer and Čar (1975, 1977) reconstructed the Idrija fault trough that trends E–W at a distance of 19km; at right angle to it extends the zone of vulcanites of the keratophyre-spilitic formation. North of Idrija the volcanic activity terminated with the basic magma extrusions (Mlakar, 1980).

The Litija, Marija Reka and Idrija areas are allochtonous terrains. Therefore it cannot be expected that reflection seismic could furnish data on models of the intracontinental crustal extension, as it is indicated by more recent research (Coward et al., 1987). For the Idrija deposit the old model was retained: the symmetric fault trough limited by steep normal faults. The situation in depth is presented in an extremely simplified way (fig. 6c). On sections 6a and b the interpretation of intracontinental crustal extension according to new models (Coward et al., 1987) is only suggested without proof for this area.

With the intensity of extension the proportion of basic volcanics (diabase, spilitized diabase) increased. It can be concluded that during the Saalic, and especially in the Middle Triassic orogeny the deep faults attained the mantle.

However, the intracontinental extension along the Idrija fault trough and elsewhere in the Sava folds on the bottom of the epicontinental sea did not result into forming of the oceanic crust. The process of rifting was violently terminated at the end of the Ladinian stage of the Triassic (aborted rifting), and afterwards carbonate sediments of Cordevolian age deposited across the region.

Very interesting conclusions can be reached through study of association of certain chemical elements with the mentioned tectonic-igneous evolution. Let us first consider the mercury that is nowadays regarded the product of mantle degassing. Deep faults enabled the element to arrive into the upper parts of the lithosphere. In areas where the flux of mercury emanations intersected evaporitic deposits of sedimentary origin or migration paths of sulfur mercury deposits were formed (Saukov et al., 1972; Fedorčuk, 1973; Ozerova, 1984, 1986).

Situation in the geologically well understood Middle Triassic Idrija deposit (Berce, 1958; Mlakar, 1967; Mlakar & Drovenik, 1971; Placer & Čar, 1977; Placer, 1982) can be fitted to this interpretation. A decisive role in this was played by the mercury in the elementary state (fig. 6c).

Droplets of native mercury can be found especially in the Carboniferous shale, and also in Skonca beds, tuffs and oolitic limestone. In the deposit occur several thousand tons of elementary Hg which makes 5 to 10% of the total produced metal in Idrija estimated at no less than 144,000 tons (Mlakar, 1974). Absence of haloid, oxihaloid, oxide and sulfate mercury compounds that are the result of cinnabar oxidation, and the presence of native mercury at intermediate levels of the deposit (in lenses of oolitic limestone) are indications for the primary – hypogenic source of native Hg. Trace metals in the mercury produced in the Idrija smelter are shown in table 7, and data on admixtures to cinnabar are found elsewhere (Berce, 1958; Drovenik et al., 1980).

The possibility of a deep-seated source for the mercury in Idrija was mentioned already by Berce (1977) and Drovenik et al. (1980); at that time they did not pay

due attention to the problem. We consider, however, both the Idrija native mercury and the mercury bound in cinnabar as the product of degassing of the upper mantle. The convection currents that bring about the spreading of the crust, according to the plate tectonics theory, supplied new portions of metal from the Hg enriched deeper parts of the Earth's mantle to the areas (basins) below the crust already enriched with mercury (fig. 6c), as described by Fedorčuk (1973). It must be emphasized that here the conditions in depth are extremely simplified by us.

More difficult is the decision among the four possible modes of mercury transport along deep faults (Fedorčuk, 1973, 36). With this it must be realized that uncontaminated mantle rocks contain only negligible amounts of water (Miller, 1992), whereas in the Idrija deposit the presence of hydrothermal phase is indicated by intense metasomatic processes at temperatures between 100 and 200°C (Mlakar & Drovenik, 1971). Therefore we assume mercury was transported in the form of overheated (>500°C) vapor. Also Ozerova (1986, 113) favors the transport of Hg in atomic form. The source of water must be sought somewhere in the upper parts of lithosphere, perhaps even in the ancient hydrosphere.

Potential sources of sulfur may be the mantle, the igneous foci in the crust, Paleozoic rocks below the deposit (in four samples of various Carboniferous clastics from 0.22 do 0.41% SO_3 was determined), evaporites, and even sea water of the ancient ocean.

On the basis of isotopic evidence Ozerova and collaborators (1973, 1974) and Ozerova (1986) came to the conclusion that hydrogen sulfide derived from sulfates of sedimentary origin was the major source of sulfur also in Idrija. In this connection I would like to mention the occurrence of gypsum and anhydrite in the Upper Permian dolomite at Ljubevč (Čadež, 1977). This terrain was situated according to the reconstructed Middle Triassic situation (Placer & Čar, 1975, 1977) in the lower part of the Idrija tectonic trough about 500 to 600m deep (fig. 6c). These data are often neglected in the literature.

Because of the deep seated source of mercury the Idrija deposit cannot be attributed to the volcanogenic type of deposits (Fedorčuk, 1974; Smirnov et al., 1976). The deposit also has no connection with the low angle scaly thrusts mentioned in these systematics. Some varieties of ore (brick ore in Skonca beds and tuffs) were formed during the Middle Triassic even through mechanical disintegration of ore substance of the opalite type (Mlakar & Drovenik, 1971). In the systematics of mercury deposits Idrija is still looking for its place.

This is valid also for the position of the Idrija deposit with respect to the Karpinski lineament that is assumed to pass from the Caucasus across Donbass towards the north end of the Rhine valley tectonic graben. According to one interpretation (Ozerova, 1986, 192 and fig. 14 and 35), Idrija is situated at the connecting line, respectively at the cross-continental deep fault Brno–Tunis, similarly to the Tuscan and Algerian mercury deposits. This explanation is not very convincing, since the left rotation of Apennines after the mineralization in Idrija must be taken in consideration, while the other mentioned deposits are very young. Such association might be permitted at best for the deposits of Monte Amiata and those in the area of the north Algerian district.

It is often emphasized in the literature that mercury deposits originated mostly in the final stage of the geosynclinal, respectively of the orogenic cycle (Smirnov & Riženko, 1958; Ozerova, 1980, 1984). Idrija, however, that must be considered according to the amounts of metal mined the second largest mercury deposit of the world (Mlakar, 1974) does not fit into this scheme, a fact that earns all atention

from the theoretical point of view. Idrija is a deposit formed in the Middle Triassic tectonic-erosional phase, accordingly in the initial stage of the Alpidic orogeny. Such age is proved primarily by syngenetic mercury ores that cover in a screen-like manner the epigenetic orebodies of the lower part of the pit (fig. 6c), as reported in detail by Mlakar and Drovenik (1971), and supported by additional data of Placer and Čar (1977).

Most probably the formation of important mercury deposits is decisively dependent primarily upon the concomittance of processes in the mantle, regardless of the position in time and space of this connection. In a similar line reasoned also Ozerova (1986, 206) in her more recent contribution.

There are considerably less data available on mercury in other deposits of the Sava folds. In Litija about 158 tons of mercury were produced in total (Mlakar, 1994). We consider that to the contrary with Idrija the entire mercury arrived from an igneous center in the crust, since mercury occurs in paragenesis with galena, sphalerite and barite in the final phase of formation of the polymetallic deposit.

In the Litija deposit formed during the Asturian tectonic phase the native mercury is a rarity. In the Middle Permian Marija Reka deposit several tons of this metal are estimated to be present, while at Idrija the amounts of elementary mercury are enormous. The data clearly indicate a positive correlation between the presence of native mercury, of basic vulcanites and the intensity of crustal extension (fig. 6).

As shown in the fourth column of figure 6, upwards also the nickel amount in pyrite increases; there are no comparative data from Idrija. The Litija pyrite contains 85μg/g Ni (Drovenik et al., 1980), and that of Marija Reka 1700μg/g (table 2). Interesting is also the observation that the Idrija cinnabar contains at least 2.2 times more Ni as that from Litija (Grafenauer, 1969; Drovenik et al., 1980). In contrast, the Middle Permian diabases (table 2, samples 9 to 11) contain almost 10 times as much nickel as the Middle Triassic diabase from which the data were collected by Grafenauer (1980).

Researchers report the association of Ni with Hg especially from deposits of the so-called listvenite type (New Idria, Avala, etc.). Everywhere occur in the surroundings igneous rocks of the basalt association or serpentinized hyperbasites with which Ni is also genetically associated (Smirnov et al., 1976). The diabases of Middle Permian age were found till now 70km W of Marija Reka, and the Idrija diabases occur in a zone striking across the direction of the most intense extension during the Middle Triassic (fig. 4a).

In comparison with distribution of Hg and Ni shows Pb a negative correlation between the intensity of extension of the Earth's crust and the presence of basic vulcanites (fig. 6). Thus in Litija several 10,000 tons of Pb were produced (Mlakar, 1994), whereas in Marija Reka there are a few hundred tons of this metal, according to our estimation, and in Idrija occurs Pb only in traces – in steel ore from 5 to 150μg/g, and at most 1000μg/g Pb (Drovenik et al., 1980). A similar distribution curve would be probably derived also from data on Zn and Ba, and most likely also for Cu.

Mass spectrometric investigations of sulfur in minerals point to differences between the mentioned deposits, but comparative data are few (Ozerova et al., 1973; Drovenik et al., 1976, 1980).

The genesis of the Litija, Marija Reka and Idrija deposits indicates consequently an association with the extension of the Earth's crust in the frame of the plate tectonics (the origin of Paleotethys and Tethys), which can be summarized as follows (fig. 6).

The faults from the Asturian orogenic phase did not reach to the mantle. The paragenesis of sphalerite, galena, barite and cinnabar in the Litija deposit is connected with the acid magma, respectively with the igneous focus somewhere within the crust.

The Marija Reka mineralization dates from the Middle Permian time, and it originated in two phases. The paragenesis from the initial phase, when faults did not attain the mantle yet, does not differ from that in the Litija deposit. At this time originated also the first generation of siderite, pyrite and quartz.

With the progress of extension the feeding channels attained the mantle. From this younger phase of the mineralization process dates the Marija Reka assemblage of siderophile elements, as Ni and Co in the 2nd generation pyrite, native mercury derived from mantle degassing, and possibly also native gold. These elements have no direct connection with the previous ore formation, and they are connected to basic magmas from the mantle. Also the younger ore phase was started by slight sideritization of rocks. The presence of gold is associated with silicification.

The source of mercury in the monometallic Idrija deposit – from the time of the most intense crustal extension during the Middle Triassic – is associated only with the basic, basaltoid magmas, respectively with the events in the mantle. The source of sulfur must be most likely sought in evaporites of sedimentary origin, and that of water in the highest parts of the crust; perhaps even in water from the ancient hydrosphere. Isotopic research shall provide the key for solving these problems.

Literatura

Berce, B. 1951: Poročilo o geološkem kartiranju okolice rudišča Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Berce, B. 1958: Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. – Geologija *4*, Ljubljana.

Berce, B. 1963: The Formation of the Ore-Deposits in Slovenia. – Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, XIX, Pavia.

Berce, B. 1975: Živa u Jugoslaviji. – Konf.: Pot. min. sir. mog. korišč. fakt. dugor. razv. privr. SFRJ – Ostali metali, Split.

Berce, B. 1977: Metallogeny, types of mercury deposits and plate tectonics in the Mediterranean belt. – V zborniku: Metallogeny, and plate tectonics in the northeastern Mediterranean, Beograd.

Buser, S. 1978: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Celje. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1979: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. Tolmač za list Celje. – Zvezni geološki zavod Beograd.

Buser, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, lista Tolmin in Videm. – Zvezni geološki zavod Beograd.

Cissarz, A. 1956: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. – Rasprave Zavoda za geološko i geofizičko istraživanje N. R. Srbije, Beograd.

Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. 1987: Continental Extensional Tectonics. – Geological Society & Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Čadež, F. 1977: Sadra in anhidrit na Idrijskem. – Geologija *20*, Ljubljana.

Dimkovski, T. 1978: Geološko rudarske raziskave urana na območju Slovenije v letu 1978. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Dreger, J. 1922: Geologische Gutachten über des Quecksilbervorkommen in Maria Riek 15km westlich von Cilli in der Südsteiermark. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, M. 1983: Rudnomikroskopska raziskava vzorcev iz rudišča Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdič, J. 1976: Izotopska sestava žvepla v sulfidnih rudnih nahajališčih v Sloveniji. – Rud.-Metal. zb., št. *2–3*, Ljubljana.

Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980: Nastanek rudišč v SR Sloveniji. – Geologija *23*/1, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1951a: Halkografska preiskava obruskov nahajališča Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1951b: Geološko mnenje o preiskovanju rudnika Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1953a: Poročilo o geološkem pregledu rudarskih raziskovalnih del v Mariji Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1953b: Poročilo o rudnih obruskih iz Marije Reke. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1953c: Mišljenje o gradnji novega rova v Mariji Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1953d: Predlog za jemanje vzorcev za kemično analizo v Veliki Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1955: Poročilo o ogledu raziskovalnih del v Veliki Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1956: Über die metalogenetischen Epochen und Provinzen Jugoslawiens. – Berg und Hüttenmännischen Monatshefte, *101*. Jahrgang, Wien.

Duhovnik, J., Grafenauer, S. & Ramovš, A. 1964: Študija wengenske metalogene dobe v Jugoslaviji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Faninger, E. 1971: Plagioklazi v triadnih predorninah na Slovenskem. – Geologija *14*, Ljubljana.

Fedorčuk, V. P. 1973: Razvitie predstavlenij A. A. Saukova o genezise rtutnih mestorožděnij. – V zborniku: Očerki geohimii otdelnih elementov, Nauka, Moskva.

Fedorčuk, V. P. 1974: Genetic and commercial types of Mercury Deposits. – 1st International Mercury Congress, Barcelona.

Grad, K. 1969: Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. – Geologija *12*, Ljubljana.

Grad, K. 1974: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Kranj. – Zvezni geološki zavod Beograd.

Grad, K., Hinterlechner-Ravnik, A. & Ramovš, A. 1962: Regionalna ispitivanja razvoja grödenskih slojeva u Sloveniji. – Ref. V savetovanja, Savez geol. društava FNR Jugoslavije, Beograd.

Grafenauer, S. 1965: Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. Rud.-Metal. zb. *2*, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1969: O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. Rud.-Metal. zb. *3–4*, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1980: Petrologija triadnih magmatskih kamenin na Slovenskem. – Razprave SAZU, 25, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1965: Magmatske kamenine v grödenskih skladih v Sloveniji. – Geologija *8*, Ljubljana.

Jadranin, D. 1962: Ležište žive Šuplja Stena. – V. sav. geol. FNR Jugoslavije, Beograd.

Jadranin, D. & Rakić, S. 1964/65: Ni parageneza iz ležišta žive Šuplja Stena. – Vestnik zavoda za geol. i geof. istr. ser. A, N. 22–23. Beograd.

Jakoby, L. 1936: Zusammenfassung bezüglich der Eröfnungskosten bzw. der Aufstellung Kosten des Bergwerkes und Hüttenanlage in Marija Reka. Rokopis, Budapest. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Janković, S. 1977: Major alpine Ore Deposits and metallogenetic Units in the northeastern Mediterranean and Concept of Plate Tectonics. – V zborniku: Metallogeny and Plate Tectonics in the northeastern Mediterranean, Beograd.

Jelenc, D. 1953: O raziskovanju mineralnih surovin v LR Sloveniji. – Geologija *1*, Ljubljana.

Jelenc, D. 1957: Poročilo o dosedanjih raziskovalnih delih v Veliki Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kubias, 1931: Poročilo o nadzorovanju prostoslednih del v Mariji Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Lapajne, V. 1969: Geološke raziskave na območju Marija Reka v letu 1969. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Lapajne, V. 1970: Geološke raziskave na območju Marija Reke. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Lapajne, V. 1972: Geološke raziskave na območju Marija Reka v letu 1971. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Lapajne, V. 1973: Geološke raziskave na območju Marija Reka v letu 1972. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Lapajne, V. & Šribar, L. 1973: Zgornjekredni sedimenti na območju Posavskih gub. – Geologija *16*, Ljubljana.

Makuc, J. 1933: Quecksilber – Bergwerk Maria Reka, Zagreb. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Makuc, J. 1934: Bericht über das Quecksilber Bergwerk Marija Reka, Slovenska Bistrica. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Miller, H. 1992: Abris der Plattentektonik. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Mlakar, I. 1967: Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. – Geologija *10*, Ljubljana.

Mlakar, I. 1974: Osnovni parametri proizvodnje rudnika Idrija skozi stoletja do danes. – Idrijski razgledi XIX, *3–4*, Idrija.

Mlakar, I. 1975: Mezozoik v Sloveniji: Mineraloške, petrografske in kemične značilnosti rude in prikamenine idrijskega rudišča, I. Rokopis. – Arhiv Rudnika živega srebra Idrija, Idrija.

Mlakar, I. 1980: O starosti spodnjega dela psevdoziljskih skladov na Cerkljanskem. – Geologija *23*/2 Ljubljana.

Mlakar, I. 1981: Geološki faktorji kontrole Hg, Cu in U mineralizacije. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Mlakar, I. 1982: Metalogenetske študije za območje Slovenije – 2. faza. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Mlakar, I. 1987: Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja. – Geologija *28*, *29*, (1985/86), Ljubljana.

Mlakar, I. 1994: O problematiki Litijskega rudnega polja. – Geologija *36* (1993), Ljubljana.

Mlakar, I. & Drovenik, M. 1971: Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. – Geologija *14*, Ljubljana.

Mlakar, I., Skaberne, D. & Drovenik, M. 1993: O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije. – Geologija *35*, (1992), Ljubljana.

Mohorič, I. 1978: Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. 1. knjiga. – Založba Obzorja, Maribor.

Ozerova, N. A. 1980: Rtutnaja degazacija zemlji i obrazovanie rtutnih mestorožđenij. – Int. geol. congress, Paris.

Ozerova, N. A. 1984: Geochemical peculiarities of mercury and mercury – bearing deposit formation. – Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium, Stuttgart.

Ozerova, N. A. 1986: Rtut i endogenoe rudoobrazovanie. – Nauka, Moskva.

Ozerova, N. A., Vinogradov, V. I., Mlakar, I., Fedorčuk, V. P. & Titov, I. N. 1973: Izotopnyj sostav sery v rudah nekotoryh mestorožđenij zapadnoj časti sredizemnomorskogo rtutnogo pojasa. – V zborniku: Očerki geohimii otdelnih elementov, Moskva.

Ozerova, N. A. & Vinogradov, V. I. 1974: Certain aspects of the genesis of mercury deposits. – 1st International Mercury Congress, Barcelona.

Placer, L. 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. – Geologija *25*/1, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1975: Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. – Geologija *18*, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977: Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. – Geologija *20*, Ljubljana.

Premru, U. 1974: Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. – Geologija *17*, Ljubljana.

Premru, U. 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. – Geologija *19*, Ljubljana.

Premru, U. 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije. – Geologija *23*/2, Ljubljana.

Premru, U. 1983a: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983b: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. Tolmač za list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Rösler, H. J. & Lange, H. 1972: Geochemical Tables. Amsterdam.

Saukov, A. A. 1946: Geohimija rtuti. – Trudi IGEM, Akademija nauk SSR, Moskva.

Saukov, A. A., Ajdinjan, N. H. & Ozerova, N. A. 1972: Očerki geohimii rtuti. – Akademija nauk SSR, Moskva.

Sedlar, J. 1950: Možnost razvoja rudnikov v Posavskih gubah s posebnim ozirom na Litijo. Diplomsko delo. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Simić, V. 1951: Istorijski razvoj našeg rudarstva, Beograd.

Smirnov, V. I. & Riženko, L. M. 1958: Nekotorie osobenosti obrazovanija i razmeščenija rtutnih mestorožđenij. – Izdatelstvo Akademii nauk, Moskva.

Smirnov, V. I., Kuznecov, V. A. & Fedorčuk, V. P 1976: Metalogenija rtuti. – Nedra. Moskva.

Teller, F. 1907: Geologische karte Cilli – Ratschach, 1:75000. Rokopis. Wien.

Tiringer, J. 1947: Poročilo o ogledu in informacijah rudnika Marija Reka dne 17. sept. 1947. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tiringer, J. 1951: Poročilo o službenem potovanju v rudnik Marija Reka nad Trbovljami in v Slovensko Bistrico. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tunell, G. 1968: The Geochemistry of Mercury. – University of California, California.

Vrhovec, S. 1957: Poskusna predelava živosrebrne rude Velika Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Winkler, A. 1923: Über den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. Geol. Gesell. Wien.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 377–390 (1994/95), Ljubljana

Nekaj novih podatkov o rudiščih Češnjice in Zlatenek

Some new data on the Češnjice and Zlatenek deposits

Ivan Mlakar
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

V prispevku so natančni podatki o geološki zgradbi rudonosnega območja ter nekaj novih informacij o opuščenem Pb, Zn (Cu) rudišču Češnjice in Cu rudišču Zlatenek. Med novostmi naj opozorimo na erozijsko-diskordantni stik ladinijskega apnenca s paleozojskimi in spodnjetriasnimi skladi ter lego obeh rudišč globoko v karbonski skladovnici kamenin.

Abstract

In the paper detailed data on geological structure of the ore-bearing area and new information on the abandoned Pb, Zn (Cu) deposit Češnjice and Cu deposit Zlatenek are presented. Among the newly established features the erosional-discordant contact of Ladinian limestone with Paleozoic and Lower Triassic beds and the position of both deposits deep in the Carboniferous sequence of beds should be mentioned.

Uvod

V okviru raziskav rudišč v Posavskih gubah smo preučevali tudi manj znane lokalnosti, kakršni sta Češnjice in Zlatenek na severnem obrobju Trojanske antiklinale (Mlakar, 1985). Rudarska dela so nedostopna, zato smo namenili največ pozornosti geološki zgradbi območja in legi rudišč v stratigrafski lestvici. Na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) sta rudišči uvrščeni med svinčevo-cinkova (s prisotnostjo Cu), prvo z zaporedno številko 8 drugo pa 86.

Zgodovinski podatki in dosedanje raziskave

Rudišče Češnjice je prvi omenil Lipold (1857), kasneje pa Voss (1895) in Hinterlechner (1918).

O rudarski dejavnosti vemo malo. Mohorič (1978, 174) in Stražar (1985) poročata, da so leta 1853 Baumgartnerji iz Ljubljane kopali svinčevo rudo tako v Češ-

njicah (Knapovci) kakor tudi v Krašnji (Žikovca – te lokacije naše raziskave niso zajele). V obeh rudnikih je delalo 20 rudarjev in nekaj delavk. Rudo so vozili v topilnico Šmarje pri Ljubljani. Tega leta so nakopali 1384 centov (77,5 ton) svinčeve rude in pridobili 788 centov (44 ton) svinca. V Češnjicah in Žikovci, na južni strani Mlinarjeve hiše v Krašnji, so pridelali več kot tretjino celotne proizvodnje svinca Baumgartnerjeve rudarske družbe. Skladno s povpraševanjem je proizvodnja svinca vse do leta 1857 naraščala, nato pa padla, zato so oba rudnika zaprli.

Krajevno ime Zlatenek omenjajo že v listinah iz leta 1378 kot Oberslatenick. V Hrastovcu, torej v rudišču Zlatenek, je pred prvo svetovno vojno kopal bakrovo rudo Franc Pustotnik-Mlakar iz Zgornjih Lok, v hribu pod Voščami (lokacije ne poznamo) pa Ernest Cerar-Pskar iz Blagovice; oba sta se znašla v finančnih težavah (Stražar, 1985). Rudarsko glavarstvo v Ljubljani je leta 1937 podelilo kop štirih enojnih jamskih mer Maksu Oswatitschu iz Celja. Leta 1939 so nakopali 80 ton rude in jo prodali družbi Mannsfeld iz Nemčije (Mohorič, 1978, 77). Zadnjič so tod kopali v letih 1948 do 1950. Iz nekega dopisa v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana (2. novembra 1954) sklepamo, da je raziskovala kamniška občina z inž. Lapornikom kot rudarskim izvedencem.

S tega ozemlja je malo geoloških informacij. Med deli, ki obravnavajo zgradbo širšega prostora, naj omenimo prispevke Premruja (1974, 1976, 1980), pri čemer smo našli največ zanimivih podatkov na Osnovni geološki karti – list Ljubljana in njenem tolmaču iz leta 1983 (Premru, 1983a, b).

Na ožje območje obravnavanih rudišč se nanaša samo poročilo inž. Lipolda (verjetno iz leta 1938) o razmerah v rudišču Zlatenek in seveda rudnomikroskopski, spektralni in izotopski podatki, ki so jih zbrali Drovenik in sodelavci (1976, 1980) o obeh rudiščih.

Geološka zgradba ozemlja

Pregledano območje leži severno od ceste Domžale–Trojane (sl. 1) in obsega 2 km^2. Geološko karto v merilu 1:5000 smo izdelali leta 1985 po metodi evidentiranja in kartiranja vseh izdankov (sl. 2a) v okviru raziskovalne naloge Metalogenetske študije za območje Slovenije, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije.

Sl. 1. Geografska lega preiskanega ozemlja
Fig. 1. Location map

Litostratigrafski podatki

Karbonske plasti: Temno sivi do črni skrilavi glinovci z južnega obrobja karte so del najobsežnejšega izdanka kamenin karbonske superpozicijske enote **a** v Posavskih gubah. Tu in tam opazimo lamine, leče ali pole svetlejšega – sljudnatega meljevca. V zgornjih 100 metrih zelo debele skladovnice skrilavega glinovca nismo našli vložkov bolj grobih klastitov. Pogostne so konkordantne leče belega kremena.

Vzorec skrilavega glinovca z južnega obrobja karte (sl. 2a) je rentgensko preiskal Mišič (1985) in ugotovil naslednjo sestavo (tabela 1):

Tabela 1. Mineralna sestava skrilavega glinovca enote Ca
Table 1. Mineral composition of the Ca unit shale

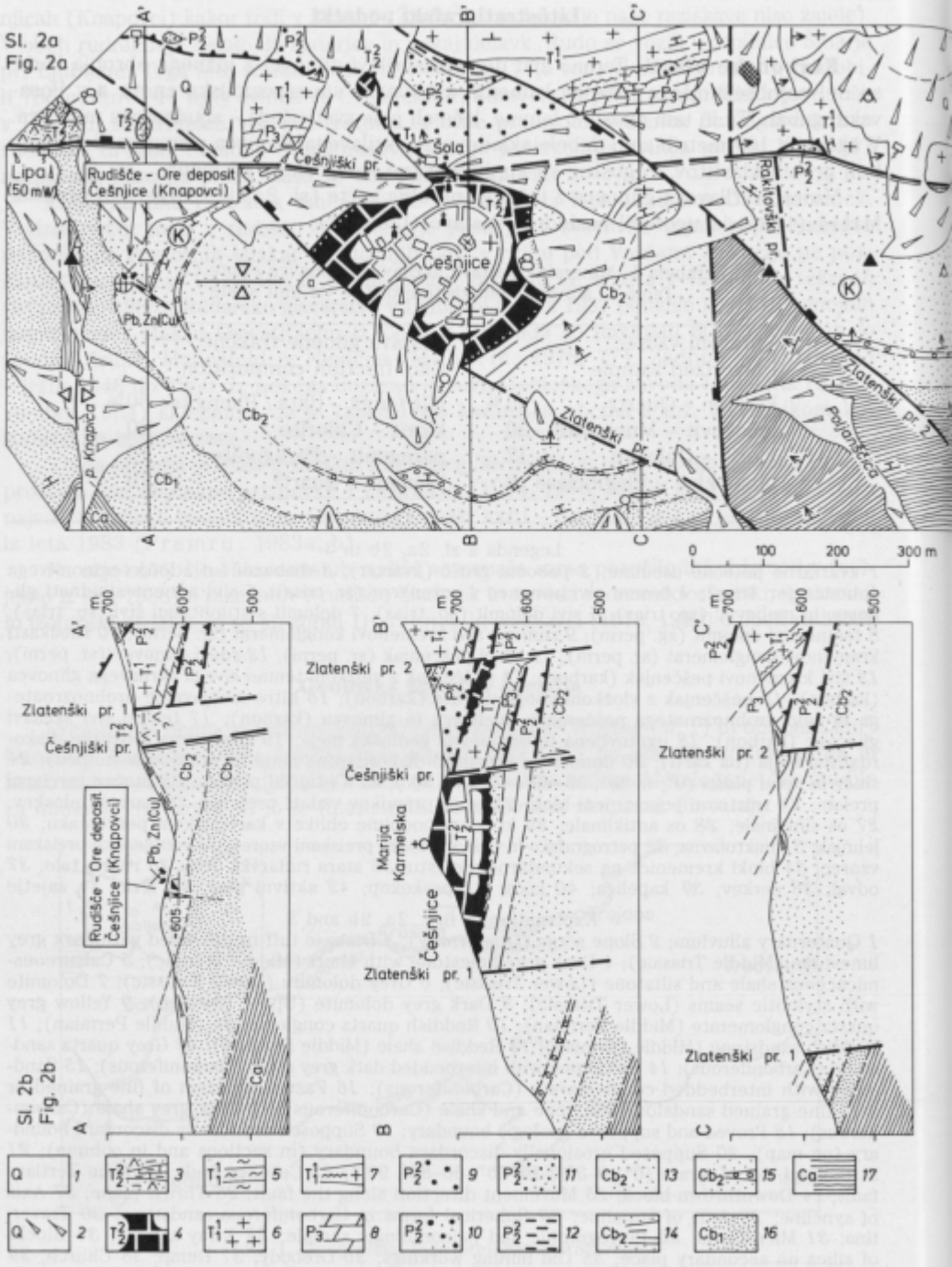
Vprašeni vzorec Pulverized sample		Sestava glinene frakcije Clay fraction composition	
kremen – Quartz	43%	illit/fengit – Illite / Phengite	60%
muskovit – Muscovite	30	klorit – Chlorite	20
klorit – Chlorite	17	paragonit – Paragonite	10
plagioklaz – Plagioclase	10	kremen – Quartz	10

Legenda k sl. 2a, 2b in 3

1 kvartarne potočne usedline; *2* pobočni grušč (kvartar); *3* diabazni tuf z lečo temno sivega apnenca (sr. trias); *4* temno sivi apnenec z rožencem (sr. trias); *5* sivi apneno-sljudnati glinovec in meljevec (sp. trias); *6* sivi dolomit (sp. trias); *7* dolomit s stilolitnimi šivi (sp. trias); *8* temno sivi dolomit (zg. perm); *9* rumeno sivi kremenovi konglomerat (sr. perm); *10* rdečkasti kremenovi konglomerat (sr. perm); *11* rdeči peščenjak (sr. perm); *12* rdeči glinovec (sr. perm); *13* sivi kremenovi peščenjak (karbon); *14* peščenjak z vložkom temno sivega skrilavega glinovca (karbon); *15* peščenjak z vložkom konglomerata (karbon); *16* hitro menjavanje drobnozrnatega in zelo drobnozrnatega peščenjaka, meljevca in glinovca (karbon); *17* temno sivi skrilavi glinovec (karbon); *18* ugotovljena in domnevna geološka meja; *19* domnevna erozijsko-diskordantna meja (na karti); *20* domnevna erozijsko-diskordantna meja (v profilih in stolpcu); *21* smer in vpad plasti (0°, 0–30°, 30–60°, 60–89°, 90°); *22* Češnjiški prelom; *23* močan terciarni prelom; *24* relativno pogreznjeni blok; *25* smer premikov vzdolž preloma; *26* narivna ploskev; *27* os sinklinale; *28* os antiklinale; *29* kroglam podobne oblike v karbonskem peščenjaku; *30* lehnjak; *31* mikrofavna; *32* petrografsko in paleontološko preiskani vzorec; *33* rentgensko preiskani vzorec; *34* bloki kremenice na sekundarnem mestu; *35* stara rudarska dela; *36* rudno telo; *37* odval; *38* cerkev; *39* kapelica; *40* koča; *41* peskokop; *42* aktivni plaz; *43* izvir; *44* zajetje

Explanation of figs. 2a, 2b and 3

1 Quaternary alluvium; *2* Slope scree (Quaternary); *3* Diabase tuff interbedded with dark grey limestone (Middle Triassic); *4* Dark grey limestone with chert (Middle Triassic); *5* Calcareous-micaceous shale and siltstone (Lower Triassic); *6* Grey dolomite (Lower Triassic); *7* Dolomite with stylolitic seams (Lower Triassic); *8* Dark grey dolomite (Upper Permian); *9* Yellow grey quartz conglomerate (Middle Permian); *10* Reddish quartz conglomerate (Middle Permian); *11* Reddish sandstone (Middle Permian); *12* Reddish shale (Middle Permian); *13* Grey quartz sandstone (Carboniferous); *14* Sandstone with interbedded dark grey shale (Carboniferous); *15* Sandstone with interbedded conglomerate (Carboniferous); *16* Fast alternation of fine-grained or very fine-grained sandstone, siltstone and shale (Carboniferous); *17* Dark grey shale (Carboniferous); *18* Proved and supposed geologic boundary; *19* Supposed erosionally-discordant boundary (on map); *20* Supposed erosionally-discordant boundary (in sections and in column); *21* Strike and dip of strata (0°, 0–30°, 30–60°, 60–89°, 90°); *22* Češnjice fault; *23* Main Tertiary fault; *24* Downthrown block; *25* Movement direction along the fault; *26* Thrust plane; *27* Axis of syncline; *28* Axis of anticline; *29* Spherical forms in Carboniferous sandstone; *30* Travertine; *31* Microfauna; *32* Petrographic and paleontologic sample; *33* X-ray sample; *34* Blocks of silica on secondary place; *35* Old mining workings; *36* Orebody; *37* Dump; *38* Church; *39* Chapel; *40* Mountain hut; *41* Sand pit; *42* Active landslide; *43* Spring; *44* Captured spring



Sl. 2. Geološka karta območij Češnjice–Zlatenek (a) in geološki prerezi (b)

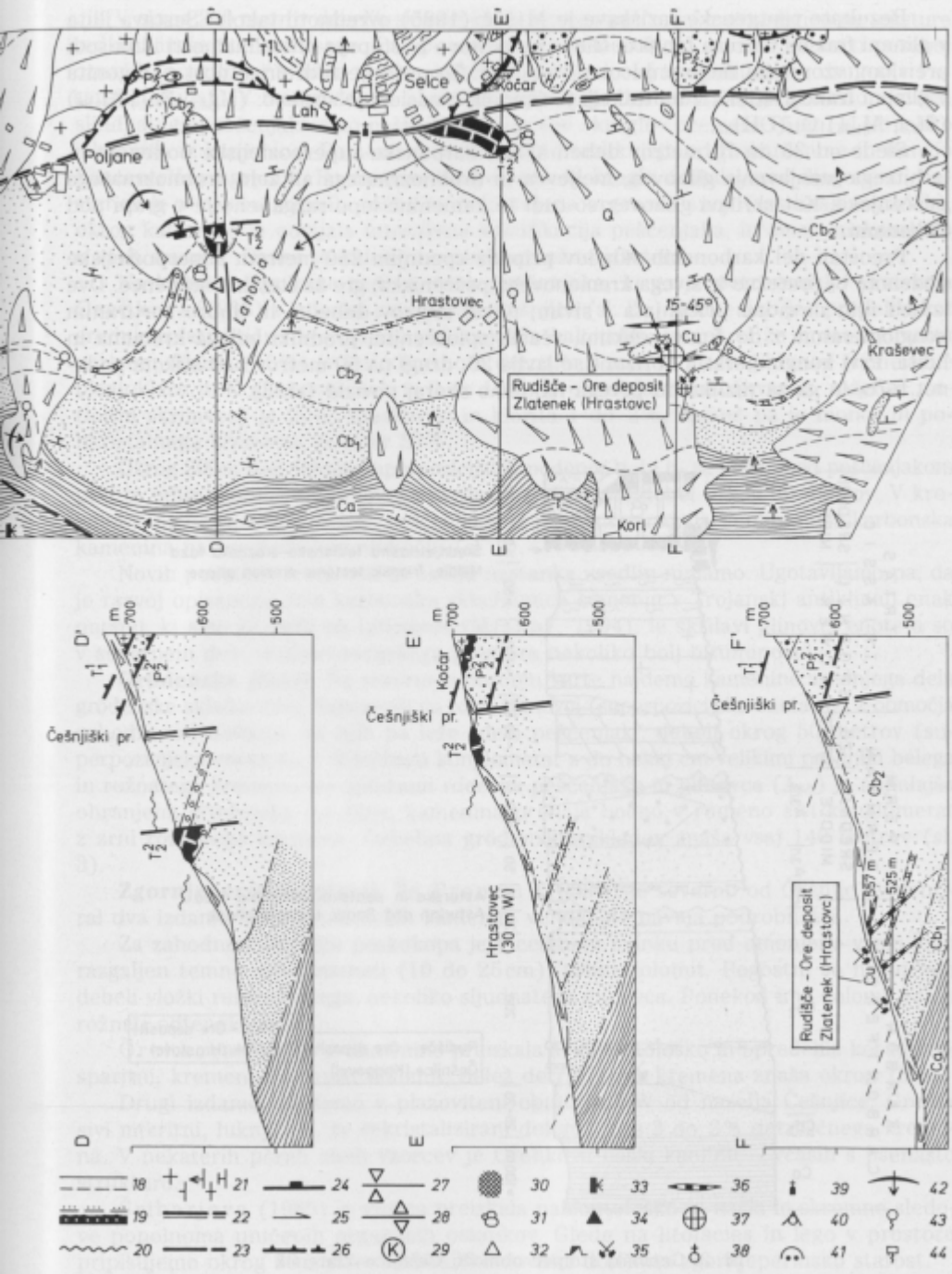
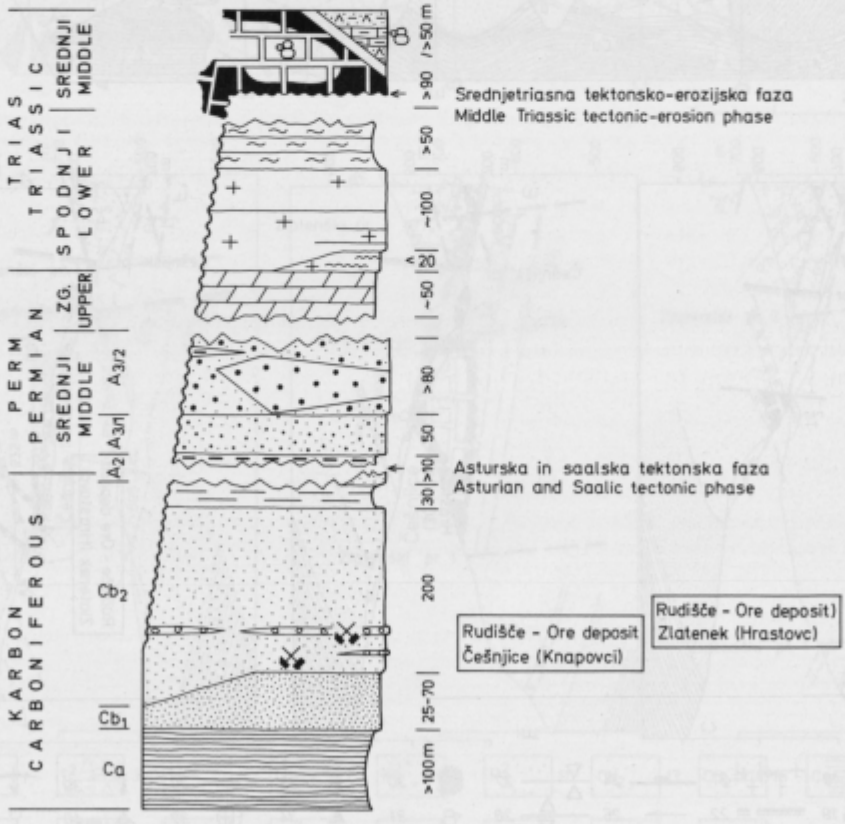


Fig. 2. Geological map of the Češnjice–Zlatenek areas (a) and geological cross sections (b)

Rezultate rentgenske raziskave je Mišič (1985) ovrednotil takole. Sestava illita v glineni frakciji ustreza fengitu. Glede na sestavo in stopnjo kristaliničnosti illita sodi preiskani vzorec na mejo anhicona / epicona. To potrjuje tudi prisotnost paragonita v glineni frakciji. Klorit v tej frakciji je ripidolit z naslednjo sestavo: $(Mg_{2,24}\ Fe_{2,4}\ Al_{1,36})\ (Si_{2,64}\ Al_{1,36})\ O_{10}(OH)_8$.

Slede od 25 do 70 metrov debeli skladi karbonske superpozicijske podenote b_1 iz hitrega menjavanja glinovca, meljevca in drobnozrnatega ali zelo drobnozrnatega peščenjaka. Kot skrilavi glinovec so tudi te kamenine lepo razgaljene le v grapi pod Poljanami.

Preostali del karbonskih skladov pripada spodnjim 250 metrom superpozicijske podenote b_2 pretežno iz sivega kremenovega peščenjaka; gre za številne sekvence. Dve izmed njih navadno pričenjata s sivim, nekaj metrov debelim in dobro sortiranim konglomeratom z do 5mm velikimi, včasih sploščenimi prodniki belega kremena in lidita. Prvi konglomeratni horizont se javlja 20, drugi pa 50 metrov nad stikom podenot b_1/b_2 in ga za razliko od prvega najdemo skoraj povsod (sl. 3).



Sl. 3. Geološki stolpec območij Češnjice–Zlatenek

Fig. 3. Geological column of the Češnjice–Zlatenek areas

V okrog 200 metrov debelih skladih kremenovega peščenjaka so sedimentne teksture redkost in še tam zabrisane. Pač pa smo na dveh mestih, ki smo jih na karti posebej označili, opazili nenavadne tvorbe, kakršnih nismo doslej zasledili nikjer drugod v Posavskih gubah. V meter debeli plasti kompaktnega drobnozrnatega rumeno rjavega sljudnatega peščenjaka smo našli skoraj popolne »krogle« premera 15cm, ki jih lahko izluščimo iz kamenine. Po sestavi se krogle ne razlikujejo od prikamenine in nimajo koncentrične zgradbe. Po mnenju Skaberneta so krogle nastale med diagenezo. Nastanek je verjetno pogojila točkasto razporejena organska snov (rastlinski ostanek), okrog katere se je odvijala intenzivna kalcifikacija peščenjaka, in sicer enakomerno v vseh smereh. Danes je kalcitno vezivo pretežno izluženo.

Na kalcitizacijo kaže tudi sestava peščenjaka, ki ga je petrografsko preiskala Orehkova (1985) z izdanka pri rudišču Češnjice (sl. 2a). Kamenino je opredelila kot srednjezrnati litično-kremenovi peščenjak s kalcitnim, ponekod že limonitiziranim vezivom. Kalcit (15%) je korodiral tudi detritična zrna in zlasti glinence (lamelarne plagioklaze in K glinence); teh je 8 do 10%. Drobcev kamenin (kvarcit, roženec, sericitni skrilavec) je 20%, muskovita in klorita 1 do 2%, največ pa je mono- in polikristalnega kremena, in sicer 53%.

Okrog 200m nad stikom superpozicijskih podenot b_1 in b_2 se javlja med peščenjakom prvi in edini vložek temno sivega skrilavega glinovca, debel okrog 30 metrov. V krovnini je še nekaj kremenovega peščenjaka, ki je obenem najmlajša ohranjena karbonska kamenina na pregledanem območju (sl. 3).

Novih podatkov o starosti in okolju nastanka usedlin nimamo. Ugotavljamo pa, da je razvoj opisanega dela karbonske skladovnice kamenin v Trojanski antiklinali enak onemu, ki smo ga našli na Litijskem (Mlakar, 1994), le skrilavi glinovci enote a so v severnem delu sedimentacijskega prostora nekoliko bolj bituminozni.

Grödenske plasti. Na severnem obrobju karte najdemo kamenine srednjega dela grödenske skladovnice. Najstarejši so rdeči glinovci (superpozicijska enota A_2) z območja vzhodno od Kočarja, na njih pa leže rdeči peščenjaki, debeli okrog 50 metrov (superpozicijska enota $A_{3/1}$). Rdečkasti konglomerat z do nekaj cm velikimi prodniki belega in rožnatega kremena ter splakami rdečega peščenjaka in glinovca ($A_{3/2}$) je najmlajša ohranjena grödenska usedlina; kamenina prehaja bočno v rumeno sivi konglomerat z zrni rožnatega kremena. Debelina grödenskih skladov znaša vsaj 140 metrov (sl. 3).

Zgornjepermske plasti. Že Premru (1983b) je severno od Češnjic evidentiral dva izdanka zgornjepermskih kamenin, vendar ne navaja podrobnosti.

Za zahodnem obrobju peskokopa je v cestnem ovinku pred omenjeno vasjo lepo razgaljen temno sivi plastnati (10 do 25cm), prhki dolomit. Pogostni so nekaj mm debeli vložki rumenkastega, nekoliko sljudnatega glinovca. Ponekod ima dolomit rahlo rožnati odtenek.

Orehkova (1985) je kamenino preiskala sedimentološko in opredelila kot mikrosparitni, kremenov porozni dolomit; delež detritičnega kremena znaša okrog 15%.

Drugi izdanek najdemo v plazovitem območju NW od naselja Češnjice. Gre za sivi mikritni, luknjičavi, že rekristalizirani dolomit z le 2 do 3% detritičnega kremena. V nekaterih porah obeh vzorcev je Orehkova našla kaolinit – včasih s pšenasto strukturo.

Šribarjeva (1985) je vzorca preiskala paleontološko in našla le skromne sledove popolnoma uničenih organskih ostankov. Glede na litofacies in lego v prostoru pripisujemo okrog 50 metrov debeli skladovnici dolomita zgornjepermsko starost.

Skitske plasti. Stik zgornjepermskih kamenin z grödenskimi skladi ni nikjer

razgaljen, pač pa lahko v omenjenem peskokopu opazujemo kontakt s triasnimi plastmi. Na zgornjepermskem dolomitu leži brez vrzeli sivi dolomit s stilolitno teksturo, ki postaja navzgor vse manj izrazita. Ta kamenina zavzema večji del peskokopa, njena debelina pa znaša okrog 20 metrov.

Višje sledi temno sivi, drobljivi, mikrosparitni dolomit z nekaj cm debelimi vložki rumenkastih sljudnatih meljevcev, ki jih je navzgor čedalje manj. Najmlajši člen dolomitnega razvoja spodnjeskitskih skladov je svetlo sivi, skoraj beli, zrnati, rahlo plastnati dolomit (sl. 3).

Najmlajši tod ohranjeni spodnjeskitski litostratigrafski horizont je sivi apneno-sljudnati glinovec in meljevec. Kamenina je tenkoploščasta in ima ponekod rdečkasti odtenek; leč oolitnih apnencev nismo opazili. Spodnjeskitske plasti najdemo med naseljema Češnjice in Selce ter so debele vsaj 170 metrov (sl. 3); za tako starost govori litofacies kamenin.

Ladinijske plasti. Na Osnovni geološki karti – list Ljubljana (Premru, 1983a) so zasledili velik izdanek ladinijskega apnenca na območju vasi Češnjice, majhne krpe takih kamenin pa smo našli tudi drugod. Povsod gre za sivi do temno sivi, le tu in tam plastnati apnenec z drobnimi gnezdi ali polami sivega roženca. Vzorca z lokacije pod cerkvijo v Češnjicah je Orehkova (1985) opredelila kot biointrasparitni apnenec, kamenino z izdanka SE od Poljan kot biopelmikritni, dva vzorca pri Selcah pa kot biopelsparitni apnenec. Pri podrobnem opisu nekaterih vzorcev je Orehkova opozorila na pore tipa stromataksis, v večini vzorcev apnenca pa je v pornem cementu našla siderit.

Iste vzorce je Šribarjeva (1985) preiskala paleontološko. Samo v enem izmed dveh vzorcev iz rekristaliziranega in okremenelega apnenca z izdanka SE od Poljan je mikrofavna lepo ohranjena. Mikrofosilna združba sestoji iz *Ladinella porata* Kraus & Ott, *Baccanella floriformis* Pantić, *Earlandia* cf. *gracilis* Pantić, *Endothyranella* sp. in Echinodermata ter kaže po mnenju Šribarjeve na ladinijsko starost. V drugih vzorcih so fosili rekristalizirani in pripadajo foraminiferam *Earlandia* sp., ostankom echinoderm in odlomkom mikrogastropodov.

Ladinijski apnenec leži na različnih starejših kameninah, kar bomo podrobneje obrazložili kasneje. Jugovzhodno od Poljan, pod Selcami in v Češnjicah (tod so apnenci debeli vsaj 90 metrov) gre za erozijske ostanke, drugod jih v krovnini odreže narivna ploskev.

Apnenec obravnavamo kot najstarejši ladinijski litostratigrafski horizont. Nekje višje v prerezu so tufogene kamenine z NW obrobja naše karte. Zelene klastite je Orehkova (1985) opredelila kot kalcitizirani litoklastični diabazni tuf. Najdemo še tufske laporje ter lečo temno sivega biomikritnega apnenca. V tufu so odlomki presedimentiranih alg, v apnencu pa rekristalizirani preseki dazikladacej, kopuče modrozelenih alg, *Baccanella* sp. *(floriformis?)*, odlomki lupin mehkužcev in foraminifere *Nodosaria* sp. Litobiofacies govori za ladinijsko starost kamenine (Šribar, 1985).

Kvartarne plasti. Na pregledanem območju so kvartarne starosti potočne naplavine, pobočni grušč, podori in lehnjak. Prevladuje pobočni grušč, ki ponekod zavzema sklenjene površine več deset hektarov (Selce–Zlatenek). S starimi podori imamo opraviti na W obrobju karte, z aktivnimi pa med vasema Poljane in Selce. Na levem bregu zgornjega dela potoka Poljanščica nastaja na spodnjeskitskem dolomitu lehnjak.

Tektonska zgradba ozemlja

Glede na strukturno facialno razčlenitev spadajo karbonske plasti s pregledanega ozemlja v tako imenovano Trojansko podcono, s severa narinjene permske in skitske kamenine pa k Zagorski podconi (Premru, 1983a, b). Novi podatki le v grobem ustrezajo razmeram, ki jih je prikazal Premru (1983b) v stolpičih na 4. in 5. sliki.

Po Premrujevi (1983b, sl. 6) tektonski rajonizaciji ozemlja pripadajo karbonske plasti kozjaškemu narivu, s severa – za 14 do 16km daleč narinjene mlajše plasti – pa k Trojanskemu narivu; izraza Trojanska antiklinala raziskovalec ne uporablja.

Na Osnovni geološki karti – list Ljubljana (Premru, 1983a, b) izstopa nepoimenovani alpsko usmerjeni prelom, ob katerem se končajo številne deformacije severnega prelomnega krila. Noben od poimenovanih, močnih, regionalno pomembnih prelomov ne seka obravnavanega ozemlja (Premru, 1976, sl. 4 do 12).

Izmed dogajanj v karbonskem obdobju naj opozorimo na spremenljivo debelino skladov superpozicijske podenote b_1. Deformacije, ki bi jih lahko pripisali asturski ali kasnejši saalski tektonski fazi, na pregledanem območju ne izstopajo, prisotnost srednjetriasne tektonsko-erozijske faze pa nakazujejo odnosi predladinijskih in ladinijskih struktur. Problematika zasluži podrobnejšo obrazložitev.

Na Osnovni geološki karti – list Ljubljana je stik med karbonskimi skladi in ladinijskim apnencem pri Češnjicah Premru (1983a, b) označil kot terciarno narivno ploskev. Razlaga je preprosta in prepričljiva, ne moremo pa je niti potrditi niti zavreči, saj problematični kontakt ni nikjer razgaljen. Nedavno ugotovljene razmere pri Litiji – z diskordantno lego ladinijskih kamenin na skitskih skladih (Mlakar, 1994) – dopuščajo novo, smelejšo razlago. Ladinijske plasti leže erozijsko diskordantno na karbonskih (Češnjice, SE od Poljan, Selce), grödenskih (Kočar) ali spodnjeskitskih kameninah (NW od Češnjic). Apnenec z rožencem je bazalna tvorba zgornje strukturne etaže tako na obravnavanem ozemlju kot na litijskem prostoru. V enaki legi smo ga ponekod našli tudi na Idrijskem in Cerkljanskem. Menimo, da je ozemlje Češnjice–Zlatenek del enega izmed izvornih območij velikih količin terigenega kremena in glinene substance, nastale z erozijo karbonskih skladov. Ta je skupno z vulkanogenim materialom opredelila litološki značaj psevdoziljskih kamenin. Gre za podobne razmere, kot jih poznamo na območju idrijskega rudišča (Placer & Čar, 1977, sl. 2), kjer so bituminozne kamenine zgornjega horizonta skonca nastajale iz materiala erodiranih karbonskih glinovcev. Pri prikazu paleogeografskega razvoja ozemlja na območju lista Ljubljana takih okoliščin v srednjem triasu Premru (1983b, sl. 10) ni predvideval, vendar moramo z njimi resno računati.

Na geološki karti, stolpiču in prerezih (sl. 2a, 3, 2b) smo pokazali interpretacijo, kjer je erozija v srednjetriasnem obdobju ponekod segla vse do karbonskih skladov spodnje tretjine superpozicijske podenote b_2, pri čemer so karbonske plasti zadržale subhorizontalno lego. Območja, kjer ladinijske kamenine nalegajo na karbonske, grödenske ali skitske plasti, so bila med seboj verjetno ločena s prelomi (po enem izmed modelov intrakontinentalnega razpiranja zemeljske skorje) v okviru tektonskih jarkov in pragov, vendar je do natančne rekonstrukcije srednjetriasnih razmer še daleč.

Karbonski skladi preiskanega območja so povsod v normalni legi, vpadajo položno do srednjestrmo proti severu in pripadajo severnemu krilu Trojanske antiklinale kot nagubani stukturi prvega reda. Pod Poljanami in W od Češnjic najdemo prečnoalpsko orientirane gube drugega reda, kar kaže še na bočno kompresijo.

Tudi narinjene permske in spodnjeskitske kamenine s severnega obrobja karte niso

nikjer inverzne. Gre za luskasto zgradbo, saj najdemo grödenske klastite v talnini in krovnini skitskih plasti. Po podatkih Premruja (1974, 1980, 1983b) bi lahko sklepali, da gre za mlajšo fazo gubanja in narivanja s konca sarmata in začetka pliocena.

Med neotektonskimi deformacijami je najbolj izrazit subvertikalni, alpsko orientirani Češnjiški prelom, ki smo ga poimenovali po vasi Češnjice; glede na starost in lego ga vzporejamo z Marijareškim prelomom. Na istih prerezih geoloških razmer v prelomnih krilih ne moremo povezovati, zato sklepamo na subhorizontalna premikanja blokov. Vertikalna komponenta premikanj znaša nekaj deset metrov, horizontalne pa ne poznamo.

V osrednjem delu karte sežejo glinovci karbonske superpozicijske enote **a** daleč proti severu. Gre za deformacijo vzdolž meridionalnega Rakitovškega preloma, označenega po naselju severno od preiskanega ozemlja.

Subvertikalni, dinarski prelomi so najmlajše neotektonske deformacije na pregledanem prostoru in desno zmikajo prelome drugih sistemov. Skoraj vzporedna in okrog 300 metrov drug od drugega oddaljena preloma smo označili kot prvi in drugi Zlatenški prelom.

Rudarska dela in orudenje

Rudišče Češnjice (ali Knapovci) leži 470 metrov WSW od cerkve v Češnjicah. Ustje edinega – zarušenega – rova s smerjo 125° je na levem bregu potoka Knapica v višini 605 metrov. Na obsežnem jalovišču najdemo predvsem kose temno sivega, zelo sljudnatega kremenovega peščenjaka, tu in tam pa drobnozrnati konglomerat. S kremenom prepojeni kosi peščenjaka vsebujejo zrna sfalerita. Na velikem izdanku peščenjaka severno od ustja rova smo opazili centimeter debelo kremenovo žilo z elementi 200/80°; zato sklepamo, da nastopa tod orudenje v danes dinarsko usmerjenih rudnih žilah. Drugih podatkov o razmerah v rudišču nimamo.

Rudišče Zlatenek (v Hrastovcu) je okrog 250 metrov ESE od domačije Hrastovec. Tik ob kolovozu, ki vodi od kmeta v dolino, je v višini 557 metrov ustje zarušenega rova s smerjo 340°. Glavni odval s kosi temno sivega srednjezrnatega kremenovega peščenjaka in odlomki belega kremena je pod cesto. Spodnji rov z zarušenim vhodom in smerjo 315° je 32 metrov nižje, in sicer na desnem bregu potoka, z enakimi kosi na jalovišču.

Lipold (1938) je obravnaval Zlatenek kot nahajališče bakrove rude. Prevladujeta bakrov kršec (halkopirit) in modri bakrov kršec (covellin). Raziskovalec opozarja na dejstvo, da so blizu površine našli le tanke rudne žile, vendar se z globino odebele in obogate. Bakrovo rudo spremlja kremen, prikamenina pa je trd peščenjak. Rudne žile potekajo v smeri E–W in vpadajo pod kotom 15 do 45° proti severu. Raziskovalec je še dodal, da je Zlatenek le eden izmed pojavov bakrove rude, raztresenih v dolžini 14 km. Tako so naleteli na bakrovo rudo pri poglabljanju nekega vodnjaka v Prevojah kakor tudi v Brezovici severno od Ožbolta (verjetno gre za Brezovico pri Zlatem Polju). Tudi potok pri Krašnji prinese v dolino ob večjem deževju koščke bakrove rude.

Opis raziskovalnih del v rudišču Zlatenek se nanaša na obdobje pred prvo svetovno vojno, in po njej, vendar jih ne znamo točno locirati. Lipold (1938) poroča, da so pred prvo svetovno vojno v bližini izdanka bakrove rude izdelali 20 metrov dolg rov in kmalu zadeli na bakronosne žile. Okrog 30 m nad rovom so izkopali 6 m globok jašek, vendar rude niso našli. Poglabljanje jaška so ustavili zaradi dotoka vode in finančnih težav.

V bližini prvega rova, vendar malo nižje, so nato zastavili vzporedni rov. Nekaj metrov globoki jašek in vpadnik pod kotom 15° sta potekala po rudnih žilah. Raziskave je spet zavrla voda.

Okrog 40 metrov vzhodneje in dva metra pod drugim rovom so zastavili tretji raziskovalni podkop in napredovali proti starim jaškom na severozahodu, da se rešijo težav z vodo. Zaradi prevelikega vzpona rudarska dela niso dosegla svojega namena.

Po prvi svetovni vojni so izdelali četrti rov, oddaljen od drugega 40 m, in ga usmerili proti NE; baje je bil dolg okrog 280 metrov. Že v začetku so v stropu opazili tanjše rudne žile. V času, ko je Lipold (1938) pisal poročilo, so bili vsi rovi zarušeni.

Zadnji lastnik, poroča nadalje Lipold (1938), je očistil prvi rov in na treh mestih ugotovil tenke bakronosne žile. Prvi dve sta bili preblizu površine, zato so z vpadnikom raziskali le tretjo. Ugotovili so tri tanjše žile; srednja je vsebovala 2 cm covellina. V globini so bile žile vse debelejše. Po odstrelitvi so izkopnino ročno prebrali in iz vpadnika pridobili 10 ton bakrove rude (okrog 0,5 m^3 na meter vpadnika).

Lipold (1938) navaja tudi nekaj podatkov o kakovosti bakrove rude (tabela 2).

Poleg teh analiz bakrove rude iz rudišča Zlatenek so v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana še podatki kemične analize vzorca z oznako Blagovica, ki jo je 22. oktobra 1949 prinesel inž. F. Lapornik, analiziral pa dr. Miholić. Analiza je pokazala 57,33% SiO_2, 36,96% ZnS, 0,30 (oziroma 0,24)% Cu, 4,65% FeS_2 in 0,31% MgO.

Več podatkov o laboratorijskih preiskavah rude je iz novejšega obdobja. Drovenik s sod. (1976, 1980) je rudo z odvalov rudnomikroskopsko natančno preiskal in nanizal vrsto podrobnosti; naj navedemo nekatere izmed njih.

V Češnjicah je kremen najpogostejši in najstarejši žilni mineral. Izmed rudnih mineralov se je iz raztopin prvi izločil sfalerit, najmlajši pa je galenit. Raziskovalec omenja še halkopirit, siderit, pirit, markazit, tetraedrit in železove hidrokside. Opozarjamo zlasti na odsotnost barita.

Tudi v zlatenških rudnih žilah je kremen najstarejši mineral, kateremu sledi sfalerit. Najdemo še siderit, halkopirit, tetraedrit, argentopirit (?) in morda barit. Najmlajši je zopet galenit, sekundarni minerali pa so Fe hidroksidi in covellin (Drovenik et al., 1976, 208; 1980, 22, 23).

Po rudnomikroskopskih podatkih bi lahko sklepali, da gre v obeh primerih za Pb-Zn rudišči z nekaj bakra. Tako opredelitev najdemo tudi na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980). Toda iz Češnjic poročajo le o proizvodnji svinca (Mohorič, 1978, Stražar, 1985), iz Zlatenka pa Lipold (1938) razen bakrovih mineralov drugih sploh ne omenja. Tudi Berce (1963, 7) je poudaril, da spada Zlatenek poleg Cirkuš med rudišča, kjer bakrovi minerali niso le mineraloška posebnost.

Siromašni cinkovi rudi v prejšnjem stoletju niso namenjali posebne pozornosti, zato se zdi taka opredelitev češnjiškega rudišča upravičena; v drugem primeru pa imamo verjetno opraviti z bakrovim rudiščem z nekaj Pb in Zn.

Tabela 2. Kakovost bakrove rude iz rudišča Zlatenek
Table 2. Copper ore grade of Zlatenek deposit

24. sept. 1936	Cinkarna Celje	8,45% Cu
19. okt. 1936	Cinkarna Celje	7,41% Cu
30. okt. 1936	Cinkarna Celje	8,58% Cu
28. nov. 1936	inž. Pokorn, Leoben	10,60% Cu
5. dec. 1936	Medić-Zankl, Domžale	10,20% Cu
15. nov. 1937	Medić-Zankl, Domžale	12,24% Cu

Tudi glede slednih prvin, o katerih so zbrali podatke Drovenik in sodelavci (1980, 23), se zlatenški sfalerit precej razlikuje od češnjiškega. Vsebuje namreč 10-krat več Mo (20μg/g) in dvakrat toliko Ni (42μg/g). Omenjeni vrednosti sta celo najvišji, če jih primerjamo z razmerami v Litijskem rudnem polju. Nasprotno pa vsebuje češnjiški sfalerit v primerjavi z zlatenškim več Ga, Ge, Hg, Sb, Sn in Tl. Količini zadnjih dveh prvin sta v okviru omenjene širše primerjave celo najvišji.

Izmed vseh doslej preiskanih zrn halkopirita v slovenskih rudiščih (Drovenik et al., 1980, 10) izstopajo zlatenška po najvišjih koncentracijah As (≈ 6000μg/g), Ga (43μg/g), Ni (55μg/g), Sb (79μg/g) in Sn (112μg/g), vsebujejo pa tudi precej Mo (20μg/g).

Na tem mestu naj opozorimo še na podatke o zlatu v zlatenškem rudišču. Lipold (1938) o njem ne poroča, Stražar (1985) pa je pisal o zlatih zrncih, ki so jih po pripovedovanju domačinov našli tudi na Vrševniku. Po izjavi kmeta Hrastovca so v rudniku Zlatenek pridobili 5kg zlata.

Prisotnost halkopirita in najbrž tudi arzenopirita, krajevno ime Zlatenek in seveda že omenjeno Zlato Polje dajejo podatkom o zlatu neko težo.

Drovenik in sodelavci (1976, 1980) so zbrali tudi nekaj podatkov o izotopski sestavi žvepla v sfaleritu in halkopiritu češnjiškega rudišča. Raziskovalci poudarjajo, da je sestava žvepla zelo homogena, vendar je prvina rahlo obogatena s težkim izotopom. Na 2. sliki v okviru razprave iz leta 1976 vidimo, da je češnjiško rudišče po izotopski sestavi žvepla najbližje marijareškemu. Če upoštevamo še visoke vsebnosti niklja in podatke o prisotnosti Au v Zlatenku, se nakazuje sorodnost med omenjenimi tremi rudišči. Morda gre tudi v Češnjicah in Zlatenku za permsko starost orudenja oziroma za nastanek v saalski tektonski fazi.

Zbrani podatki kažejo, da se rudišči Češnjice in Zlatenek javljata v spodnjem delu karbonske superpozicijske podenote b_2 v bližini stika s podenoto b_1, pri čemer je češnjiško rudišče nekaj globlje (sl. 3). Po legi v stolpiču lahko rudišči primerjamo samo z lokacijama 3/2 in 3/3 severno od Litije (Mlakar et al., 1993) in seveda z rudiščem Sv. Janez vzhodno od tam (Mlakar, 1994).

Na obeh lokacijah je erozija razgalila spodnje dele hidrotermalnega rudišča. To dokazujejo mineralne združbe (ponovno opozarjamo na odsotnost barita v Češnjicah) in dejstvo, da litološke karakteristike kamenin v podlagi niso ugodne za nastanek žilnega orudenja.

Perspektivnost obeh rudišč je majhna in odvisna predvsem od dolžine in širine orudenih con. Na območju rudišča Zlatenek gruščev in podori omejujejo uporabnost geokemičnih raziskovalnih metod.

Some new data on the Češnjice and Zlatenek deposits

Extended summary

The ore-bearing area with abandoned mine workings (fig. 1 and 2a) was under study in 1985. The Pb-Zn (Cu) deposit Češnjice was mined in the middle of the last century, and the second, the Cu deposit in the first half of the present century.

The oldest and at the same time mineralized grey clastites (fig. 3) are attributed to Westphalian (A), and they occur in the same development as in the neighbor-

ing areas (Mlakar, 1994; Mlakar et al., 1993). Results of x-ray examination of the Carboniferous shale (superposition unit Ca) are shown in table 1.

Variegated Gröden shales, sandstones and conglomerates, Upper Permian dolomite and Lower Scythian beds are preserved in the framework of the Tertiary nappe structure in the northern margin of the map area (fig. 2a, b).

The contact of Ladinian limestone with Carboniferous beds at Češnjice was until present considered an overthrust plane (Premru, 1983a, b). We presume, however, that the dark grey limestone with chert – similarly as in the Litija area (Mlakar, 1994) – represents a basal formation of the upper structural stage, and that it overlies above an erosional discordance the Carboniferous, Gröden or Lower Scythian beds. The area Češnjice–Zlatenek is a part, according to our views, of one of the source areas of large amounts of terrigenous quartz and argillaceous material that was formed through erosion of Carboniferous beds. This material together with the volcanogenic substances defined the lithologic character of the Pseudozilja rocks that were formed in the broader region during the Middle Triassic.

The Young Tertiary gently folded and overthrust structure is dissected by several systems of neotectonic faults.

In the Češnjice deposit occur probably Dinaric oriented Pb, Zn (Cu) ore veins, and in Zlatenek the Alpidic oriented several centimeters thick veinlets of chalcopyrite and covelline (fig. 2b, sections A and C). The grade of copper ore is characterized in Tab. 2.

The ore from dumps was examined by Drovenik et al. (1976, 1980) under ore microscope, spectrally and for sulfur isotope composition. According to results of isotopic investigations, comparison of trace elements and presumed gold presence in Zlatenek the connection of these deposits with the Marija Reka deposit was suggested (Mlakar, 1995). Both hydrothermal deposits occur deep in the Carboniferous succession of beds, and they date probably from the Saalic orogenic phase.

Literatura

Berce, B. 1963: The Formation of the Ore-deposits in Slovenia. – Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, XIX, Pavia.

Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdič, J. 1976: Izotopska sestava žvepla v sulfidih rudnih nahajališč v Sloveniji. – Rud.-Metal. zb., *2–3*, Ljubljana.

Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980: Nastanek rudišč v SR Sloveniji. – Geologija *23*, Ljubljana.

Hinterlechner, K. 1918: Über die alpinen Antimonvorkommen. – Jb. Geol. R. A., Wien.

Lipold, M. V. 1857: Erzvorkommen in Oberkrain. – Jb. Geol. R. A., Wien.

Lipold, V. 1938 (?): Kratek opis nahajališč bakrove rude v Zlatenku pri Blagovici. Rokopis – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Mišič, M. 1985: Poročilo o rentgenski raziskavi vzorca karbonskega skrilavca ČZ – *12*/85. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Mlakar, I. 1985: Metalogenetske študije za območje Slovenije. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Mlakar, I. 1994: O problematiki Litijskega rudnega polja. – Geologija *36*, (1993), Ljubljana.

Mlakar, I. 1995: O marijareškem živosrebrnem rudišču ter njegovi primerjavi z Litijo in Idrijo z aspekta tektonike plošč. – Geologija *37*, Ljubljana.

Mlakar, I., Skaberne, D. & Drovenik, M. 1993: O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije. – Geologija *35*, (1992), Ljubljana.

Mohorič, I. 1978: Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem, 1. knjiga. – Založba Obzorja, Maribor.

Orehek, S. 1985: Poročilo o sedimentoloških raziskavah na območju Češnjice–Zlatenek. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977: Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. – Geologija *20*, Ljubljana.

Premru, U. 1974: Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. – Geologija *17*, Ljubljana.

Premru, U. 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. – Geologija *19*, Ljubljana.

Premru, U. 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije. – Geologija *23/2*, Ljubljana.

Premru, U. 1983a: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983b: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. Tolmač za list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Stražar, S. 1985: Črni graben – od Prevoj do Trojan, Lukovica.

Šribar, L. 1985: Poročilo o paleontoloških raziskavah na območju Češnjice–Zlatenek. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Voss, V. 1895: Die Mineralien des Herzogthums Krain, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 391–414 (1994/95), Ljubljana

Konceptualni model razvoja krasa

Conceptual approach to modeling karst development

Miha Brenčič
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Kras je verjetno eden najbolj zapletenih hidrogeoloških sistemov nasploh. Njegova struktura je zapletena in se s časom spreminja. V članku so opisane nekatere konceptualizacije, ki nam lahko pomagajo pri gradnji numeričnih simulacijskih modelov razvoja krasa. Te ideje slone na teoriji sistemov in na ideji o čistem krasu.

Abstract

Karst is probably one of the most complicated hydrogeological systems at all. Its structure is complex and it changes in time. In the article conceptual approaches are described which could help establishing numerical simulation models for karst development. These approaches repose on the systems theory and the concept of the pure karst.

Uvod

Kras in kraški pojavi s svojo raznolikostjo in nenavadnostjo že dolga stoletja pritegujejo številne raziskovalce. Zaradi različnih pogledov so se oblikovale številne definicije krasa in kraških pojavov. Teh je verjetno toliko, kolikor je raziskovalcev, ki so se tega problema vsaj dotaknili. Danes so v rabi številne izmed njih – od tistih, ki skušajo biti univerzalne in zajeti vso kompleksnost krasa hkrati, do tistih, ki bi jih lahko opredelili s številnimi oznakami, kakor so na primer hidrološka, sedimentološka, geološka in druge (Šušteršič, 1986). Vsa ta pestrost in raznolikost postopkov zastavlja vprašanje ali je univerzalna definicija krasa možna in s stališča znanja v današnjem krasoslovju smiselna?

V krasoslovju lahko prepoznamo dva teoretska postopka preučevanja krasa, ki se med seboj razlikujeta glede na metodo dela. Prvega bi lahko poimenovali induktiven, ki rezultate opazovanj posameznih kraških pojavov posplošuje in postavlja teorije o razvoju krasa. Takšne so predvsem starejše teorije. Pregled literature pokaže, da se te teorije med seboj razlikujejo predvsem zaradi različnih krajevnih okolij, iz katerih izhajajo. Zato se teorije ameriških avtorjev razlikujejo od avtorjev s področja

Dinarskega krasa. Drugi način, ki se uveljavlja predvsem v zadnjem času, je deduktiven. Avtorji, ki se poslužujejo le-tega domnevajo, da je kras fizikalen sistem, katerega je mogoče na podlagi poznavanja spremenljivk sistema in splošnih fizikalno-kemijskih zakonov mogoče tudi numerično modelirati.

Znatne razlike v obravnavi krasa opazimo tudi, če med seboj primerjamo praktične študije s področja krasa, kakršne so na primer hidrogeološke in hidrotehnične, s povsem teoretičnimi študijami, kakršne so na primer speleološke in geomorfološke. Razlike niso samo posledice neenakih ciljev raziskav, temveč predvsem različnega razumevanja krasa.

V teoretičnem krasoslovju, ki se ukvarja s splošnimi načeli razvoja krasa, je potrebno uveljaviti deduktivno metodo. Z njeno pomočjo bi lahko na podlagi fizikalno kemičnih zakonov postavili matematični model. V začetni fazi takšenga modeliranja bi morali opazovati le osnovne procese, ki so značilni za kraški sistem (npr. raztapljanje kraške kamnine, prenikanje vode skozi razpoke). Sklepom na teh področjih bi sledil kompleksen numeričen model, ki bi simuliral razvoj celotnega krasa. Prvi poskusi v tej smeri so bili že narejeni, predvsem s preučevanjem kinetike raztapljanja kalcita in njene uporabe pri simuliranju časovnega razvoja kraških oblik (Palmer, 1991; Dreybrodt, 1988, 1990, 1992).

Takšen način nikakor ne želi prek vsake razumne meje poenostavljati ali izničevati krajevne pisanosti in posebnosti krasa. S pomočjo numeričnih matematičnih modelov želi le pojasniti nekatere procese, ki so zaradi svoje večplastnosti in zahtevnosti težko doumljivi. Takšni modeli omogočajo razmeroma hitro realizacijo številnih scenarijev.

V nadaljevanju podajamo nekaj izhodišč, ki omogočajo modeliranje. Poudarek je na nekaterih hidrogeoloških metodah, ki lahko veliko prispevajo k teoretičnim sklepom o razvoju krasa.

Konceptualni model krasa

Naravni pojavi so zelo kompleksni in jih v celoti verjetno ne bomo nikoli razumeli. Takšen, in morda še bolj, je tudi kras. Zaradi tega si moramo pri preučevanju naravnih pojavov pomagati z nekaterimi poenostavitvami. Tako ravnanje omogoča koncept sistema. Sistem je skupek bolj ali manj neodvisnih komponent, ki so povezane med seboj in delujejo kot celota. Komponente lahko združimo v podsisteme, ki jih preučujemo ločeno. Rezultate teh preučevanj izkoristimo za opazovanje interakcij med podsistemi. (Chow et al., 1988).

Kras lahko obravnavamo kot specifični podsistem globalnega hidrološkega cikla, ki v večini svojih komponent sovpada s podsistemom podzemne vode. V naši razpravi bomo kras definirali kot hidrogeološki sistem, v katerem prihaja do interakcij med hidrološkima podsistemoma podzemne vode in površinskega toka v odvisnosti od kraške kamnine.

Kras v nadaljevanju obravnavamo kot kamninski masiv, v katerem prihaja do prevajanja vode in ga zato pogosto obravnavamo kot kraški vodonosnik. Termin vodonosnik obravnavamo nekoliko širše, kot je to običaj v hidrogeologiji. Po hidrogeološki definiciji je to enota kamninske mase, ki vsebuje predvsem gravitacijsko vodo in je dovolj prepustna, da lahko iz nje prek vrtin črpamo vodo (Domenico & Schwartz, 1990). Za našo rabo smo pojem vodonosnika razširili tudi na akvitard. Vodonosnik je v našem primeru tisti del kamninske mase, ki svebuje vodo in jo prevaja, pri tem pa ni pomembno, v kakšnih razmerah.

Hidrogeološki sistem je definiran kot izsek prostora, ki je obkrožen z mejami. Lete sprejemajo vodo in druge vhodne komponente. Na mejah sistema nastopajo t.i. mejni pogoji, ki opisujejo vhodne in izhodne količine ter definirajo povezanost sistema z drugimi sistemi. Struktura sistema je skupek tokovnih poti, skozi katere prehaja voda od mesta vstopa v sistem do mesta izstopa iz sistema. Vzdolž teh poti prihaja do sprememb, ki vhodne količine transformirajo v izhodne.

Realno stanje sistema ponazorimo z modelom. Vhodne in izhodne vrednosti so spremenljivke, katere na mejah sistema merimo. Strukturo sistema predstavimo z nizi enačb, ki opisujejo transformacije vhodnih vrednosti v izhodne. Tako postavljen model imenujemo matematični model. Rešujemo ga lahko analitično, najpogosteje pa numerično (Chow et al., 1988). Temelji lahko na deterministčnem ali stohastičnem postopku ali na kombinaciji obeh.

Pred postavitvijo matematičnega modela je potrebno zasnovati konceptualni model. Z njegovo pomočjo je matematično modeliranje preglednejše in lažje izvedljivo. S tem modelom določimo njegove komponente, smeri povezav in interakcije med njimi. Zbir teh lastnosti predstavlja strukturo sistema, ki jo poskusimo opisati matematično.

Kras je sistem, ki se mu struktura neprestano spreminja (Krešić, 1993). Zato je število njegovih komponent veliko in so povezave prepletene. To kompleksnost skuša konceptualni model krasa posplošiti do te mere, da lahko osnovne komponente sistema modeliramo ločeno (npr. difuzni tok, raztapljanje kamnine itd.)

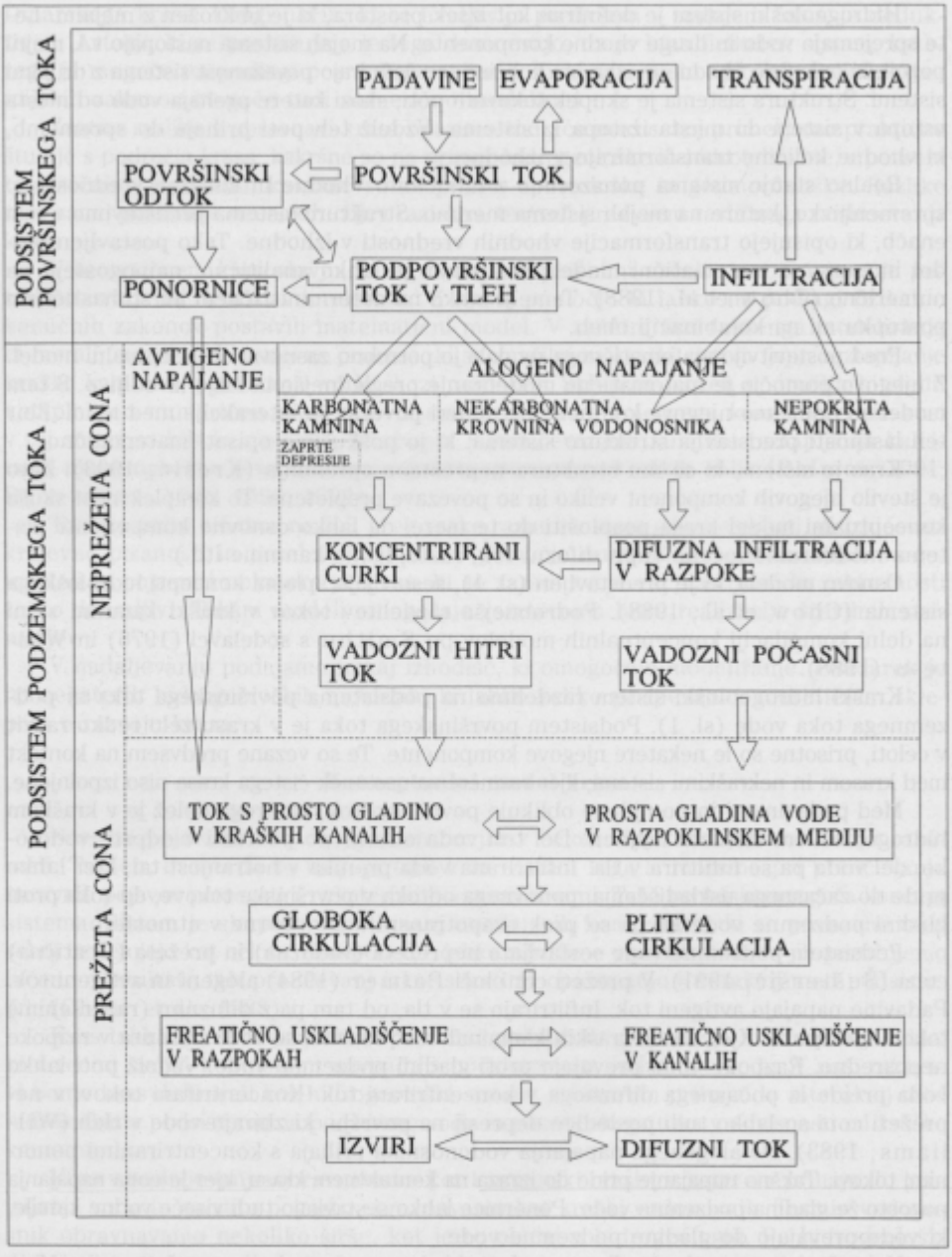
Osnovo modela, ki je predstavljen (sl. 1), sestavljajo splošni koncepti hidrološkega sistema (Chow et al., 1988). Podrobnejša razdelitev tokov v kraški kamnini sloni na delni kompilaciji konceptualnih modelov po Smithu s sodelavci (1976) in White-u (1988).

Kraški hidrogeološki sistem razdelimo na podsistema površinskega toka in podzemnega toka vode (sl. 1). Podsistem površinskega toka je v krasu zelo redko razvit v celoti, prisotne so le nekatere njegove komponente. Te so vezane predvsem na kontakt med krasom in nekraškimi sistemi, kjer razmere za nastanek čistega krasa niso izpolnjene.

Med padavinami in po njih se oblikuje površinski tok, katerega delež je v kraškem hidrogeološkem sistemu majhen. Del teh voda odteče po površini v odprte vodotoke, del voda pa se infiltrira v tla. Infiltrirana voda prenika v notranjost tal, kjer lahko pride do začasnega uskladiščenja, ponovnega odtoka v površinske tokove, do toka proti gladini podzemne vode ali pa se prek evapotranspiracije povrne v atmosfero.

Podsistem podzemne vode sestavljata neprežeta (vadozna) in prežeta (freatična) cona (Šušteršič, 1991). V prežeti coni loči Palmer (1984) alogeni in avtigeni tok. Padavine napajajo avtigeni tok. Infiltrirajo se v tla, od tam pa z difuznim (razpršenim) tokom v razpoke. Kjer tla na kraških kamninah niso razvita, se voda infiltrira v razpoke neposredno. Razpoke vodo prevajajo proti gladini podzemne vode. Vzdolž poti lahko voda preide iz počasnega difuznega v koncentrirani tok. Koncentrirani tokovi v neprežeti coni so lahko tudi posledice depresij na površju, ki zbirajo vode v tleh (Williams, 1983). Do alogenega napajanja vodonosnika prihaja s koncentriranimi ponornimi tokovi. Takšno napajanje pride do izraza na kontaktnem krasu, kjer je cona napajanja pogosto že gladina podzemne vode. Ponornice lahko sestavljajo tudi viseče vodne kanale, ki vodo prevajajo do gladine podzemne vode.

Neprežeta cona preko kapilarno podprte vode zvezno prehaja v prežeto cono. Mejo med njima predstavlja gladina podzemne vode, ki se neprestano spreminja. To je lahko prosta gladina v odprtih kanalih ali pa voda v med seboj povezanih razpokah. Statistično gledano je gladina podzemne vode v krasu zelo nepravilna, neprestano spreminjajoča se sklenjena površina.



Sl. 1. Konceptualni model toka vode v kraškem hidrogeološkem sistemu. Modificirano po Chow in drugih (1988), White (1988), Smith in drugih (1976)

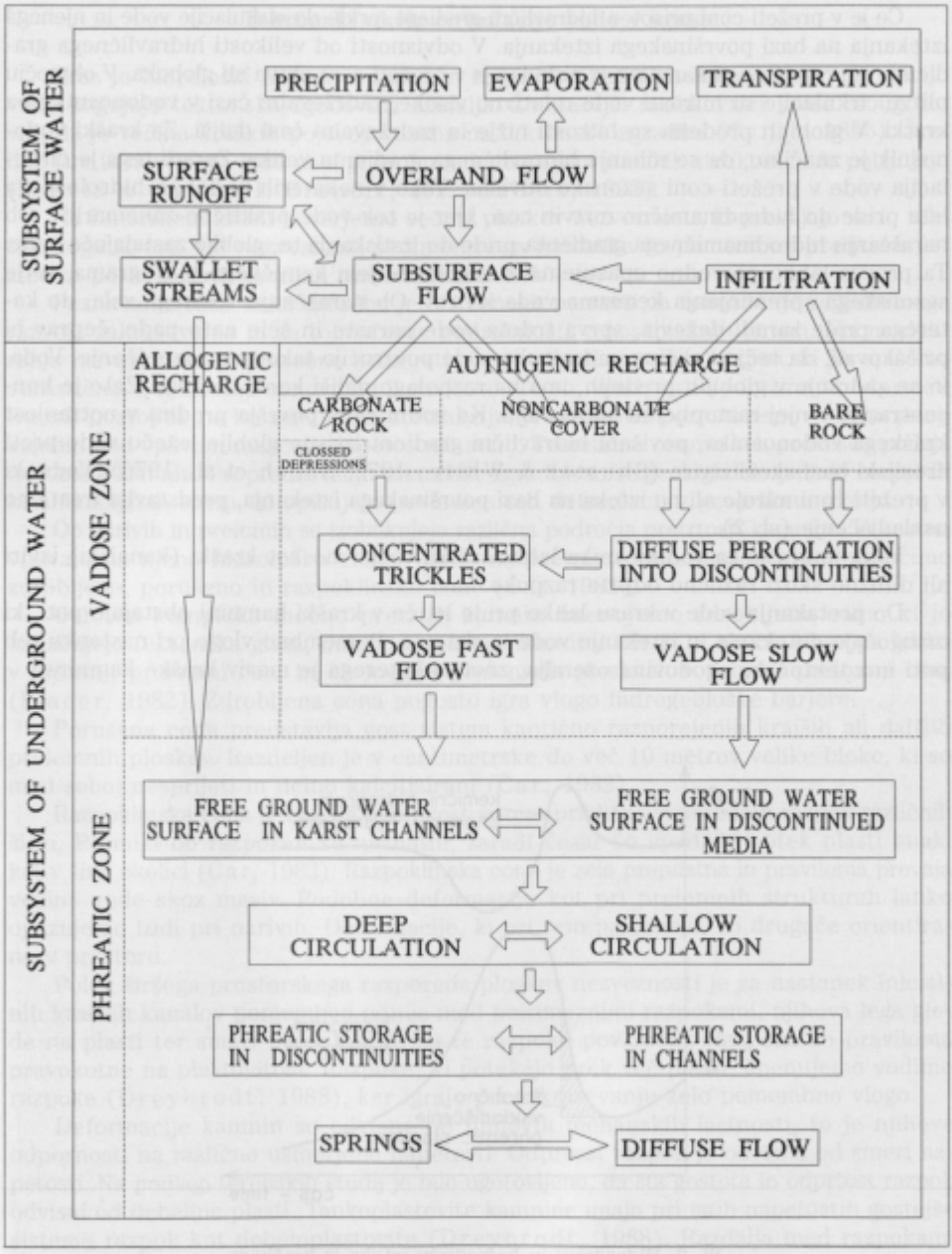
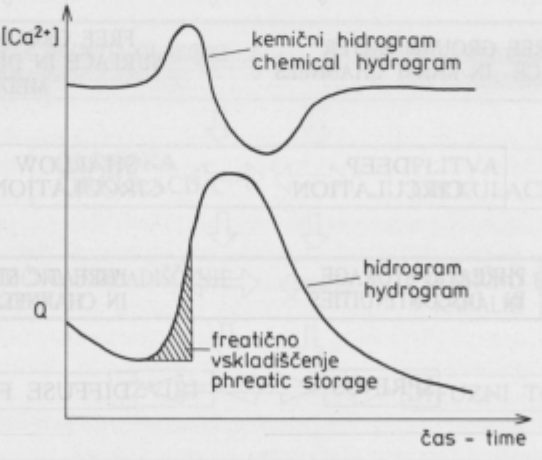


Fig. 1. Conceptual model of the water flow in the karst hydrogeological system. Modified after Chow et al. (1988), White (1988), Smith et al. (1976)

Če je v prežeti coni prisoten hidravlični gradient, pride do cirkulacije vode in njenega iztekanja na bazi površinskega iztekanja. V odvisnosti od velikosti hidravličnega gradienta in prepustnosti kamnine je cirkulacija v prežeti coni plitva ali globoka. V območju plitve cirkulacije so hitrosti vode relativno visoke, zadrževalni časi v vodonosniku pa kratki. V globljih predelih so hitrosti nižje in zadrževalni časi daljši. Za kraški vodonosnik je značilno, da so nihanja hidravličnega gradienta velika. Zaradi tega je cirkulacija vode v prežeti coni sezonsko odvisna. Tako v nekaterih obdobjih hidrološkega leta pride do hidrodinamično mrtvih con, kjer je tok vode praktično zanemarljiv. Ob naraščanju hidrodinamičnega gradienta pride do izstiskanja te, globlje zastajajoče vode. Ta proces lahko posredno opazujemo z zasledovanjem kemičnega hidrograma, to je sezonskega spreminjanja kemizma voda izvirov. Ob naraščanju vodnega vala, do katerega pride zaradi deževja, sprva trdota vode naraste in šele nato pade, čeprav bi pričakovali, da večje količine padavinske vode povzročijo takojšnje razredčenje. Voda, ki se zadržuje v globljih predelih, ima na razpolago daljši kontaktni čas. Zato je koncentracija v njej raztopljenih snovi višja. Ko vodni val s površja prodira v notranjost kraškega vodonosnika, povišani hidravlični gradient iztisne globlje ležečo vodo proti erozijski bazi skozi izvire (Shuster & White, 1972; Smith et al., 1976). Voda, ki v prežeti coni miruje ali ne izteka na bazi površinskega iztekanja, predstavlja freatično uskladiščenje (sl. 2).

Voda iz kraškega vodonosnika lahko izteka točkovno kot kraški (kanalski) izviri ali difuzno skozi različno odprte razpoke.

Do pretakanja vode v krasu lahko pride le, če v kraški kamnini obstajajo poti, ki omogočajo dotekanje in iztekanje vode iz sistema. Pomembno vlogo pri nastanku teh poti ima tektonska zgodovina ozemlja, znotraj katerega je masiv kraške kamnine.



Sl. 2. Hidrogram in kemogram iztoka iz kraškega hidrogeološkega sistema z dinamičnimi freatičnimi zalogami

Fig. 2. Hydrogram and chemogram of outflow from the karst hydrogeological system with dynamic phreatic storage

Tektonski okvir cirkulacije vode v krasu

Kras je hidrološki sistem, v katerem bolj kot v katerem koli drugem cirkulacijo vode pogojuje tektonska zgodovina ozemlja. Že starejši raziskovalci krasa so ugotovili, da je večina kraških pojavov vezana na tektonsko zgradbo (Cvijić, 1895). Študije jam iz novejšega časa pa s podrobnim kartiranjem jamskih struktur to le potrjujejo (Šebela & Čar, 1991; Brenčič, 1992; Šebela, 1992).

Na Dinarskem krasu je verjetno večina ploskev nezveznosti, ki prevajajo vodo tektonskega izvora. Od nezveznosti sedimentnega nastanka so pomembne predvsem lezike in po nekaterih teorijah tudi stilolitski šivi.

Poznavanje tektonske zgradbe je bistvenega pomena za tolmačenje regionalnega razvoja zakrasevanja in za tolmačenje podrobnosti v posameznih jamah. Pri modeliranju razvoja krasa je potrebno definirati sistem ali več sistemov razpok, ki jih opišemo statistično, z njihovimi osnovnimi lastnostmi. To so: vpad, širina, dolžina in odprtost. Da tak postopek ne bo samo gola abstrakcija, je potrebno poznati osnove deformacij kamnin pod vplivom različnih napetostnih stanj. Teoretične osnove teh procesov podaja mehanika kamnin. Pri preučevanju tektonske zgradbe so se geologi dokopali do osnovnih klasifikacijskih shem, ki opisujejo posledice teh deformacij v geološkem okolju.

Ob narivih in prelomih se izoblikujejo različna področja pretrtosti kamnine, ki znatno vplivajo na njeno hidrološko vlogo. Glede na pretrtost kamnine ob prelomu ločimo zdrobljeno, porušeno in razpoklinsko cono (Čar, 1982).

Celoten kompleks močno pretrtih kamnin imenujemo zdrobljena cona, ki jo označujejo tektonska glina, milonitna moka, milonitni zdrob in breča. Nastopa lahko v notranji prelomni coni in ob mejnih prelomnih ploskvah v zunanji prelomni coni (Placer, 1982). Zdrobljena cona pogosto igra vlogo hidrogeološke bariere.

Porušena cona predstavlja gost sistem kaotično razporejenih krajših ali daljših prelomnih ploskev. Razdeljen je v centimetrske do več 10 metrov velike bloke, ki so med seboj nesprijeti in delno kalcitizirani (Čar, 1982).

Razpoklinska cona je bolj ali manj gost sistem približno vzporednih razpok različnih širin. Premiki ob razpokah so neznatni, zaradi česar so vpadi in potek plasti enaki kot v širši okolici (Čar, 1982). Razpoklinska cona je zelo prepustna in praviloma prevaja večino vode skoz masiv. Podobne deformacije kot pri prelomnih strukturah lahko opazujemo tudi pri narivih. Deformacije, ki pri tem nastanejo, so drugače orientirane v prostoru.

Poleg širšega prostorskega razporeda ploskev nezveznosti je za nastanek inicialnih kraških kanalov pomemben odnos med posameznimi razpokami, njihova lega glede na plasti ter smeri premikov, ki so te razpoke povzročili. Razpoke so praviloma pravokotne na plastovitost. Razpoke, ki potekajo prek več plasti, imenujemo vodilne razpoke (Dreybrodt, 1988), ker igrajo pri zakrasevanju zelo pomembno vlogo.

Deformacije kamnin so odvisne od njihovih mehanskih lastnosti, to je njihove odpornosti na različno usmerjene napetosti. Odprtost razpok je odvisna od smeri napetosti. Na podlagi terenskih študij je bilo ugotovljeno, da sta gostota in odprtost razpok odvisni od debeline plasti. Tankoplastovite kamnine imajo pri istih napetostih gostejše sisteme razpok kot debeloplastovite (Dreybrodt, 1988). Razdalja med razpokami je odvisna od debeline plasti. Med debelino plasti in odprtostjo razpok velja naslednja zveza:

$$\log D = A + B \log E$$

kjer so

D – odprtost razpok,
E – razdalja med razpokami,
A, B – empirična koeficienta, ki sta odvisna od litologije (po Dreybrodt, 1988).

Ploskve nezveznosti so glavni dejavniki, ki določajo razpored in nastanek inicialnih kraških kanalov. Na podlagi terenskih študij je poznano, da pri prevajanju vode sodelujejo le nekatere razpoke in tudi njihova prepustnost je dokaj raznolika (Kasting, 1984). Kdaj in katere razpoke prevajajo vodo, je verjetno ena glavnih nalog teoretične in praktične speleologije v bodočnosti.

Razvoj poroznosti v kraški kamnini

Kamnina lahko prevaja vodo le takrat, kadar v njej obstajajo med seboj povezani prazni prostori. To lastnost kamnine in sedimenta imenujemo poroznost.

Porozno telo je snov, ki vsebuje praznine. Te so lahko med seboj povezane ali ločene. Delež vseh praznin v njenemu celotnemu volumnu definiramo s poroznostjo:

$$n = \frac{V_p}{V_c}$$

n – poroznost,
V_p – volumen por,
V_c – celotni volumen kamnine.

Delež med seboj povezanih por, ki prevajajo gravitacijsko vodo, definiramo z efektivno poroznostjo

$$n_e = \frac{V_{pe}}{V_c}$$

n_e – efektivna poroznost,
V_{pe} – volumen med seboj povezanih por.

Celotna poroznost in efektivna poroznost med seboj nista enoznačno povezani. Celotna poroznost je lahko zelo visoka (tabela 1), efektivna poroznost pa zelo nizka (npr. jezerska kreda in nekateri dolomiti).

Glede na obliko por ločimo tri tipe poroznosti:

1. Medzrnska poroznost nastane s stikom zrn sedimenta (npr. v prodnih zasipih rek) ali zrn v litificirani kamnini. Oblika por je posredno odvisna od oblike zrn. To so bolj ali manj sferične odprtine, velike do nekaj milimetrov.
2. Razpoklinska poroznost se sestoji iz razpok. To so odprtine, pri katerih je ena dimenzija izrazito poudarjena. Glede na dimenzije razpok ločimo mikro in makro razpoke.
3. Kanalska poroznost se sestoji iz kanalov. Kanali so praznine v kamninah, ki imajo eno dimenzijo (pravimo ji dolžina kanala) izrazito poudarjeno. Pojem kanalov je pri preučevanju praznin v kamninah omejen le na makro kanale, katerih prečni presek znaša od nekaj mm^2 do več $10 m^2$.

Glede na nastanek ločimo primarno in sekundarno poroznost. Primarna poroznost nastane med odlaganjem zrn sedimenta in med diagenezo. Ko je kamnina že litificirana, se zaradi različnih vzrokov (delovanja notranjih in zunanjih sil) lahko pojavi sekundarna poroznost. Primarna poroznost je praviloma medzrnska, sekundarna pa predvsem razpoklinska, včasih tudi medzrnska ali pa kar kombinacija obeh. Poroz-

nost, kjer nastopajo različni tipi poroznosti, imenujemo mešana poroznost (Krešić, 1993).

Poroznost kraškega vodonosnika se neprestano spreminja. Iz razpok (iz por zelo redko) se razvijejo kanali, ki se prav tako neprestano spreminjajo. Pred začetkom razvoja krasa ima kamnina neko začetno, predkraško poroznost, ki je praviloma le razpoklinska. Ta je posledica tektonske predzgodovine kamnine in sedimentacijskih razmer, v katerih se je odlagal sediment. Ta poroznost omogoča prenikanje vode v notranjost kamninske mase. Z razvojem krasa preide del razpok v kanale. Poleg razpoklinske predkraške poroznosti pride do nastanka kanalske poroznosti ter delnih sprememb razpoklinske poroznosti. Razmerje med razpoklinsko poroznostjo in kanalsko poroznostjo je odvisno od stopnje razvoja krasa.

Tako lahko v kraškem sistemu uveljavimo koncept razvijajoče se poroznosti (Brahana et al., 1988). Stopnja poroznosti in razmerja med njenimi tipi so odvisna od trenutne razvojne stopnje krasa. Zaradi pretežno razpoklinske narave predkraške poroznosti in kontinuiranega razvoja poroznosti je njena porazdelitev po prostoru izrazito nehomogena in anizotropna. Nekatera območja so bolj prepustna kot druga. Zaradi tega nastajajo lokalne erozijske baze, ki kanalizirajo večino vode v masivu.

Hidrodinamično obravnavanje vode v krasu je zapleteno, predvsem zaradi njegove mešane poroznosti. Vsi trije tipi poroznosti imajo svojske zakone pretakanja vode. Tak sistem obravnavamo s konceptom dvojne ali celo trojne poroznosti. Cirkulacijo vode obravnavamo za vsak tip poroznosti posebej. Rezultate ločenega obravnavanja nato sestavimo.

V tabeli 1 so podani literaturni podatki za različne tipe karbonatnih kamnin in sedimentov. Podatki so navedeni tako, kot jih navaja literatura. Tako podana tabela nekoliko zavaja, saj ne navaja razmer, v katerih so bili ti podatki pridobljeni. Vendar tudi v literaturi te informacije pogosto niso navedene.

Prvi vzrok je prav gotovo metodološke narave. V izrazito nehomogenem in anizotropnem poroznem okolju je poroznost odvisna od volumna preiskovane kamnine in nastopi t.i. efekt merila. Oglejmo si primer. Na nekem širšem območju kamninskega masiva je prisoten kraški sistem. V njem predstavlja glavno drenažno cono velik kraški kanal, od katerega se cepi več manjših, ti pa prehajajo v sistem bolj ali manj odprtih razpok. Če izberemo takšen merski volumen, ki bo prekrival samo glavni kraški kanal in njegovo neposredno okolico, bo izmerjena poroznost relativno visoka; če ta merski volumen postavimo na območje, kjer prevladujejo razpoke, bo poroznost relativno nizka. Temu ustrezno se bo poroznost spreminjala s premikanjem merskega volumna po drugih delih vodonosnika. Če bomo spremenili velikost merskega volumna, se bo poroznost zopet spremenila. Problem spreminjajoče poroznosti so v modeliranju hidrogeoloških procesov skušali rešiti z vpeljavo reprezentativnega elementarnega volumna – REV (Bear & Verruijt, 1987). To je takšen merski volumen, pri katerem se z njegovim premikanjem po prostoru poroznost merjenega medija ne spreminja. Z REV-om lahko opisujemo tudi druge lastnosti vodonosnika. V kraških vodonosnikih je REV relativno težko zagotoviti. Tako izbrani volumen ima pogosto zelo velike dimenzije, ki lahko podajo le splošne odnose.

Poleg različno izbranega REV-a so vzrok za njegovo raznolikost tudi različne metode določanja. Določamo jo lahko s črpalnimi poskusi, nalivalnimi poskusi, vtiskovalnimi testi (Vdp), kartiranjem, analizo hidrogramov, preiskavo vzorcev ali teoretičnimi izračuni. Vsaka od teh metod ima svoje slabe in dobre lastnosti, iz česar sledi, da so tako pridobljene vrednosti raznolike.

Dodatni vzrok za tako raznolike podatke predstavlja tudi izbor literature. Vred-

Tabela 1. Pregled literaturnih podatkov za poroznost v kraških kamninah in karbonatnih sedimentih

Table 1. Review of literature values concerning porosity in carbonate karst rocks and carbonate sediments

Sediment/sedimentna kamnina Sediment rock	Medianske velikosti Medians	Razpon poroznosti Porosity range	Vir Source
Apnenec – Limestone		0.5–13.5%	Aljtovski, 1973
Apnenec – Limestone		1–20%	Driscoll, 1987
Apnenec – Limestone		0–20%	Freeze & Chery, 1979
Apnenec – Limestone		0.26–36%	Veselič, 1984
Apnenec – Limestone		5–15%	Domenico & Schwartz, 1990
(efektivna – effective)		0.1–5%	Domenico & Schwartz, 1990
Zakraseli apnenci – Karstified limestones		5–50%	Freeze & Chery, 1979
Zakraseli apnenci – Karstified limestones		5–50%	Domenico & Schwartz, 1990
Zakraseli apnenci s kavernami			
Karstified limestones with caverns	10%	5–50%	Brahana et al., 1988
Apnenec – Limestone Tennessee	1%	0.4–3.4%	Moore et al., 1962[2]
(efektivna – effective)		0.2–1.9%	
Apnenec, paleozoik, Zahodna Kanada			
Limestone, Paleozoic, West Canada		2–20%	Thomas, 1961[1]
Apnenec – Limestone, Paleozoic			
malo razpokan – few fractures	2%	0.1–10%	Brahana et al., 1988
Apnenec, mezozoik – Limestone, Mesozoic			
Gigas Beds, Nemčija – Germany		1–20%	Schmidt, 1965[1]
Apnenci, terciar – Limestones, Tertiary			
malo razpokani – few fracture	25%	20–35%	Brahana et al., 1988
Apnenec, karbon, ZDA			
Limestone, Carboniferous, USA		6%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenec, jurski, Saudska Arabija			
Limestone, Jurassic, Saud Arabia		5–27%	Powers, 1961[1]
Apnenec, kreda, ZDA			
Limestone, Cretaceous, USA		5%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenci, holocen – Limestones, Holocene	35%	30–50%	Brahana et al., 1988
Apnenec, spariten, perm, ZDA			
Limestone, sparite, Permian, USA		4%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenec, spariten, perm, ZDA			
Limestone, sparite, Permian, USA		10%	Davis & DeWiest, 1966
Apnenec, mikriten, karbon, ZDA			
Limestone, micrite, Carboniferous, USA		8%	Davis & DeWiest, 1966
Oolitni apnenci – Oolitic limestones		14–20%	Llamas et al., 1983
Oolitni apnenci – Oolitic limestones	15%	1–25%	Brahana et al., 1988
Oolitni apnenci – Oolitic limestones		22%	Davis & DeWiest, 1966
Kreda – Chalk		14–44%	Llamas et al., 1983
Kreda, Vanne – Francija			
Chalk, Vanne – France		30–44%	Llamas et al., 1983
Kreda, N Francija			
Chalk, N France		22–37%	Llamas et al., 1983
Kreda, kreda – Chalk, cretaceous		29%	Davis & DeWiest, 1966
Kreda – Chalk	30%	15–45%	Brahana et al., 1988
Kreda – Chalk		5–20%	Domenico & Schwartz, 1990
(efektivna – effective)		0.05–0.5%	Domenico & Schwartz, 1990
Kreda, kalkarenit – Chalk, calcarenite		8–44%	Veselič, 1984
Kalkarenit, devon – Calcarenite, Devonian		30%	Davis & DeWiest, 1996
Siga – Flow stone		20.2–32.2%	Aljtovski, 1973
Siga – Flow stone		20%	Llamas et al., 1983
Travertini – Travertines		9–38%	Veselič, 1984
Kaliče – Calcrete		0.7–2.6%	Llamas et al., 1983
Karbonatno nelitificirano blato			
Carbonate mud, nonindurated	55%	40–70%	Brahana et al., 1988

Sediment/sedimentna kamnina Sediment rock	Medianske velikosti Medians	Razpon poroznosti Porosity range	Vir Source
Marmor – Marble		0.1–0.6%	Llamas et al., 1983
Marmor – Marble		0.11–0.6%	Veselič, 1984
Marmor – Marble Carrara		0.1–0.2%	Llamas et al., 1983
Marmor, razpokan – Marble, fissured	0.7%	0.1–2%	Brahana et al., 1988
Dolomit – Dolomite		1.5–22%	Aljtovski, 1973
Dolomit – Dolomite		1–22%	Veselič, 1984
Dolomit – Dolomite		1–20%	Driscoll, 1987
Dolomit – Dolomite		0–20%	Freeze & Chery, 1979
Dolomit – Dolomite		0.9–1.5%	Llamas et al., 1983
Dolomit – Dolomite		0–15%	Domenico & Schwartz, 1990
(efektivna – effective)		0.1–5%	Domenico & Schwartz, 1990
Dolomit, ordovicij Dolomite, Ordovician		6%	Davis & DeWiest, 1966
Dolomit (interkristalna poroznost) Dolomite (intercristal porosity)		12%	Davis & DeWiest, 1966
Saharoidni dolomit, karbon Saccharoidal dolomite, Carboniferous		28%	Davis & DeWiest, 1966
Primarni dolomit – Dolomite primary	1%	0.1–5%	Brahana et al., 1988
Sekundarni dolomit – Dolomite secondary	3%	0.1–20%	Brahana et al., 1988
Apnenec blizu površja, Dinarski kras Limestone near surface, Dinaric karst		8–10%	Komatina, 1968[2]
Masivni apnenci, Dinarski kras Massive limestones, Dinaric karst		do 20%	Komatina, 1968[2]
Apnenci v globini, Dinarski kras Limestones in depth, Dinaric karst		do 3%	Komatina, 1968[2]
Dinarski kras – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.5–1.5%	Komatina, 1984
Dinarski kras – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.1–5%	Bonacci & Jelin, 1988
Dinarski kras – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.5–3%	Bonacci, 1985
Apnenci, kredni, Izrael			
Limestones, Cretaceous, Israel			
(efektivna – effective)		3–10%	Llamas et al., 1983
Florida			
(efektivna – effective)		25%	Llamas et al., 1983
Francija, kreda – France, Cretaceous			
(efektivna – effective)		1%	Llamas et al., 1983
Edwards vodonosnik – Aquifer			
(efektivna – effective)		1–5%	Llamas et al., 1983
Kreda, NE Francija – Chalk, NE France			
(efektivna – effective)		3%	Llamas et al., 1983
Gornja Zeta – Dinaric karst			
(efektivna – effective)		0.79%	Vlahović, 1970[2]
Budeš Konak (G. Zeta – lokalno)			
Dinaric karst			
(efektivna – effective)		6.07%	Vlahović, 1970[2]
Zaledje izvira Trebišnjice			
(efektivna – effective)		1.2–1.5%	Torbarov, 1975[2]
Izvir Omble			
(efektivna – effective)		1.4–3.5%	Milanović, 1979[2]
Izvir Cetine			
(efektivna – effective)		0.167–0.306%	Stepinac, 1975[2]
Nepričava Lajkovac			
(efektivna – effective)		3–7.5%	Mijatović, 1980[1]

[1] Povzeto po Mijatović, 1990
After Mijatović, 1990

[2] Povzeto po Milanović, 1979
After Milanović, 1979

nosti poroznosti v delih avtorjev, ki se ukvarjajo z raziskavami na nafto, bodo višje kot drugod. Vzrok je v tem, da te raziskave posegajo le v tiste kamnine in formacije, za katere že naprej pričakujejo visoke vrednosti.

Razvoj kraške poroznosti je odvisen od predkraške poroznosti, ta pa od raznolikih geoloških razmer, kot so sedimentacijske danosti, litologija in tektonika. V nadaljevanju si bomo ogledali vrednosti poroznosti v odvisnosti od različnih geoloških razmer.

Splošno podane vrednosti poroznosti imajo zelo široke razpone glede na posamezno kamnino (tabela 1). Nezakraseli apnenci in dolomiti imajo podoben razpon vrednosti, med 0–20%. Za zakrasele apnence podajajo avtorji zelo širok razpon vrednosti, med 5 in 50%. Tako visoke vrednosti so prav gotovo posledica efekta merila.

Sediment ima praviloma višje vrednosti poroznosti kot sedimentna kamnina, ki nastane iz njega. Nelitificirano karbonatno blato ima poroznost med 40–70%. Mikritni in sparitni apnenci imajo praviloma nižjo poroznost kot kalkarenit. Siga in lehnjak imata poroznost podobno kot sediment. Poroznost marmorja je zelo nizka. Iz tega sledi, da je poroznost v veliki meri odvisna od diagenetskih procesov. Z izrazitejšo kompakcijo se zmanjšuje tudi poroznost.

Tudi glede na starost sedimentnih kamnin se poroznosti med seboj močno razlikujejo. Starejše kamnine imajo praviloma nižjo poroznost kot mlajše. Po literaturnih podatkih imajo holocenski apnenci poroznost med 30 do 50%, terciarni med 20 in 35%, mezozojski do 20% in paleozojski do 10%. Poudariti je potrebno, da odnos med starostjo in poroznostjo ni enoznačen, saj so lahko tudi stari apnenci zelo visoko porozni.

V krasu efektivna poroznost z globino upada. V vrhnjih delih Dinarskega krasa znaša poroznost do 10%, v globljih do 3%. Povprečne vrednosti na Dinarskem krasu znašajo do 5%. Tudi efektivna poroznost je zelo spremenljiva, vendar v splošnem lahko sklepamo, da ne presega 10%, njene srednje vrednosti pa ne 5%. Razvoj kraške poroznosti je odvisen od prevodnosti razpok v predkraški poroznosti. Slednja je povezana z njeno odprtostjo, hrapavostjo, zapolnjenostjo (tektonske gline, siga) in hidravličnim gradientom, ki vtiska vodo vanjo. Razpoke, ki prevajajo vodo v začetku zakrasevanja, imenujemo inicialne razpoke, odprtost, pri kateri prevajajo vodo, pa prevodna odprtost (Haw Lee & Farmer, 1993). Literaturni podatki za prevodno odprtost kraških kamnin so zelo skopi, vendar kljub temu zelo raznoliki. Večinoma so pridobljeni na podlagi teoretskih predvidevanj. Vrednost, ki jo zastopa večina, se giblje nad 10μm. Terenske študije nakazujejo, da je ta odprtost nekoliko višja, 0,2mm (Motyka & Wilk, 1984).

Pogoji vodnega toka v kraškem vodonosniku

Glede na raznolikost poroznosti v krasu, lahko pričakujemo dokaj različne pogoje kroženja vode. Vsaka od treh poroznosti ima svojske zakone pretakanja, ki so odvisni od njene geometrije.

Pretok v kamnini je v splošnem definiran kot:

$$Q = KAi$$

Q – volumenski pretok,
i – hidravlični gradient,
K – koeficient vodoprepustnosti,
A – presek vodnega toka.

V nadaljevanju si oglejmo zapis tega zakona za posamezne poroznosti. Podane so le formule, izpeljave lahko bralec najde v ustrezni literaturi (Steinman, 1992; Bear & Verruijt, 1987).

Tok v medzrnski poroznosti opisuje Darcyjev zakon:

$$Q = vA$$

$$v = Ki$$

če je
v – povprečna hitrost toka.

Zakon velja le za laminarni tok. Pri opisu hidrogeoloških razmer v krasu ga zelo redko uporabljamo. Njegova uporaba v krasu je smiselna le z uporabo reprezentativnega elementarnega volumna.

Tok v razpoklinskih sistemih nekoliko odstopa od Darcyjevega zakona. Enačbe toka za laminarno področje se izvajajo na podlagi podmene o geometriji razpok. Te lahko obravnavamo kot kapilare ali pa kot razpoke v obliki med seboj vzporednih ploskev.

Tok v kapilarah:

$$Q = v\pi R^2 = \frac{\pi R^4}{8\eta} i$$

R – polmer kapilare,
η – dinamična viskoznost.

Tok med vzporednima ploskvama:

$$Q = vWd = \frac{\rho g W d^3}{12\eta} i$$

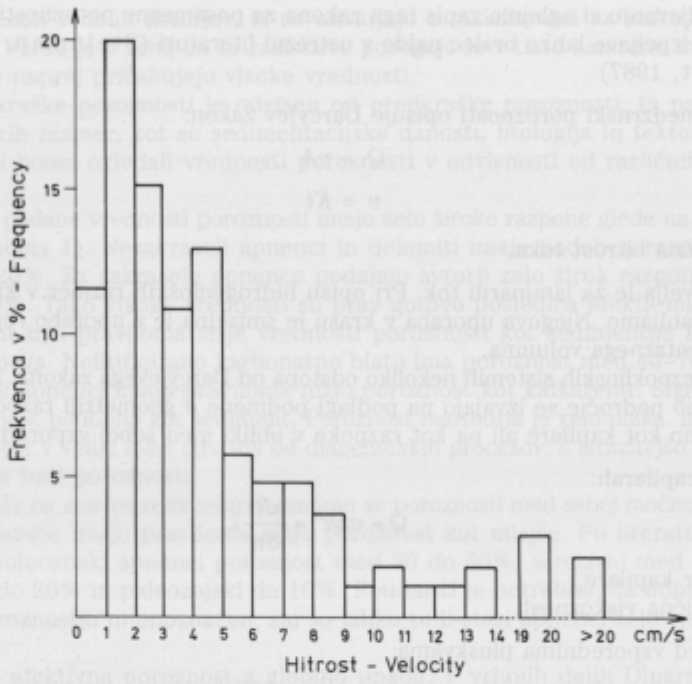
d – odprtost razpoke
W – širina razpoke,
g – gravitacijski pospešek,
ρ – gostota vode.

Ob prehodu iz laminarnega v turbulentni tok se odnosi spremenijo. Uporabiti moramo enačbe, ki opisujejo turbulentni tok. V hidravliki so razvite številne teoretične in empirične enačbe, ki obravnavajo tok skozi cevi pod pritiskom (npr. Darcy Weisbachova enačba). Podobno so razvite tudi enačbe za tok med dvema vzporednima ploskvama.

V kraškem vodonosniku imamo pogosto opraviti tudi s tokom v kanalih s prosto gladino. Tudi tukaj se za opis toka poslužimo ustreznih teoretičnih ali empiričnih odnosov (npr. Manningove enačbe).

Na podlagi sledilnih poskusov so bile v krasu ugotovljene zelo različne hitrosti pretakanja (sl. 3) (Milanović, 1979). Táko pestro porazdelitev hitrosti lahko razložimo le z obstojem različnih pretočnih režimov – od toka v kapilarah do toka v odprtih kanalih. Pri obravnavi teh možnosti se poslužimo zgoraj nakazanih enačb in zakonitosti.

Pri praktičnih študijah določamo z najrazličnejšimi postopki, podobno kot pri poroznosti, koeficient prepustnosti K. Koeficient prepustnosti je odvisen od efektivne poroznosti in stopnje razvoja krasa. Kamnine z nizko efektivno poroznostjo imajo praviloma nizek koeficient prepustnosti in obratno. Neenakomerno porazdelitev koeficienta prepustnosti v kraški kamnini so dokazali tudi s črpalnimi poskusi. Za področje Brestovice na Krasu navaja Krivic (1983) tri razrede koeficienta prepustnosti, do



Sl. 3. Razpored hitrosti toka vode v Dinarskem krasu (po Milanović, 1979)

Fig. 3. Distribution of flow velocities in Dinaric karst (after Milanović, 1979)

10^{-3}m/s, med 10^{-3} in 10^{-6}m/s in pod 10^{-6}m/s. To nakazuje neenakomerno porazdelitev prepustnosti v masivu in na območja, ki so bolj prepustna od drugih.

Na podlagi vtiskovalnih testov (Vdp), kjer so testirali prepustnosti na različnih odsekih vrtin, je bilo ugotovljeno, da prepustnost upada z globino. Milanović (1979) je na podlagi 146 globokih vrtin za področje Dinarskega krasa ugotovil, da zakrasevanje (za kriterij zakrasevanja je štel prepustnost), upada z globino eksponentno. Podoben odnos so ugotovili tudi francoski avtorji (Burger & Pasquier, 1984):

$$K = C \exp\left(-\frac{Z}{Z_K}\right)$$

c – empirična konstanta,
Z – globina,
Z_K – poprečna globina zakrasevanja.

Tako porazdeljena prepustnost definira specifično obliko gladine kraške podzemne vode.

Kljub intenzivnemu razvoju krasoslovne misli v tem stoletju se zdi, da dilema o obstoju gladine podzemne vode v krasu še ni rešena. Že od samih začetkov razvoja krasoslovja potekajo intenzivne razprave in celo prepiri o gladini podzemne vode na krasu. V začetku tega stoletja sta se izoblikovali dve glavni teoriji.

Prva, Grundova (1903) teorija zagovarja enotno telo kraške vode brez integrirane drenažne mreže. Druga, Katzerjeva (1909) trdi, da se voda v krasu pretaka le po izoblikovanih kanalih, ki med seboj niso nujno povezani. Ta teorija zanika obstoj enotne gladine podzemne vode. Prisotnost obeh gledišč v krasoslovju zasledimo še danes, čeprav mnogi dokazi govore o obstoju gladine podzemne vode, ki pa je sicer ne moremo interpretirati tako premočrtno, kot lahko to storimo v medzrnskih vodonosnikih. Glavna napaka obeh teorij je, da upoštevata predvsem alohtone vode ne pa tudi avtohtonih. Po White-u (1988) je zmešnjava okoli obstoja ali neobstoja gladine podzemne vode posledica nerazumevanja samega koncepta podzemne vode. Od starejših raziskovalcev je bil današnjemu razumevanju hidrogeoloških razmer na krasu še najbližje Cvijić (Šušteršič, 1991), ki je poleg alohtonih voda upošteval tudi avtohtone.

Gladina kraške podzemne vode je zelo nepravilna in se hitro spreminja, »živahna« je (Milanović, 1979). Odvisna je od prepustnosti kamninskega bloka in od hidravličnega gradienta. Kjer je kamninski blok slabo prepusten, je zaradi velikega upora gladina vode v njem relativno visoka, kjer je kamnina zelo prepustna, pa relativno nizka in odpornost majhna. Zaradi tega so v kanalih pretoki hitri, v razpokah okoli kanalov pa je prisoten počasen difuzni tok. Hidravlični gradient je v krasu zelo spremenljiv in odvisen od sezonskih padavin. Zaradi predelov, ki so prepustnejši kot drugi, hitro naraste in prav tako tudi hitro pade.

Modeliranje zakrasevanja

Razvoj laboratorijskih tehnik je podal možnosti eksperimentalnega opazovanja kinetike raztapljanja mineralov. Kinetiko raztapljanja kalcita so študirali številni avtorji (Plumer et al., 1978, 1979) in je tako njegovo raztapljanje v različnih razmerah dokaj dobro poznano. Žal temu ni tako pri drugih mineralih. Sklepe o teh opazovanjih so pričeli v krasoslovju uporabljati v prvi polovici osemdesetih let (Palmer, 1984; White, 1984) in jih razvili v modele, ki skušajo kombinirati kinetiko raztapljanja kalcita s hidrodinamičnimi pogoji. Ti modeli so bili razviti predvsem z namenom, da bi simulirali časovni razvoj krasa. Izvajanja modelov slone na termodinamskem opisu sistema $CaCO_3$–CO_2–H_2O.

Oglejmo si le nekaj specifičnih postopkov modeliranja. Voda, ki vstopi v razpoko, lahko zadrži agresivnost le do neke razdalje, ko njena moč upade. Razdaljo, na kateri moč raztapljanja upade na 10% začetne vrednosti, imenujemo penetracijska razdalja. Če je ta razdalja enaka ali daljša, kakor je razdalja med ponorom in izvirom, pride do nastanka rova, v nasprotnem le do krajših slepih kanalov. V literaturi je podanih več enačb, ki definirajo penetracijsko razdaljo. Njen izračun je odvisen od procesa, ki kontrolira raztapljanje, in od nasičenosti raztopine. Izračun je odvisen tudi od geometrije prevodnika.

Raztopina, ki raztaplja kamnino, se vzdolž poti približuje ravnotežju, vendar je to približevanje vedno počasnejše. Zaradi tega se penetracijska dolžina z bližanjem ravnotežju povečuje. Penetracijska dolžina je linearno povezana s hitrostjo toka. Če je hitrost toka večja, voda penetrira globlje v razpoko. Iz tega sledi, da do razvoja jam pride tam, kjer je hidravlični gradient večji.

Kritični radij kanala je definiran kot radij kapilare ali razpoke, pri katerem pride do prehoda iz laminarnega toka v turbolentni tok. Ob pojavu slednjega se spremeni hitrost raztapljanja in poveča penetracijska dolžina.

Če se ozremo na nekoliko večje merilo, kakor je sistem večjih razpok, je nastanek kanalov odvisen od gostote razpok. Kjer je prisotna večja gostota razpok, je tok v posamezni razpoki manj koncentriran, kjer pa je gostota manjša, je koncentriranost toka večja. Če ta podmena drži, lahko sklepamo, da do razvoja rovov pride mnogo težje tam, kjer so prisotni sistemi razpok z večjo gostoto.

Model čistega krasa

Model čistega krasa je postavil Šušteršič (1986) z namenom, da bi pojasnil oblikovanost kraškega površja. Postavil je osem hierarhično si sledečih pogojev, ki morajo biti izpolnjeni, da lahko pride do nastanka pravega kraškega površja. V nadaljevanju izvajanj se bomo naslonili le na idejo, ki je v članku bistvena in predstavlja velik korak naprej v razmišljanjih o razvoju krasa. To je ideja o čistem krasu, o krasu, v katerem nastopajo samo kraški pojavi in procesi. Takšen način omogoča, da pri preučevanju krasa zanemarimo kakršen koli regionalni vpliv. Čisti kras v naravi verjetno ne obstaja. To je predvsem idealizacija, abstrakcija, s katero skušamo opredeliti tipično kraške procese. S tako zastavljenim modelom lahko opazujemo številne procese in njihove kombinacije. Na podlagi teh, simuliranih opazovanj lahko dokazujemo njihovo kraškost ali pa jo zavržemo.

Model čistega krasa razumemo kot model z jasno definirano strukturo in kontrolnim volumnom v smislu teorije sistemov. Tako s spreminjanjem vhodnih vrednosti in njihovih pogojev opazujemo spreminjanje strukture sistema in spremembe izhodnih vrednosti. Táko ravnanje omogoča, da postavimo različne scenarije, za katere predvidevamo, da bodo privedli do nastanka čistega krasa. Povedano nekoliko drugače: iščemo procese in pogoje ter njihove kombinacije, ki privedejo do nastanka čistega krasa. Opazovani sistem ni več definiran s kavzalnim zaporedjem procesov, marveč z različnimi odnosi in kombinacijo le-teh. Tako zastavljeno opazovanje, modeliranje omogoča, da kot kraške razpoznamo tiste procese in danosti, ki privedejo do nastanka čistega krasa.

Pri tako podrobnem razglabljanju o razvoju čistega krasa bi pričakovali, da bo pojem čisti kras definiran jasno in enoznačno. Žal temu ni tako. Jasni eksplicitni definiciji se skušamo izogniti namenoma. Vzrok za to je prav gotovo ta, da je sam pojem čistega krasa nejasen, zato ker je tudi sam predmet raziskovanja. Zanima nas, kdaj in kje se razvije. Tako mora biti začetna definicija dovolj široka, da omogoča sklepanje v smislu povratne zanke, ki dognanja modela ponovno vključi v raziskovanje.

Nekoliko natančnejši razmislek pokaže, da skušajo teorije o razvoju krasa razložiti predvsem njegovo morfologijo. Tako si tudi čisti kras predstavljamo kot morfološko kategorijo. Površje grade centrične globeli in vzpetine (Šušteršič, 1986), podzemlje pa je prevotljeno s kanali. Iz tega sledi, da so vsi kriteriji, ki opredeljujejo, kdaj se je čisti kras razvil, predvsem morfološki in hkrati nenatančni, saj je obliko mnogo težje definirati kvantitativno, kot lahko to storimo na primer s fizikalnimi spremenljivkami.

Čisti kras se razvije predvsem tam in vsaj takrat, kjer masni transport v sistem in iz sistema poteka le v raztopini, pri tem pa zaradi raztapljanja pride do prehoda iz razpoklinskega v kraški vodonosnik. Masni transport v kateri koli drugi obliki (npr. koloidi) nam v tako zastavljenem modelu predstavljajo nekraški element. Poroznost preide iz razpoklinske v mešano, ki jo sestavljata razpoklinska in kanalska poroznost. Čisti kras je razvit tedaj, ko penetracijska razdalja preseže razdaljo med ponorom sistema in izvirom sistema in ko prvi od tako nastalih kanalov preseže kritični polmer. Tako so podane razmere, da lahko znotraj kontrolnega volumna govorimo o statistični pri-

sotnosti turbolentnega režima pretakanja in je ta odvisen od porazdelitve hidravličnega gradienta. Od tod dalje prihaja le do različnih realizacij čistega krasa.

Oglejmo si sedaj model, ki bo opisal prehod iz razpoklinskega v kraški vodonosnik in ga definiramo kot čisti kras. Tako postavljen model je še vedno do neke mere konceptualen, saj njegove strukture in komponent ne bomo definirali matematično. Menimo pa, da je tako postavljen model možno opisati matematično in ga modelirati numerično.

Model

1. Kontrolni volumen: blok kraške kamnine z definiranimi dimenzijami.
2. Začetna struktura sistema:
   2.1. Kamnina: definiramo jo z enim mineralom ali sistemom mineralov s kongruentnim raztapljanjem, za katere poznamo vse potrebne termodinamične vrednosti, ravnotežne konstante in njihovo kinetiko raztapljanja.
   2.2. Poroznost: razpoklinska poroznost s statistično definiranimi parametri: dolžina, širina, vpad in odprtost razpok.
3. Mejni pogoji: točke na robovih sistema, kjer je sistem odprt ali zaprt.
4. Vhodne vrednosti:
   4.1. Kemične lastnosti vode: stanje njihove podnasičenosti ali prenasičenosti, glede na minerale, ki sestavljajo kamnino.
   4.2. Hidrodinamični pogoji: začetni hidravlični gradient – ob podmeni, da je po povezavi ponora in izvira konstanten, akumulacija v sistemu pa nična.

Iz opisne definicije krasa sledi, da je prehod iz razpoklinskega v kraški vodonosnik odvisen od velikosti kamninskega bloka, v katerem kras nastaja. Zaradi tega moramo pri modeliranju razvoja definirati velikost kamninskega bloka. Pri istih pogojih, enaki penetracijski dolžini in hidravličnem potencialu bo do nastanka kraškega kanala prišlo prej na krajši kot na daljši razdalji med ponorom in izvirom v sistem. To je neodvisno od geometrije sistema in je izključno posledica kinetike raztapljanja mineralov.

Pri dosedanjih simulacijah razvoja krasa je kamninsko maso predstavljal mineral kalcit (Dreybrodt, 1988, 1990, 1992), za katerega so zelo dobro poznani vsi termodinamični podatki, ravnotežne konstante in kinetika raztapljanja. Kalcit praviloma gradi večino kraških kamnin, vendar ni edini mineral v njih. Tudi stuktura teh kamnin je dokaj raznolika. Zaradi tega je to le grob približek kraške kamnine. Vedenje drugih mineralov, njihova termodinamika, ko nastopajo v kraški kamnini (npr. dolomita), je tudi pod laboratorijskimi razmerami dokaj slabo poznana. Prav tako je slabo poznan tudi vpliv primesi v kamnini in njene stukture na raztapljanje. Tako moramo vsaj v začetnih fazah modeliranja razvoja krasa kamninsko maso predstaviti s kalcitom. Domnevamo homogeno, izotropno in kongruentno topno kamnino, kjer procesi raztapljanja potekajo enako v vseh točkah kamninskega bloka.

Poleg topnosti moramo v strukturi modela definirati tudi predkraško poroznost in njen razpored znotraj kontrolnega volumna. Predkraško poroznost definiramo z razpoklinsko poroznostjo. Pri terenskih študijah lastnosti razpok običajno opišemo statistično, na podlagi podmene, da se njihova distribucija ujema z eno od teoretičnih distribucij. Tega načina se poslužimo tudi pri modeliranju. Vsaka od teh distribucij je enoznačno definirana s statističnimi parametri. Pri modeliranju s temi vrednostmi definiramo sistem razpok v modelu. Razpored razpok v bloku simuliramo s pomočjo Monte Carlo tehnik. Verjetnostno simulacijo izvedemo za vsako od lastnosti razpok. Te simulirane vrednosti kombiniramo v sintetično porazdelitev, ki definira prostorski

razpored simulirane razpoklinske poroznosti znotraj kontrolnega volumna. Z mejnimi pogoji definiramo prevsem odprtost in zaprtost sistema. Na ta način lahko posredno določamo razdaljo med vhodom in izhodom.

Od vhodnih vrednosti je potrebno poznati kemične karakteristike v sistemu dotekajoče vode, to je stanje njene nasičenosti glede na minerale, ki nastopajo v kamnini. Od stopnje nasičenja vode je odvisna kinetika raztapljanja mineralov. Če je raztopina zelo podnasičena, je hitrost raztapljanja mineralov večja, kot če je raztopina blizu ravnotežja. Hidrodinamične pogoje v sistemu definiramo s hidravličnim potencialom na mejah. Običajno ga predstavimo s tenzorjem kot lastnostjo prostora. Glede na njegovo smer in velikost bodo prevajale le razpoke, ki bodo nudile manjši odpor.

Kot dodatno zahtevo pri modeliranju čistega krasa bi lahko upoštevali tudi mehanske lastnosti kamninskega bloka. Od teh je v začetni fazi odvisna odprtost razpok, kasneje pa stabilnost kanalov.

Kot rezultat tako postavljenega modela pričakujemo morfološko preoblikovan kamninski blok in sestavo vode, ki bo na izviru drugačna kot na ponoru. Poleg tega bo tako postavljeni model podal delež difuznega toka nasproti koncentriranemu toku. S tako postavljenim modelom bi lahko opazovali predvsem razvoj globalne drenažne mreže, ne pa tudi posameznih morfoloških podrobnosti, kot npr. razvoj prečnega profila rova.

Sklep

V prispevku so nakazani nekateri problemi, povezani s teorijo krasa s poudarkom na prehodu iz razpoklinske poroznosti v mešano poroznost. Ker številna osnovna vprašanja konceptualne narave, ki bi dovolj enoznačno omogočila takšno obravnavo, niso rešena, je prikazana širša, splošnejša zasnova, na podlagi katere bi bilo, predvsem skozi hidrogeološka očala, mogoče postaviti model razvoja krasa.

Kras je zelo zapleten hidrogeološki sistem, ki terja veliko natančnega in pogosto zelo zamudnega dela tako na praktičnih primerih kot na povsem teoretičnem področju. Zato se je reševanja problemov potrebno lotiti postopoma in v osnovi zelo podrobno. Šele ko bodo nekatere podrobnosti rešene (raztapljanje kamnine, pokanje kamnine itd.), se bomo lahko lotili postavljanja modela razvoja celotnega krasa.

V prispevku je združen hidrogeološki pogled na kras, ki sloni predvsem na praktičnih študijah, in teoretski speleološko geomorfološki postopek z namenom krasoslovju približati nekatere metode, ki so mu dokaj tuje (npr. koncept različnih poroznosti in reprezentativnega volumna – REV). Večina teorij, ki se ukvarja z razvojem krasa, v svoji osnovi tolmači predvsem njegovo oblikovanost. Tako pogosto prezre povsem specifične fizikalne pogoje in procese, ki vladajo v krasu. Smiselna uporaba hidrogeoloških postopkov bi v znatni meri pripomogla k drugačnemu razumevanju nastanka krasa.

Zahvala

Za spodbudo pri pisanju članka in nekatere sugestije se zahvaljujem prof. dr. Francetu Šušteršiču in prof. dr. Miranu Veseliču.

Conceptual approach to modeling karst development

Summary

In spite of very intensive development of the karst theory in the last century many open problems are left, especially in the interpretation of karst development. Not much is known about transition from prekarst to karst features.

Modern science has developed many methods and approaches which can be used in karst studies. The most important among them is numerical modelling. From the application of this method substantial progress in the understanding of karst development can be expected. Some fundamentals that could help constructing models of karst development from prekarst to karst stage are discussed in this paper. In it the knowledge of karst hydrogeology, speleology and geomorphology is combined.

The approach is mainly conceptual and is based on the data from the Dinaric carbonate rock karst. This is the reason why the intergranular porosity is not treated as prekarst porosity.

Natural phenomenon are extremely complex and may never be fully understood. This is true also and maybe even more for the karst. However, in studying the natural processes they may be represented in a simplified way. This is enabled by the idea of the system. A system is a set of connected parts that form a whole. The components can be grouped into subsystems that can be treated separately. The results are combined according to the interactions between subsystems (Chow et al., 1988).

In the article karst is described as a specific subsystem of global hydrological cycle that in majority of its components interacts with the subsystem of underground water. For our purpose we define karst as hydrogeological system where interact the subsystems of underground water and surface water depended upon the karst rock.

We consider the karst as the rock mass in which water is transferred. Owing to that we use equivalently the term karst aquifer. The term aquifer is discussed more thoroughly than it is usual in hydrogeology. Our definition includes also aquitard. For the needs of our conceptual model we take the aquifer as a part of the rock massive which contains and transmits water.

Karst is a system in which structure changes with time. Its components are numerous and interactions between them are complex. This complexity is simplified in the proportion that we can model its components separately (e.g. diffuse flow, dissolution of rock).

The basis of the conceptual model depicted in Fig. 1 are the general ideas of the global hydrological system (Chow et al., 1988). Detailed classification of the flow in karst rock is based on partial compilation from conceptual models of Smith et al. (1976) and White (1988).

In general the karst hydrogeological system can be divided into subsystems of surface and underground water. In the karst the subsystem of surface water is rarely realized, only some components of them are present. These components are mainly connected at the contact between karst and nonkarst systems.

The subsystem of underground water consists of the vadose and phreatic zones. In the vadose zone Palmer (1984) distinguished between the allogenic and authigenic waters. Precipitations recharge authigenic flow. They infiltrate into soils and there they percolate in the form of diffuse flow into discontinuities which transfer water towards the ground water surface. Where soils are not developed infiltration occours directly into discontinuities. Along the course the diffuse flow can be trans-

ferred from slow diffuse flow to concentrated flow, and can be a consequence of closed depressions at the surface.

The allogenic recharge is a consequence of swallowed streams. This recharge is very often in the contact area between karst and nonkarst systems. Usually the zone of sinking is also the beginning of the groundwater surface.

The vadose zone continuously passes across the capillary zone to the groundwater surface. The latter continually changes with time. It can be a free surface water in the open channels or water in interconnected discontinuities. Statistically speaking, the ground water surface in karst is a very irregular, continually changing and connected surface. If in the phreatic zone hydraulic gradient exists, circulation of water is established. Circulation can be deep or shallow. This depends on the value of the hydraulic gradient.

In karst, the flow of water mainly depends on the tectonic setting of the rock which controls the arrangement of porosity inside the rock block. Discontinuous porosity and channel porosity are prevailing in the karst system. Their ratio depends on the degree of development of karst. The effect of mixed porosity and different proportion between discontinuous and channel porosity is clearly seen from Tab. 1 where data from various sources are presented. The reason for high variability of values is not only the nature of karst but also differing methodology for determination of porosity (e.g. pumping test, mapping, different representative elementary volume, etc.). Porosity has an influence on the hydraulic regime in rocks. The flow can be unconfined or confined. We could speak of laminar flow in joints and fissures. The flow could be described as flow between parallel plates. Sometimes we can approximate it with the Darcy flow. In the case of turbulent regime which usually appears in channels we can talk about open channel flow or about channel flow under pressure.The model of the karst development must strictly predict the flow conditions because water is the only transport medium in the proposed model.

Model of the pure karst was developed by Šušteršič (1986) with the aim to explain the morphology of the karst surface. He proposed eight hierarchical conditions that must be satisfied for the karst surface to develop. When all eight conditions are satisfied, the pure karst is developed. In the pure karst only karst phenomena and processes occur. With this approach all regional influences are neglected. Pure karst never exists in the nature. This is only an idealization that helps in determination of the typical karst processes and in understanding of their numerous combinations.

The model of pure karst described in the article should be understood in the context of the systems theory with clearly defined structure and control volume. With alteration of the input values and conditions we can observe the modification of the structure and variation of output values. This approach could help us in the realization of various scenarios that led to development of the pure karst. We are looking at the processes, conditions and their combinations under which pure karst can develop.

Many theories of the karst evolution primarily tend to explain the karst morphology. Alike we could realize the pure karst as a morphological category where the surface consists of centric depressions and hills (Šušteršič, 1986), and the underground is perforated by channels. From this it follows that all criteria that define when pure karst has begun to develop are mainly morphological, and for that very reason not exact.

The pure karst can develop where the mass transport through the system is in the solution and where aquifer with discontinuous porosity is transformed into the

karst aquifer with mixed porosity. Mass transport in any other form (e.g. colloids) in our model approach represents a non-karst element. The discontinuous porosity is changed into the mixed porosity represented by the channel and discontinuous porosities.

The pure karst is fully developed when the penetration length (Dreybrodt, 1988) exceeds the distance between the sink into the system and the outflow from the system, and when the first of the channels exceeds the critical distance.

When this conditions inside the control volume are satisfied we could talk about the statistical presence of the turbulence regime which depends on the hydraulic gradient. From that point onwards only different realizations of pure karst are possible.

Further the model with the application of the system theory approach is described. This model is still conceptual but more rigorous than the model in Fig. 1.

The model consists of:

1. Control volume: the block of karst rock defined by its dimensions.
2. Initial structure of the system:
   2.1. Rock is defined by one mineral or as a system of minerals with congruent dissolution. For these minerals all necessary thermodynamic values, equilibrium constants and chemical kinetics are known.
   2.2. Porosity: discontinuous porosity with defined statistical parameters: length, width, dip and aperture.
3. Boundary conditions: sites at the system edges at which the system is opened or closed.
4. Input values:
   4.1. Chemical properties of water: the state of water saturation due to minerals in the control volume.
   4.2. Hydrodynamic conditions: initial hydraulic potential, with the assumption that after connection between inflow and outflow with one channel the potential remains constant. Accumulation in the system is negligible.

From these definitions it follows that the transition from the discontinuous aquifer to the karst aquifer depends on the size of the rock block. Under the same conditions of the penetration length and hydraulic potential the karst channel will be developed faster on the shorter distance as on the longer distance between the inflow and the outflow from the system. This effect that is independent of the system geometry is the consequence of mineral dissolution kinetics.

Till now in all simulations of the karst development the rock of the mass was represented by the mineral calcite (Dreybrodt, 1988, 1990, 1992). For calcite all thermodynamical data, and kinetics of dissolution are known. In the majority of cases the calcite is the prevailing mineral in the carbonate karst rocks, but it is not the only one. For other minerals that are also present in karst rocks (e.g. dolomite) their properties are less well known. Similarly the influences of impurities and rock structure upon the rock dissolution are unclear.

Because of all these problems we must, in the early stages of modelling, present the karst rock as a calcite mass. We assume homogeneous, isotropic and congruently dissolvable rock in which all processes of dissolution at any point within the control volume are the same.

Besides the solubility of rock we define the prekarst porosity and its distribu-

tion within the control volume. The prekarst porosity is presumed as discontinuous porosity. In the field studies of joints and fissures we usually use the statistical approach. Field data are fitted to some theoretical distribution or empirical distribution is found. This procedure could also be used in modelling studies. Each theoretical distribution is precisely defined by statistical parameters. In the modelling we suppose these values and the arrangement of discontinuities are simulated with the Monte Carlo techniques. The probability simulation must be done for every studied property of discontinuities, and later combined into a synthetical distribution that defines the spatial arrangement of the simulated prekarst discontinuous porosity within the control volume.

With boundary conditions we define the openness and closeness of the system. In this way we indirectly define the length between the sink and the outflow in the system.

Among the input values we must know the chemical characteristics of inflowing water, mainly its saturation state with respect to minerals in the control volume. Upon the saturation state depends the kinetics of dissolution. More undersaturated is the inflowing solution, faster will be the dissolution.

Hydrodynamic conditions are defined by the hydraulic potential at the borders of the system. Usually we could represent the hydraulic potential in the tensor form, as a property of space. Depending upon its principal direction and size only discontinuities with lower resistance will transfer water.

As an additional condition we could introduce in the model the mechanical properties of rock. From this condition depends initially the aperture of discontinuities and in the later stages the stability of the channels.

As a result of the model we could expect the morphologically remodeled rock block and the chemical composition of water in the spring that differs from the inflow waters. At the outflow we can define the ratio between diffuse and concentrate outflow.

With such a model we could observe the development of the global karst drainage network. For the observations of a particular feature (e.g. cross profile of karst channel) we must construct a somewhat different model.

Literatura

Aljtovski, M. E. 1973: Hidrogeološki priročnik. – Građevinska knjiga, 616 pp., Beograd.

Bear, J. & Verruijt, A. 1987: Modeling ground water flow and pollution. – D. Riedel Publishing Company, 413 pp., Dordrecht.

Bonacci, O., 1985: Hydrological investigation of Dinaric karst at Krčić catchment area and the river Krka springs. – Journal of Hydrology *82*, 317–326, Amsterdam.

Bonacci, O. & Jelin, J. 1988: Identification of karst hydrological system in the Dinaric karst (Jugoslavija). – Hydrological sciences journal *33*, 5–10, Oxford.

Brahana, J. V., Thrailkill, J., Freeman, T. & Ward, W. C. 1988: Carbonate rocks. In: Back, W., Rosenhein, J. S. & Seaber, P. R. (eds.): Hydrogeology – The geology of North America. Vol O – *2*, 333–352 – The geological society of America, Boulder.

Brenčič, M. 1992: Košelevc. – Naše jame *34*, 41–51, Ljubljana.

Burger, A. & Pasquier, F. 1984: Prospection à captage d'eau par forages dans la vallée de la Breuine (Jura, Suisse). In: Burger, A. & Dubertret, L. (eds.), Hydrogeology of karstic terrains *1*. – Heise Verlag, 145–149, Hannover.

Chow, V. T., Maidment, D. R. & Mays, L. W. 1988: Applied hydrology. – McGraw Hill Book Company, 527 pp., New York.

Cvijić, J. 1895: Karst, geografska monografija, 135 pp., Beograd.

Čar, J. 1982: Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja. – Acta Carsologica *10*, 78–105, Ljubljana.

Davis, S. N. & DeWiest, R. J. M. 1966: Hydrogeology. – John Wiley & Sons, 463 pp., New York.

Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. 1990: Physical and chemical hydrogeology. – John Wiley & Sons, 824 pp., New York.

Dreybrodt, W. 1988: Processes in karst systems, physics, chemistry and geology. – Springer Verlag, 288 pp., Berlin.

Dreybrodt, W. 1990: The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution. – Journal of Geology *98*, 639–655.

Dreybrodt, W. 1992: Dynamic of karstification: A model applied to hydraulic structures in karst terraines. – Applied hydrogeology *1*, 20–32.

Driscoll, F. G. (ed.) 1987: Ground water and wells. – Johnson Division, 1089 pp., St. Paul.

Freeze, R. A. & Cherry, J. A. 1979: Ground water. – Prentice Hall, 604 pp., Engelwood Cliffs.

Grund, A. 1903: Die Karsthydrographie Studien aus Westbosnien. – Geograph. Abhandlungen *(3)*, 1–200, Wien.

HawLee, C. & Farmer, I. 1993: Fluid flow in discontinuous rocks. – Chapman & Hall, 169 pp., London.

Kasting, E. H. 1984: Hydrogeomorphic evolution of karsted plateaus in response to regional tectonism. In: La Fleur, R. G. (ed.), Ground water as a geomorphic agent. – Allen and Unwin, 248 pp., London.

Katzer, F. 1909: Karst und Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel. – Kajun, Sarajevo.

Komatina, M. 1984: Hydrogeologic features of the Dinaric karst. In: Mijatović, B. (ed.), Hydrogeology of the Dinaric karst, International contribution to hydrogeology *4*, 55–72, Heise Verlag, Hannover.

Krešić, N. A. 1993: Rewiev and selected bibliography on quantitative definition of karst hydrogeological system. In: La Moreaux, Assad, F. A. & McCarley, A. (eds.), Annotated bibliography of karst terraines, Vol. *5*. International contributions to hydrogeology, – Heise Verlag, Hannover.

Krivic, P. 1983: Interprétation des essais par pompage réalisés dans un aquifère karstique. Geologija *26*, 149–186, Ljubljana.

Llamas, M. R., Davis, S. N., Galofre, A. & Custodio, E. 1983: Exploration de aquas subterraneas. In: Custodio, E. & Llamas, M. R. (eds.), Hidrologia subterranea, Tomo II. – Ediciones Omega, S. A. – Platon, 1491–1509, Barcelona.

Mijatović, B. F. 1980: Reprezentativnost hidrauličkih parametara dobijenih probnom crpljenjem u kraškim akviferima. – Zbornik referatov VI Jugoslovanskega simpozija o hidrogeologiji in inžinerski geologiji, knjiga *1*, 241–253, Portorož.

Mijatović, B. F. 1990: Kras – hidrogeologija kraških vodonosnika. – Geozavod, 304 pp., Beograd.

Milanović, P. 1979: Hidrogeologija karsta i metode istraživanja. – Hidroelektrarne na Trebišnjici, Institut za korištenje i zaštitu voda na kršu, 302 pp., Trebinje.

Moore, G. K., Burchett, C. R. & Bingham, R. H. 1969: Limestone hydrology in upper Stones river basin Central Tennessee. Departement of conservation division of water resources and planning USGS, Washington D. C.

Motyka, J. & Wilk, Z. 1984: Hydraulic structure of karst fissured Triassic rocks in the vicinity of Olkusz (Poland). – Kras i speleologia *14*, 11–24, Katowize.

Palmer, A. N. 1984: Geomorphic interpretation of karst feautures. In: La Fleur, R. G. (ed.), Ground water as a geomorphic agent. – Allen and Unwin, 227–248, London.

Palmer, N. A. 1991: Origin and morphology of limestone caves. – Geological society of America bulletin *103*, 1–21, New York.

Placer, L. 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. Geologija *25*/1, 7–94, Ljubljana.

Plummer, L. N., Wigley, T. M. L. & Parkhurst, D. L. 1978: The kinetics of calcite dissolution in CO_2 water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO_2. – American journal of science *278*, 179–216, New York.

Plummer, L. N., Parkhurst, D. L. & Wigley, T. M. L. 1979: A critical review of the kinetics of calcite dissolution and precipitation. In: Jenne, E. A. (ed.), Chemical modeling in aqueous systems. – ACS Symposium Series *93*, 537–573.

Powers, R. W. 1961: Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks classification. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks, A simposium. 122–129, Washington D. C.

Schmidt, V. 1965: Facies diagenesis and related reservoir properties in Gigas Beds (Upper Jurassic), Northwesteren Germany. In: Dolomitization and limestone diagenesis, a simposium. – Society of economic paleontologists and mineralogists *13*, 124–168, Hannover.

Shuster, E. T. & White, W. B. 1972: Source areas and climatics effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. – Water Resources Research *8*, 1067–1073, Washington.

Smith, D. J., Atkinson, T. C. & Drew, D. P. 1976: The hydrology of limestone terrains. In: Ford, T. D. & Cullingford, C. H. D. (eds.), The science of speleology, – Academic Press, 179–212, London.

Steinman, F. 1992: Hidravlika. – Fakulteta za arhitekturo gradbeništvo in geodezijo, 281 pp., Ljubljana.

Stepinac, A. 1975: Studija zapremine šupljina u kršu na bazi konkretnih primjera. In: Hidrogeologija i vodno gospodarstvo krša, Dubrovnik, Izdanje Zavoda za hidrotehniko, Sarajevo.

Šebela, S. 1992: Geološke značilnosti Pisanega rova Postojnske jame. – Acta Carsologica *21*, 97–116, Ljubljana.

Šebela, S. & Čar, J. 1991: Geološke razmere v podornih dvoranah vzhodnega rova Predjame. – Acta Carsologica *20*, 205–222, Ljubljana.

Šušteršič, F. 1986: Model čistega krasa in nasledki v interpretaciji površja. – Acta Carsologica *21*, 97–116, Ljubljana.

Šušteršič, F. 1991: S čim naj se ukvarja speleologija. – Naše jame *33*, 73–86, Ljubljana.

Thomas, G. E. 1961: Grouping of carbonate rocks into textural and porosity units for mapping purposes. In: Ham, W. E. (ed.) Classification of carbonate rocks, A simposium. 122–129, Washington D. C.

Torbarov, K. 1975: Proračun prevodljivosti i efektivne poroznosti u uslovima krša na bazi analize krive recesije. In: Hidrogeologija i vodno gospodarstvo krša, Dubrovnik, Izdanje Zavoda za hidrotehniko, Sarajevo.

Veselič, M. 1984: Hidrogeologija. Nevezana fotokopirana skripta, Odsek za geologijo, Ljubljana.

Vlahović, V. 1970: Poroznost krša sliva Gornje Zete. – Geološki glasnik *6*, Titograd.

White, W. B. 1984: Rate processes: chemical kinetics and karst landform development. In: La Fleur, R. G. (ed.), Ground water as a geomorphic agent. – Allen and Unwin, 227–248 London.

White, W. B. 1988: Geomorphology and hydrology of karst terrains. – Oxford University Press, 464 pp., New York.

Williams, P. W. 1983: The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. Journal of Hydrology *61*, 45–67, Amsterdam.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 415–435 (1994/95), Ljubljana

Podzemeljske vode v Kamniških in Savinjskih Alpah

Underground waters in Kamnik and Savinja Alps

Dušan Novak
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Z barvanji na Veliki in Mali planini smo ugotovili, da se največji del tega območja odteka proti izviru Lučnice v Podvolovljeku, kjer je tudi manjša ribogojnica. Ob višjem vodnem stanju se podzemeljska voda z obrobja preliva tudi v Lučko Belo ali v izvire v Volovljeku.

Visokogorska planota Veža oziroma Dleskovška planota med Robanovim kotom, Podvolovljekom in povirjem Kamniške Bistrice se odteka v izvire nad Lučami, v Pečovski izvir in v izvire tik ob Savinji, pa tudi v neznane izvire v soteski pod Iglo. Višji deli zakraselega masiva se lahko ob visokem vodnem stanju odtekajo tudi v Robanov kot, Podvolovljek in proti Kamniški Bistrici.

Precej poznano je tudi povirje Kamniške Bistrice. Območje Kamniškega sedla se odteka proti izviru Savinje, območje Kokrskega sedla, Dolge njive in Kalc pa v Studence pod Mokrico.

Abstract

Dye-tracing tests in the region of the alps Velika planina and Mala planina have shown that the major part of the region drains towards the spring of the Lučnica at Podvolovljek where is also a small fish farm. As to the water level, the marginal and central parts also drain into the stream Lučka Bela or the springs at Volovljek.

Quite interesting is the high-mountain plateau Veža, a karstified territory surrounded by the valleys Robanov kot and Podvolovljek, as well as the tributary area of the stream Kamniška Bistrica. Here there is every indication of the deep run-off into the springs above Luče, the spring Pečovski izvir, the temporary springs which are close to the stream Savinja and into the unknown springs in the gorge below the rocky needle Igla. With regard to the water level, the higher parts of the massif can drain towards the valleys Robanov kot, Podvolovljek and Kamniška Bistrica.

The tributary area of the Bistrica is quite well known, too. It has been discovered that the area of the saddle Kamniško sedlo drains towards the springs of the Savinja. The territories of the saddle Kokrsko sedlo, the alps Dolge njive and Kalce drain into the spring Studenci below Mokrica.

Uvod

Vzhodni del Julijskih Alp, pravi Seidl (1907), so Kamniške ali Savinjske Alpe. Ime Kamniške Alpe, pravi isti avtor, sta uvedla v znanstveno slovstvo Hacquet in Wulfen leta 1778, leta 1875 pa je to visokogorsko skupino Frischauf poimenoval Savinjske Alpe. Kljub odporom se je to ime razširilo v nemški turistični literaturi. Seidl (1907) ima za primerno, da se uporabljata obe imeni v enaki veljavi. Melik (cf. Gregorič, 1966) je menil, da se eno ali drugo ime lahko enakovredno uporablja, saj sta obe imeni umetnega izvora.

Podzemeljske vode v Alpah so eden zadnjih pomembnih vodnih virov, primernih za oskrbo s pitno vodo. Ker je kakovost voda v Alpah prav tako že ogrožena, so bile v zadnjih letih opravljene obsežne raziskave zaledja večjih izvirov. Raziskave je izvajal Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko Geološkega zavoda Ljubljana z republiškimi in občinskimi finančnimi sredstvi.

Raziskovali smo zaledje izvirov Bistrice v Kamniški Bistrici, Pečovskega izvira pri Lučah in izvirov v Podvolovljeku. V letih od 1990 do 1994 smo opravili vrsto sledenj (tabela 1) podzemeljskih vodnih tokov, še pred tem pa smo v občinah Mozirje (Novak, 1992) in Kamnik (Novak, 1995) opravili sistematično registracijo vodnih virov in izdelali predloge za njihovo zaščito. Pri nekaterih vodnih virih, katerih zaledje je bilo obsežnejše, smo morali raziskave razširiti (Novak, 1993) (slika 1).

Analize vzorcev vode na barvila je opravil Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU iz Postojne.

V dolinah, ki se vrezujejo v Kamniške in Savinjske Alpe, so izdatni izviri, katerih večina je že zajeta za oskrbo s pitno vodo. To so dolina Kamniške Bistrice s povirjem Bistrice, Dolskim potokom, Konjskim potokom, dolina Črne, Volovljek, Podvolovljek, Robanov kot in Logarska dolina ter seveda dolina Savinje nad Lučami. Na zahodni strani pa se pod Krvavec zajeda dolina Reke.

Geološka zgradba

Geološka zgradba obravnavanega ozemlja je prikazana na Osnovni geološki karti v merilu 1:100000, listov Ljubljana in Ravne na Koroškem (Premru, 1983; Mioč et al., 1983).

Ozemlje sestavljajo različne kamnine raznih starosti (Premru, 1975). Okoli Jezerskega nahajamo devonski apnenec, na njem karbonski skrilavec in kremenov peščenjak. Vmes so vložene pole apnenca. Tu zasledimo tudi permski peščenjak. Spodnjetriasni so apnenec, lapor, laporni dolomit, peščenjak in podobno. V srednjem triasu prevladujeta dolomit in apnenec. Ploščasti apnenec, apnenec z rožencem, vulkanski pepel, keratofir, porfirit in diabaz pa so pogostnejši v južnem in vzhodnem delu Kamniških in Savinjskih Alp in v predgorju.

V zgornjem triasu so masivni in skladoviti apnenci z dolomiti. V Kamniških in Savinjskih Alpah so le manjši otoki jurskih sedimentov, in to v območju Menine, v spodnji kredi pa je bilo na tem ozemlju verjetno kopno (Premru, 1975).

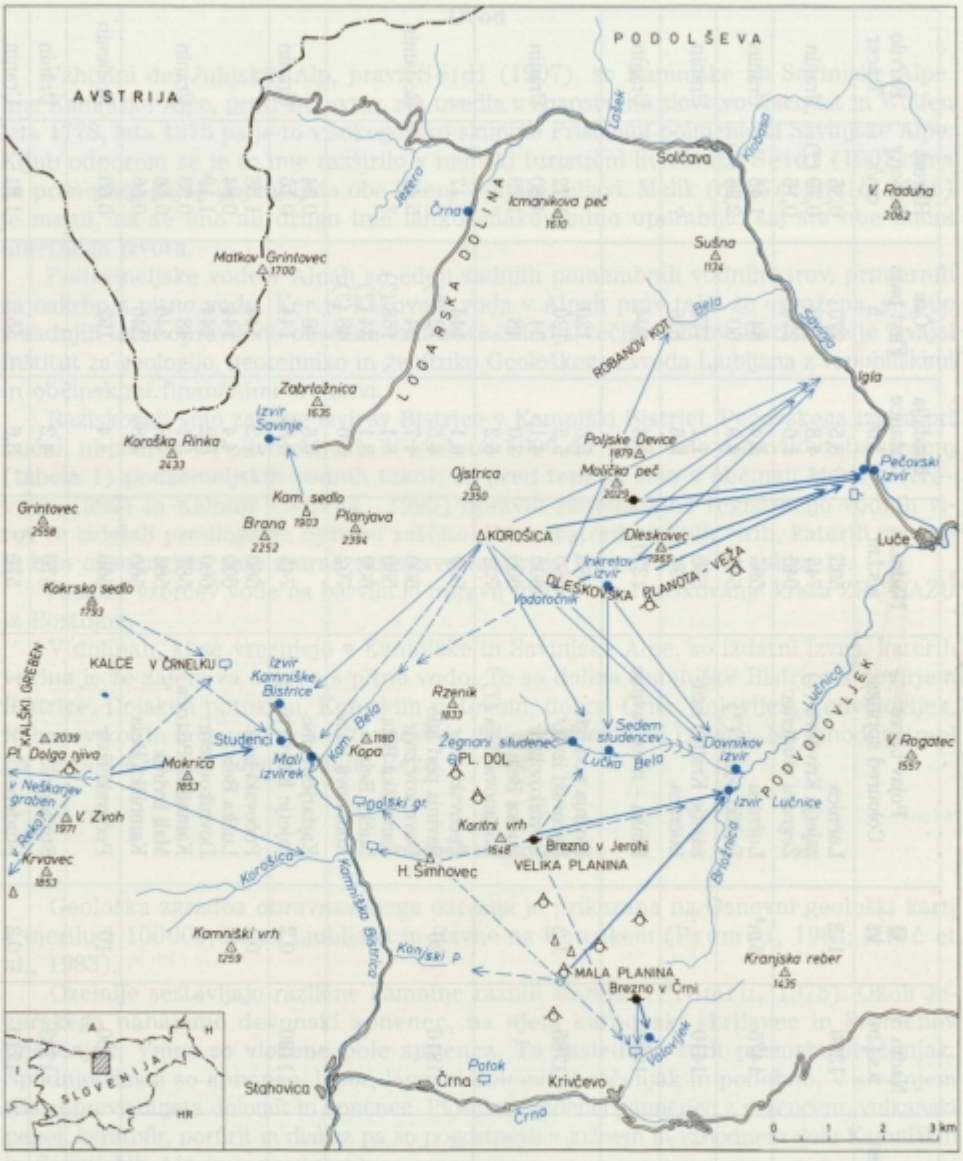
Terciarni sedimenti so se ohranili v vzhodnem delu in v predgorju Kamniških in Savinjskih Alp. Na širšem območju Smrekovca sta se v oligocenu odlagala tuf in andezitna lava, vmes so plasti laporja, peščenjaka in gline.

Kvartarne sedimente v obliki aluvialnih nanosov, moren in fluvioglacialnih naplavin dobimo v alpskih dolinah, pobočja so prekrita s pobočnimi grušči.

Tabela 1. Tabelarični pregled sledenj

Table 1. Tabular overview of tracings

Barvanje The site of colouring test	Nadm. v. a.s.l.m	Q l/s	Pojav barve Coloured springs	Nadm. v. a.s.l.m	Razdalja Distance km	Čas First pass h	Hitrost Velocity cm/s	Barvilo Tracer
Brezno v Jerohi 26. 6. 1990	1350	1–2	Lučnica zajetje Krivčevo (?) Žegnani studenec	595 745 940	3,5 4,8 1,6	270 168 270	0,36 0,79 (?) 0,16	Uranin
Mala planina 16. 10. 1991	1475	6m³	Lučnica Dolski potok (?)	595 640	4,4 4,9	84 60	1,45 2,26 (?)	Uranin
Šimnovec 6. 5. 1992	1410		zajetje Kraljev hrib Lučnica	635 595	1,1 5,6	775 815	?	Uranin
Kamniško sedlo 7. 8. 1992	1903		Rinka – izvir Savinje	1270	1,3	594		Uranin
Inkretov izvir 19. 10. 1992	1785	1,2	Savinja pod Iglo Pečovski izvir Dovnikov izvir Lučka Bela Robanova Bela (?)	580 560 600 600 702	5,6 5,3 4,15 3,0 5,2	120 120 24 48 ?	1,22 4,80 1,73 ?	Uranin
Vodotočenje– Vodotočnik 19. 10. 1992	1810	20	Pečovski izvir Savinja pod Iglo Dovnikov izvir Kamniška Bela Lučka Bela Robanova Bela	500 600 560 600 702	6,1 6,5 4,7 5,1 3,1 5,6	144 72 (?) 24 168 (?) 24 (?) 48 (?)	1,17 5,43 ?	Rodamin
Brezno v Črni 5. 9. 1993	1120	0,2	Kajžarjev Šunc zajetje Krivčevo	 745	0,6 0,86	48 144	0,34 0,16	Uranin
Korošica 21. 9. 1993		0,1	Pečovski izvir Lučka Bela Dovnikov izvir Kamniška Bistrica Mali izvirek Kamniška Bela	560 600 600 587 584 560	7,2 4,4 6,2 5,1 4,8 4,85	144 144 144 48 240 240	1,38 0,84 1,19 0,33 0,56 0,56	Uranin
Splet Molička peč 23. 9. 1993	1760	10	Pečovski izvir	560	4,4	192	0,63	Rodamin
Kokrsko sedlo	1793		Studenci	570	4,2			Uranin
Dolga njiva 16. 6. 1994	1710	0,3	Studenci Korošica V Črnelku Kamniška Bistrica Neškarjev potok	570 680 587	3,6 4,6 3,0 3,7 3,6	55 45 45 84 (?) 45	1,81 2,80 1,81 1,2 1,8	Uranin



Sl. 1. Hidrografska skica Kamniških in Savinjskih Alp
1 Pomembnejši izvir ali zajetje; *2* Požiralnik; *3* Brezno; *4* Planina; *5* Planinska koča; *6* Ugotovljene podzemeljske zveze, višje, nižje koncentracije; *7* Verjetne (možne) podzemeljske zveze

Fig. 1. Hydrographic sketch of the Kamnik and Savinja Alps
1 Important spring or water capture; *2* Swallow hole, sink hole; *3* Pothole, abyss; *4* Alp; *5* Mountain hut; *6* Established underground connections, higher, lower concentrations; *7* Probable (possible) underground connections

Orogenetska dejavnost je bila zelo aktivna v oligocenu in zgornjem eocenu. V oligocenu je bila prisotna tudi vulkanska dejavnost. Sledili so prelamljanje, pa uravnavanje ozemlja in gubanje ter diferencirano dvigovanje posameznih blokov.

Zaradi pritiskov od severa se je ozemlje močno nagubalo, nastale so poševne in polegle gube, ki so se pretrgale in narinile proti jugu na predgorje. V pliocenu so sledili erozija, izravnavanje in zakraševanje.

Močnejši prelomi so ozemlje še razkosali, ob njih so se grude dvigale, medtem ko je bilo močnejše ugrezanje na vzhodu (Gregorič, 1966). V tem času je nastala tudi prekinitev med Julijskimi in Kamniškimi ali Savinjskimi Alpami. Ugrezati se je pričela Ljubljanska kotlina.

Na območju Kamniških in Savinjskih Alp, med Kokro in Savinjo, se je »savinjski nariv« narival proti jugu na Tunjiško gričevje in na Posavske gube, to je na Selško cono (območje Črne, Gozda). Le-ta leži na smrekovški sinklinali (Premru, 1975, 1983).

Območje Velike planine je v južnem delu zgrajeno iz aniziČnega apnenca in dolomita, na katerih leži laporast apnenec. Blok je prerezan po sredini s prelomom, ki je usmerjen od vzhoda proti zahodu. Severni del je zgrajen iz zgornjetriasnega apnenca z vložki dolomita.

V podnožju Konja in Lučke kope je Seidl (1907) opazoval srednjetriasni apnenec, ki ga je slediti proti zgornjemu delu Lučke Bele tja do Žegnanega studenca.

Na Veži, eni od planot na severovzhodnem delu, nahajamo zgornjetriasni apnenec z dolomitom, vmes pa so čoki spodnjetriasnih kamnin. Pri Lučah ležita triasni apnenec in dolomit ob oligocenskih kamninah; le-te predstavljajo bočno zaporo za podzemeljske vode, ki odtekajo z Veže. Zgornjetriasni apnenec leži na anizijskem dolomitu, plastovitem apnencu in laporju pri Rjavčevi zijalki in ob Savinji. Tudi dolomit na južnem pobočju Robanovega kota, ki leži pod apnencem, je bočna zapora za odtekanje podzemeljske vode.

Mimo Poljskih devic in Korošice poteka prelom, ob njem pa izdanja ozek pas temnosivega srednjetriasnega apnenca s polami tufa. Ta pas predstavlja vsaj površinsko bariero. Prelom, ki je zelo izrazit, poteka mimo Zeleniških špic v Repov kot in proti Kokrskem sedlu.

Tudi na dnu Logarske doline in na njenem severozahodnem pobočju nahajamo srednjetriasne, slabo prepustne kamnine, ploščasti apnenec in dolomit, ki vsi segajo v pasu od izvira Savinje proti severovzhodu. V dolini so prekrite z meliščem, naplavinami in morenami. Severneje, pri izviru Črne, izpod fluvioglacialnih sedimentov in na vzhodnem pobočju doline, izdanjajo spodnjetriasni lapor, peščeni skrilavec in ploščasti apnenec.

Značilen je prelom preko Kamniškega sedla, ki je usmerjen od severa proti jugu. Ob njem na južnem pobočju izdanjajo spodnjetriasne skrilave kamnine.

V vzhodnih pobočjih doline Kokre nahajamo keratofirski tuf in spodnjetriasni ploščasti apnenec vse do pod Kokrskega sedla in Kalškega grebena. V strukturi je videti, da je tu apnenec zgornjih delov triasa narinjen proti jugu in zahodu, stik pa je prekrit z melišči in pobočnim gruščem.

Izrazitejši prelomi v smeri vzhod-zahod in severovzhod-jugozahod potekajo še ob južnem pobočju Mokrice in dalje preko Presedljaja, s Kokrskega sedla mimo Konca in zahodno od Brane, prelomna cona poteka po dolini Črne v Zadrečko dolino in proti zahodu mimo Sv. Ambroža v Savsko dolino in prelom, ki poteka s Presedljaja v Lučko Belo.

Od juga proti severu pa je usmerjen niz vzporednih prelomov po dolini Kamniške Bistrice.

Sledenja podzemeljskih vodnih tokov na Veliki in Mali planini

Barvanje v Breznu v Jerohi 26. 5. 1990

V tem času je dežemerska postaja v Kamniški Bistrici pokazala v juniju 369mm, v juliju pa 289mm padavin. Več padavin je bilo 4., 7., 11. in 24. julija. Dne 7. 7. imamo ob 6. uri prve znake jasnega, s prostim očesom vidnega obarvanja na izviru Lučnice. Nezanesljive znake obarvanja opazujemo v kontrolnih vzorcih v Žegnanem studencu in v Sedmih studencih že 5. in 7. 7., dan kasneje pa tudi v Lučki Beli. Fluorescenco v vzorcih 3. 7. in 6. 7. v zajetju za Krivčevo pa pripisujemo vplivu padavin med 2. in 6. julijem.

Barvanje na Mali planini 16. 10. 1991

Barvali smo v požiralniku, kamor odteka odvečna voda iz kala pod Črnuško planinsko kočo. V požiralniku je tudi priročno odlagališče vseh vrst odpadkov, kar ekološke ozaveščenosti prebivalcev in počitnikarjev ne prikazuje v prav lepi luči.

Dežemerska postaja v Kamniški Bistrici je za september 1991 izkazala 104mm, za oktober pa 218mm padavin. Več dežja je padlo 9., 22. in 19. 10.

Že 20. oktobra se je pojavilo jasno, s prostim očesom vidno obarvanje na izviru Lučnice in je trajalo nekaj dni. Kasneje smo v nekaj vzorcih zasledili nezanesljivo fluorescenco tudi še v Konjski, Šuncu, v zajetju za Krivčevo in celo v Dolskem potoku. Vse te znake lahko pripisujemo lokalnemu onesnaženju po večjih padavinah.

Barvanje v hotelu Šimnovec 6. 5. 1992

Barvali smo z uraninom, ki smo ga izlili v greznico. Po barvanju smo opazovali le skromne padavine.

Dvajset dni po barvanju se je pojavil zelo obarvan vzorec na zajetju za Kraljev hrib, po enajstih dneh pa smo dobili obarvan vzorec na izviru Lučnice.

Žal v tem času skoz greznico ni bilo večjega, stalnega pretoka.

Barvanje v Suških pečeh 5. 9. 1993

Barvali smo v breznu, ki ga nekateri imenujejo tudi Brezno v Črni. Vhod v brezno je v nadmorski višini okoli 1180m, pri 60m globine pa je v breznu vodni curek, ki smo ga obarvali s pomočjo jamarjev Kamniškega jamarskega kluba. V vodni tok so izlili 5kg raztopljenega uranina, ki se je v dveh dneh pojavil visoko koncentriran v izviru Kajžarski Šunc, ki ga uporabljata za oskrbo s pitno vodo dve hiši v Krivčevem oziroma v Šuncah. Mnogo nižje koncentracije smo zasledili v zajetju pod Vranščico, imenovanem tudi Jankov Šunc, ki napaja lokalni vodovod za Krivčevo in naselja tja do Žage v dolini Črne.

Sledenja podzemeljskih vodnih tokov na Veži

Barvanje pri Inkretovem izviru 19. 10. 1992

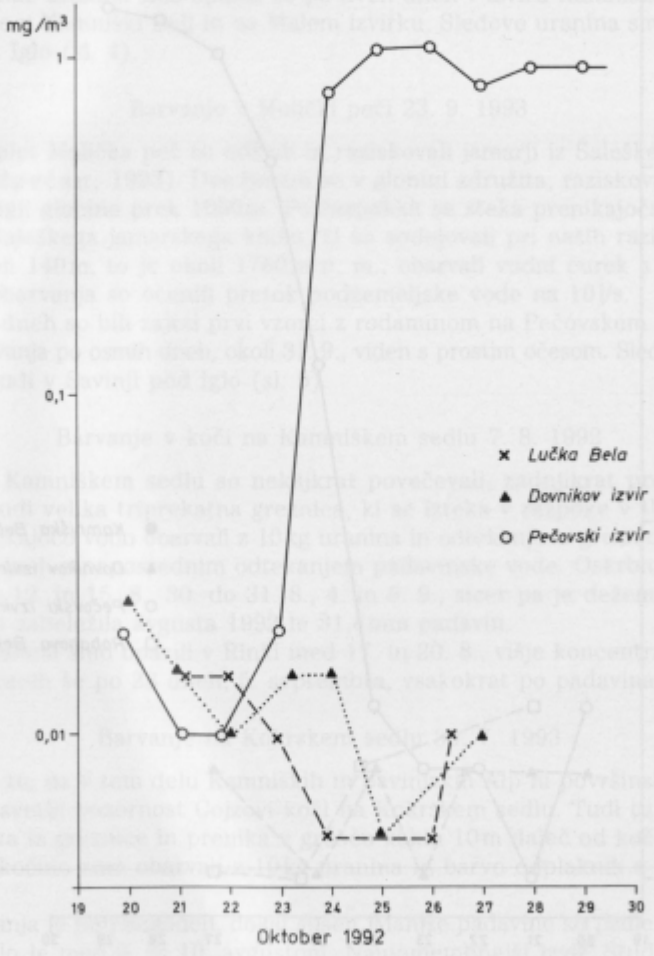
Inkretov izvir v nadmorski višini 1785m je v korito zajeta voda, ki se sceja iz razpok in nekaj metrov niže v grušču ponikne. Dne 19. 10. 1992 je tod steklo od 1,2 do 1,5 litra vode/s. Potok smo obarvali z 10kg uranina.

Že po dveh dneh smo zasledili jasno obarvanje v Pečovskem izviru in v Savinji pod Iglo. Nižje koncentracije so bile zapažene tudi v Lučki Beli in v Dovnikovem izviru (sl. 2).

Barvanje na Vodotočniku (Vodotočenje) 19. 10. 1992

Jezerce v kotlinici Vodotočnik se je napajalo iz izvirov na severozahodni strani doline, v požiralnik na severovzhodnem obrobju pa je odtekalo okoli 20l/s vode. Tu smo obarvali vodo z 10kg rodamina.

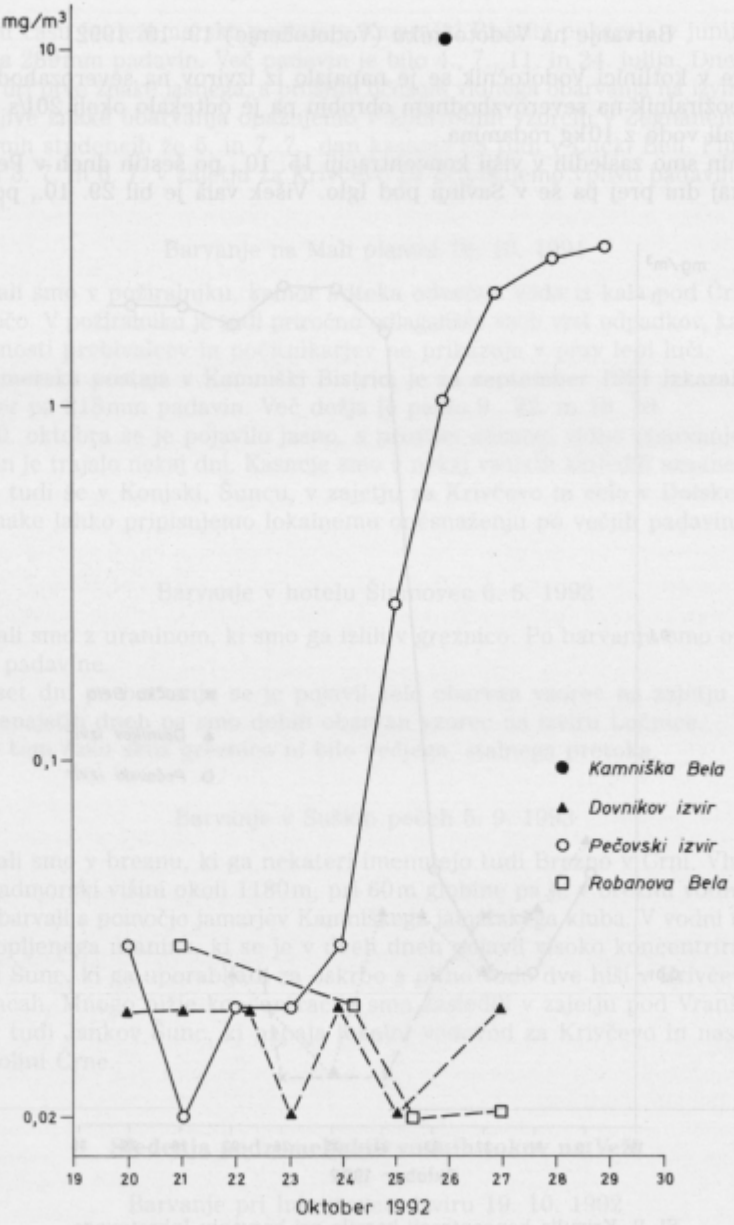
Rodamin smo zasledili v višji koncentraciji 15. 10., po šestih dneh v Pečovskem izviru, nekaj dni prej pa še v Savinji pod Iglo. Višek vala je bil 29. 10., po desetih



Sl. 2. Krivulja koncentracij barvila pri barvanju Inkretovega izvira

Fig. 2. Tracing test of Inkretov izvir. Curved line of dye concentrations

dneh. Sledi rodamina smo zasledili v Dovnikovem izviru in v Robanovi Beli. Le en sam, z rodaminom obarvan vzorec je bil zajet v Kamniški Beli (sl. 3).



Sl. 3. Krivulja koncentracij barvila pri barvanju na Vodotočniku

Fig. 3. Curved line of dye concentrations for the tracing test of the alp Vodotočnik

Barvanje na Korošici 21. 9. 1993

Planina Korošica je v kotlinici južno pod Ojstrico in na severozahodnem robu Veže–Dleskovške planote. Od juga oziroma na južnem robu kotlinice priteka po razpokah voda v manjši izvir, ki je sedaj zajet za napajalno korito in za potrebe bližnje planinske koče. Vodni tok že po nekaj metrih ponikne v gruščnata tla. Med obarvanjem je bil ocenjen pretok na 0,1 l/s. Obarvali smo ga z 10 kg uranina.

Padavinske razmere so bile za barvanje ugodne. V juliju in avgustu je padlo v Solčavi po 130 oziroma 138 mm dežja. Tudi nekaj dni po barvanju je bilo deževnih.

S prostim očesom vidno obarvanje je bilo opaziti po šestih do sedmih dneh, 26. in 27. 9., na Pečovskem izviru, na Dovnikovem izviru in v spodnjem delu Lučke Bele. Zanesljive znake uranina smo opazili že po dveh dneh v izviru Kamniške Bistrice, po 10 dneh pa še v Kamniški Beli in na Malem izvirku. Sledove uranina smo zasledili še v Savinji pod Iglo (sl. 4).

Barvanje v Molički peči 23. 9. 1993

Jamski splet Molička peč so odkrili in raziskovali jamarji iz Šaleške doline (Hostnik & Podpečan, 1993). Dve brezni se v globini združita, raziskovalci pa upajo, da bodo dosegli globine prek 1000 m. Po razpokah se steka prenikajoča voda.

Jamarji Šaleškega jamarskega kluba, ki so sodelovali pri naših raziskovanjih, so v globini okoli 140 m, to je okoli 1760 m n. m., obarvali vodni curek s 5 kg rodamina. Na dan obarvanja so ocenili pretok podzemeljske vode na 10 l/s.

Po petih dneh so bili zajeti prvi vzorci z rodaminom na Pečovskem izviru, kjer je bil višek obarvanja po osmih dneh, okoli 31. 9., viden s prostim očesom. Sledove rodamina smo opazili tudi v Savinji pod Iglo (sl. 5).

Barvanje v koči na Kamniškem sedlu 7. 8. 1992

Kočo na Kamniškem sedlu so nekajkrat povečevali, zadnjikrat pred nekaj leti. Zgrajena je tudi velika triprekatna greznica, ki se izteka v razpoke v tleh. Dne 7. 8. 1992 smo iztekajočo vodo obarvali z 10 kg uranina in odtekanje iz greznice pospeševali v naslednjih dneh z neposrednim odtekanjem padavinske vode. Oskrbnik koče je zabeležil nalive 12. in 15. 8., 30. do 31. 8., 4. in 5. 9., sicer pa je dežemerska postaja na Jezerskem zabeležila avgusta 1992 le 31,4 mm padavin.

Znake uranina smo opazili v Rinki med 17. in 20. 8., višje koncentracije pa so se pojavile v vzorcih še po 28 dneh, 5. septembra, vsakokrat po padavinah.

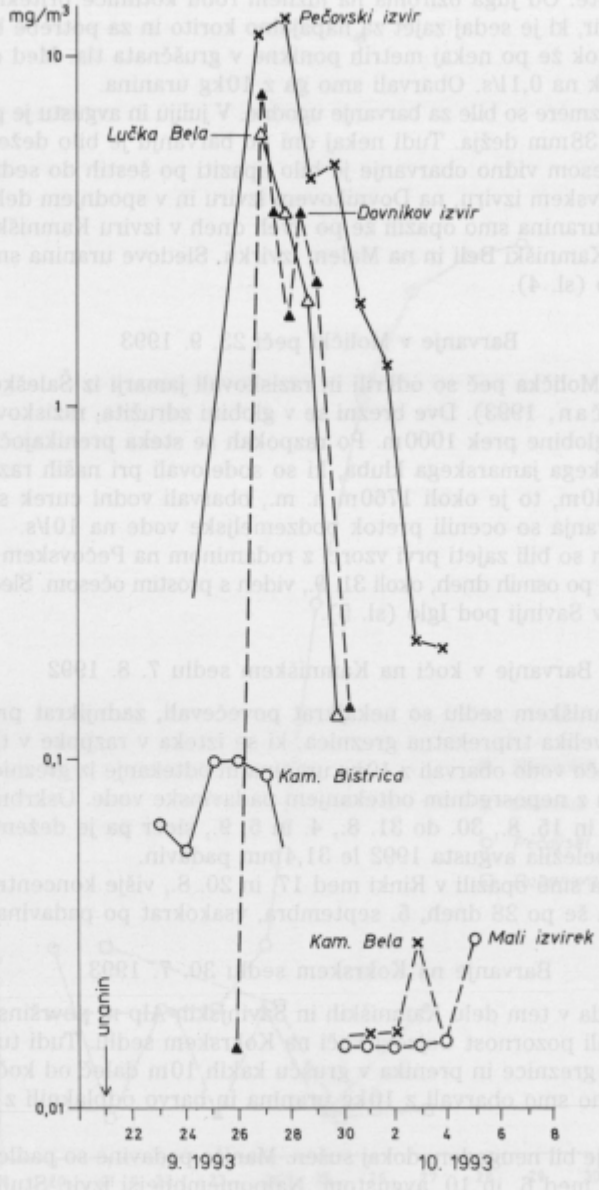
Barvanje na Kokrskem sedlu 30. 7. 1993

Gleda na to, da v tem delu Kamniških in Savinjskih Alp ni površinskega vodnega toka, smo posvetili pozornost Cojzovi koči na Kokrskem sedlu. Tudi tu smo obarvali vodo, ki izteka iz greznice in prenika v grušču kakih 10 m daleč od koče. Iz greznice iztekajočo tekočino smo obarvali z 10 kg uranina in barvo odplaknili z vso preostalo tekočino.

Čas barvanja je bil neugoden, dokaj sušen. Manjše padavine so padle ponoči, večje deževje je bilo le med 6. in 10. avgustom. Najpomembnejši izvir, Studenci pod Mokrico, so 8. 8. presušili in se po padavinah 10. 8. znova pojavili le za krajši čas.

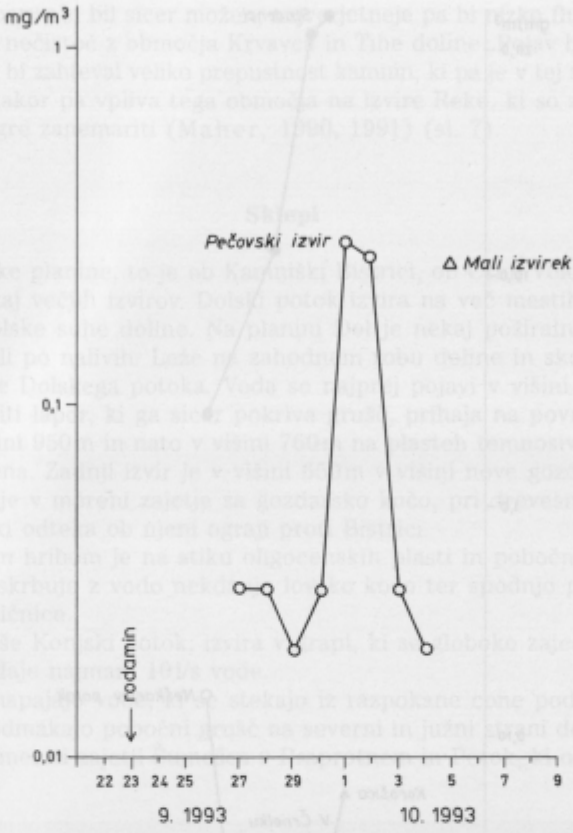
Sled barve smo opazili le v enem vzorcu v Studencih in kasneje v dveh vzorcih izvira v Črnelku.

Zaradi nezanesljivih podatkov bi morali to barvanje ponoviti.



Sl. 4. Krivulja koncentracij uranina pri barvanju na Koroščici

Fig. 4. Curved line of the dye concentrations for the tracing test of the alp Koroščica



Sl. 5. Krivulja koncentracij rodamina pri barvanju v Moličkem jamskem spletu

Fig. 5. Curved line of the rodamine dye concentration of tracing test in the cave system in Mt. Molička peč

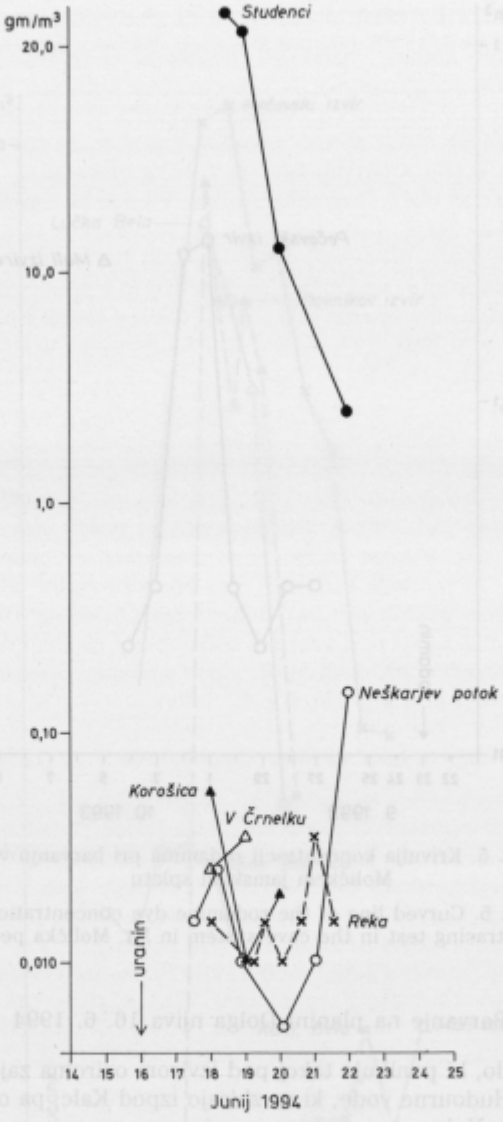
Barvanje na planini Dolga njiva 16. 6. 1994

Obarvali smo vodo, ki ponikuje takoj pod izvirom oziroma zajetjem v jugovzhodnem delu kotlinice. Hudourne vode, ki se zbirajo izpod Kalc, pa odtekajo površinsko proti zahodu v dolino Kokre.

Potok smo obarvali s 5 kg uranina. Že dobra dva dni kasneje se je pojavila obarvana voda, vidna s prostim očesom, v izviru Studenci in je obarvana tekla še kak dan. Manj je bila obarvana voda stranskih dotokov in izvirov, npr. izvira pri plazu, nekaj deset metrov nad glavnim izvirom.

Obarvane vzorce smo zasledili ob istem času, 18. do 20. 6., v vodi potoka Korošica, kar pomeni, da ta potok napajajo dotoki izpod Mokrice. V dnu doline je znanih le nekaj manjših izvirov (sl. 6). Dokaj zanesljivo obarvana je bila tudi voda zajetja v Črnelki.

Že 17. junija so se pojavili znaki barve v vodi Neškarjevega potoka (Pomejski potok) ob Kokri. Koncentracija je po dveh dneh upadla zaradi padavin, nato pa znova nara-



Sl. 6. Krivulja koncentracij pri barvanju na planini Dolga njiva

Fig. 6. Dye concentrations at tracing test in the alp Dolga njiva

sla. Tu je bilo barvo tudi pričakovati, saj v to smer odteka površinska voda z Dolge njive, ki se pripovršinsko pretaka tudi skozi gruščˇ. Potok Mlinščica pa ni bil obarvan.

Vzorce vode smo zajemali tudi pri spodnji postaji žičnice na Krvavec, v potoku Reki. Tu so se pojavili znaki fluorescence že 17. junija in smo jih opazovali vse do

21. junija. Pojav barve bi bil sicer možen, najverjetneje pa bi nizko fluorescenco lahko pripisali spiranju nečistoč z območja Krvavca in Tihe doline. Pojav barvila na najbolj oddaljenem izviru bi zahteval veliko prepustnost kamnin, ki pa je v tej smeri ne moremo pričakovati. Vsekakor pa vpliva tega območja na izvire Reke, ki so zajeti za domžalski vodovod, ne gre zanemariti (Maher, 1990, 1991) (sl. 7).

Sklepi

Ob robu Velike planine, to je ob Kamniški Bistrici, ob Črni, Volovljeku in v Podvolovljeku je nekaj večjih izvirov. Dolski potok izvira na več mestih ob prelomu, ki poteka vzdolž dolske suhe doline. Na planini Dol je nekaj požiralnikov, ki odvajajo vodo po odjugi ali po nalivih. Leže na zahodnem robu doline in skorajda ni dvoma, da napajajo izvire Dolskega potoka. Voda se najprej pojavi v višini 1120m pod Dolom, kjer plastoviti lapor, ki ga sicer pokriva grušč, prihaja na površje. Ponovno se voda pojavi v višini 950m in nato v višini 760m na plasteh temnosivega skrilavca, ki ga prekriva morena. Zadnji izvir je v višini 650m v višini nove gozdne ceste.

Nad Kopišči je v moreni zajetje za gozdarsko kočo, pri drevesnici pa, že v ravnem delu, izvir, ki odteka ob njeni ograji proti Bistrici.

Nad Kraljevim hribom je na stiku oligocenskih plasti in pobočnega grušča zajet manjši izvir, ki oskrbuje z vodo nekdanjo lovsko kočo ter spodnjo postajo in obrate velikoplaninske žičnice.

Izdatnejši je še Konjski potok; izvira v grapi, ki se globoko zajeda pod Poljanski rob. Več izvirov daje najmanj 10l/s vode.

Potok Črno napajajo vode, ki se stekajo iz razpokane cone pod južnimi pobočji Male planine in odmakajo pobočni grušč na severni in južni strani doline. Na severni strani doline je omeniti zajetji Šumešca v Praprotnem in Potok, ki oskrbujeta z vodo naselje Črna.

Sl. 7. Planina Dolga njiva. Foto D. Novak
Fig. 7. The alp Dolga njiva

Ob Volovljeku so izdatnejši izviri v območju pod Pečmi (1236). Nad Krivčevim sta Jankov in Kajžarski Šunc. Pojavljata se na stiku dolomita in oligocenskega peščenega laporja. Jankov Šunc je deloma zajet, sicer pa je to široko izvirno območje z množico posameznih zajetij. Največje daje okoli 20 l/s vode in oskrbuje Krivčevo, Smrečje in vasi tja do Žage. Potok Volovljek napajajo še vode, ki pritekajo iz neprepustnih magmatskih in metamorfnih kamnin izpod Plešivca.

Območje Velike planine proti Podvolovljeku zapirajo pretežno terciarne plasti. Lučnica je med največjimi izviri. Voda se pojavlja iz razpok, ki so prekrite s pobočnim gruščem. Nedaleč je grapa Lučke Bele. Le-ta izvira v Žegnanem studencu in nižje ležečih Sedmih studencih. Potok nekajkrat ponikne v grušču in razpokah ter se nazadnje pokaže na površje ob izteku tesne in slikovite grape v podvoloveljsko dolino. Tu je še obsežno izvirno območje Dovnikovega izvira. Kazalo bi ugotavljati delež Bele v vodah Dovnikovega izvira, kjer se pojavlja najmanj 100 l/s vode.

Glavni odvodnik podzemeljske vode Velike in Male planine je torej izvir Lučnice v Podvolovljeku. Podzemeljska voda območja Tihe doline se ob dolomitu, ki poteka od te doline preko Ušivca na vzhod, pretaka proti Lučnici. V to smer se odmaka tudi območje Zelenega roba, ki ga od zahoda omejuje dolomit Purmana in območja Pri križih. Najožje območje okoli hotela Šimnovec, sodimo, odteka preko terciarne bariere proti zahodu v dolino Kamniške Bistrice, kaže pa, da je možno tudi globinsko odtekanje po apnencu proti vzhodu. Le najvišji zakraseli deli obrobja se odtekajo proti Kamniški Bistrici, Dolskemu potoku in Lučki Beli.

Ozemlje južneje od Male planine je zgrajeno iz dolomita, ki leži pod črnim ploščastim apnencem. Ta svet se odceja proti Konjskemu potoku in izvirom ob Črni. Proti izvirom nad Krivčevim se odmakajo posamezni bloki karbonatnih kamnin, ki leže na skrilavih ali laporastih kamninah.

V območju Velike in Male planine štejemo med nevarne onesnaževalce predvsem odlagališča odpadkov. Podjetje OIKOS je leta 1993 s pomočjo šolske mladine zabeležilo več deset takih smetišč, kot je npr. pod Črnuško kočo.

Drug način onesnaževanja podzemeljske vode so greznice pri posameznih gostinskih objektih oziroma praviloma enoprekatne greznice pri počitniških hišicah; le-teh je okoli 200. Kanalizacijo in čistilno napravo je nerealno pričakovati, zakraselo podzemlje pa nima samočistilnih sposobnosti!

Z možnostjo dostopa avtomobilov in motornega prometa na Veliko planino se povečuje možnost odlaganja odpadkov, onesnaževanja z naftnimi derivati in vsem, kar prinaša s seboj ta promet. Nevarno je tudi prekomerno gnojenje pašnikov z mineralnimi gnojili.

Glede na to sklepam, da so ogroženi izvir Lučnice in gojitvena ribogojnica ter niz zajetij in izvirov v dolinah. Dosedanje nesistematične bakteriološke in kemične analize še ne kažejo večjega onesnaževanja, vendar nekatere komponente, ki so bile občasno povečane, že opozarjajo na to.

Veža

Veža ali Dleskovška planota je večja visoka planota v vzhodnem delu Savinjskih Alp. Zelo je razpokana in zakrasela. Na severu sega do Robanovega kota, kjer izvira potok Bela, na jugu in jugovzhodu sta Podvolovljek in grapa Lučke Bele, kjer prihaja na površje tudi Dovnikov izvir. Na severovzhodni in severni strani je dolina Savinje, kjer nad Lučami izvira tik ob strugi Pečovski izvir (sl. 8). Nekaj višje nad njim so njegovi

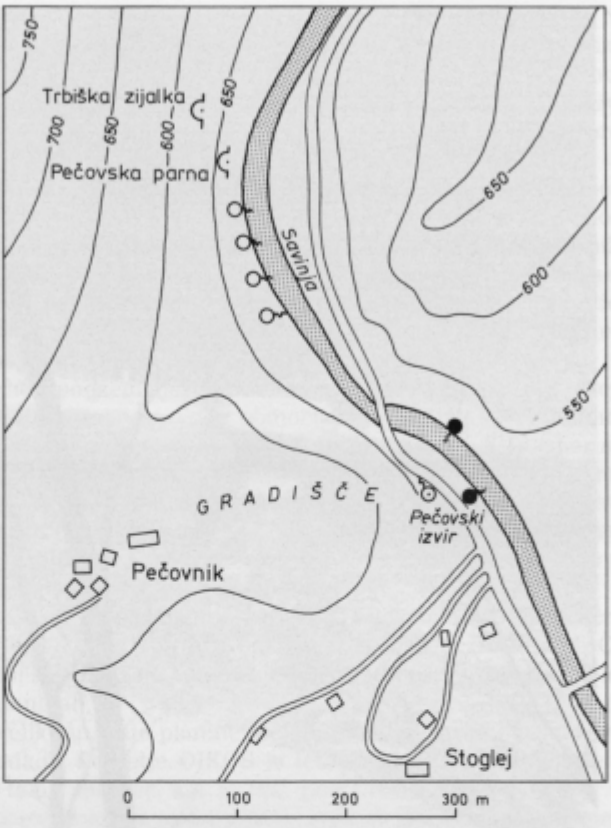
Sl. 8. Pečovski izvir nad Lučami. Foto D. Novak
Fig. 8. The spring Pečovski izvir near Luče

visokovodni izviri, v nizu tja do Trbiške zijalke (sl. 9). Na tem območju smo opravili v dveh zaporednih letih štiri sledenja.

Pečovski izvir in območje Savinje pri Igli sta glavni odvodnik podzemeljskih voda z Veže. Glede na vodno stanje in padavine pa se podzemeljska voda iz bolj zakraselih višjih con občasno preliva še proti Bistrici in Podvolovljeku. Te podzemeljske poti kraške vode se združujejo šele v globljih delih (sl. 10 in 11).

K padavinskemu zaledju Pečovskega izvira sodi torej vse ozemlje do Korošice. Zaledje zajetja nad Stoglejem, le-to oskrbuje s pitno vodo naselje Luče, pa se napaja iz višjih con in iz obsežnih melišč.

Zaledje Lučke Bele in Dovnikovega izvira je v obrobnih delih Veže, vendar pa v podrobnostih lahko pokaže razvodnico le natančna geološka karta tektonsko zelo razgibanega ozemlja in njegovih razpokanih con. To območje postaja zanimivo zaradi bodoče oskrbe s pitno vodo Luč in okolice.



Sl. 9. Območje Pečovskega izvira nad Lučami

Fig. 9. The area of the spring Pečovski izvir near Luče

Zaledje povirja Kamniške Bistrice

V zajezenem tolmunu izvira Kamniške Bistrice opazimo pritekanje vode iz več smeri. Največ vode, kaže, priteka iz razpok v apnencu od vzhoda. Voda priteka tudi skozi grušč od severa in severozahoda (sl. 12). Tu je tudi črpalka, ki z vodo oskrbuje Dom v Kamniški Bistrici.

Na sotočju večji del suhega hudournika in reke, ki priteka iz izvira, sta dva vodnjaka, ki zajemata vodo za potrebe lovskega dvorca in lovske koče. Dvorec je imel včasih zajetje više v Črnelku. To vodo sedaj uporablja gostišče pri lovski koči. Zajetje pa je že na debelo zasuto z gruščem in naplavinami.

Nekaj sto metrov nižje ob cesti proti Kamniku je pod cesto Mali izvirek, kjer voda prav tako priteka na površje v več rojah iz morenskega grušča. Ta pokriva kamnino v vznožju pobočja prav tja do Bistrice, ki se kmalu zatem zaje v sotesko Predoselj. Po opazovanjih je vodna količina tega izvira dokaj stalna.

Na nasprotnem, desnem bregu Kamniške Bistrice, pod Mokrico, je niz izvirov, imenovan Studenci. Omembe vredna sta le dva, najnižja, kjer voda priteka iz razpok,

Sl. 10. Dovnikov izvir ob visoki vodi
Fig. 10. The spring Dovnikov izvir at high water

Sl. 11. Dovnikov izvir v Podvolovljeku ob srednji vodi. Foto D. Novak
Fig. 11. The spring Dovnikov izvir at Podvolovljek at medium water

ki jih pokriva pobočni grušč. Gladina vode zelo niha v odvisnosti od padavin. V sušnih poletjih zadnjih let sta celo presušila. Zaledje teh izvirov je, kot kažejo tudi izotopske raziskave (Novak & Urbanc, 1994), v Kalškem grebenu do planine Dolga njiva, na srednji nadmorski višini okoli 1800m. Tik ob strugi Kamniške Bistrice se nad

Sl. 12. Izvir Kamniške Bistrice. Foto D. Novak
Fig. 12. The spring of the Kamniška Bistrica

Studenci pokažejo peščene in močno zdrobljene kamnine, pod Predosljem pa teraso Brsnikov gradijo oligocenski sedimenti. Bržkone le-ti predstavljajo zaporo in erozijsko osnovo tudi za vode z Mokrice.

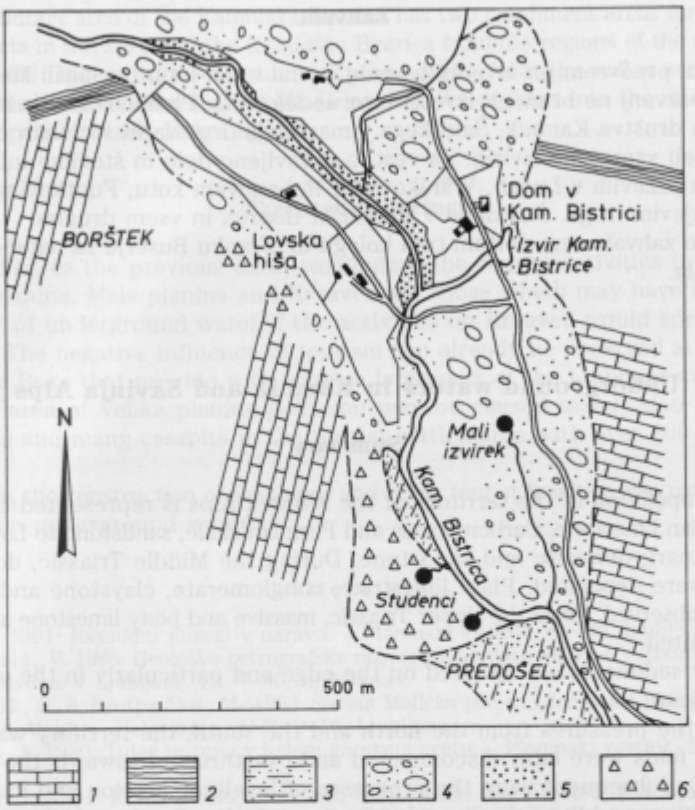
Bakteriološka slika vode izvira Kamniške Bistrice je spremenljiva, čeprav je bila večina nesistematično vzetih vzorcev doslej ustrezna. Glede na dosedanja barvanja in na podatke o izotopski sestavi vode sklepamo, da je zaledje izvira v nadmorski višini okoli 2000 m, v osrednjem hrbtu Kamniško–Savinjskih Alp, med Grintovcem in Planjavo, v območju Kamniškega Dedca, Staničevega vrha, Ruševe glave in bržkone tudi v fluvioglacialnem grušču v Koncu; seveda tudi v območju Korošice, kjer opazujemo za alpske in predalpske planote značilno raztekanje podzemeljskih voda v različna porečja.

Od vzhoda proti zahodu potekajoči prelom – ob katerem se na Korošici pokažejo na površju manj prepustne kamnine – ki poteka zatem proti Kokrskem sedlu, je bržkone le lokalna bariera.

Lokalne razmere usmerjajo podzemeljsko vodo s Kamniškega sedla proti izviru Savinje. Pod Kalško goro je ob prelomu znova prišla na površje manjša krpa laporja, že v pobočju, ki visi proti dolini Kokre. Pobočja doline Kokre so na strani Kalškega grebena prekrita z melišči; le-ta zakrivajo stik z manj prepustnimi kamninami, ki segajo tu in tam visoko pod prepadne stene.

V dolini Kamniške Bistrice so pobočja in dno doline prekrita z ledeniškimi nanosi in melišči. Tudi iz njih se del vode steka proti izviru Kamniške Bistrice (sl. 13).

Od kod priteka voda v Mali izvirek, še ni povsem jasno. Možno je, da del vode iz tolmuna Kamniške Bistrice skozi moreno in grušč odteka proti Malemu izvirku. Na to kaže tudi izotopska sestava kisika v vodi (Novak & Urbanc, 1994). Podzemeljsko pretakanje pa lahko usmerjajo neprepustne kamnine ali manj prepustne meljaste cone v podlagi. Kasnejši pojav uranina in sledovi barvila v vodi Kamniške Bele lahko nakazujejo zaledje tudi v območju Korošice.



Sl. 13. Lega izvirov Kamniške Bistrice
1 Apnenec in dolomitizirani apnenec (trias); *2* Skrilavi glinovec in lapor (trias); *3* Lapor (terciar-oligocen); *4* Ledeniška morena; *5* Prod in grušč; *6* Pobočni grušč

Fig. 13. Sketch map of the springs of Kamniška Bistrica
1 Limestone and dolomitic limestone (Triassic); *2* Shale, marl (Triassic); *3* Marl (Tertiary–Oligocene); *4* Moraine; *5* Gravel and rubble; *6* Scree

Na kakovost podzemeljske vode lahko po dosedanjih podatkih vpliva predvsem turistična dejavnost v območju Krvavca, če bi se le-ta širila proti severu. Tudi širitev dejavnosti na Korošici brez upoštevanja čiščenja odplak bi lahko vplivala negativno. Pri tem je treba upoštevati poslabšano kakovost voda izvirov Kamniške Bistrice, kar posredno lahko vpliva tudi na poslabšanje vode v vodarni Iverje.

Negativne vplive s Krvavca opazujemo že sedaj na zajetjih izvirov Reke, odkoder se oskrbuje z vodo velik del ljubljanske okolice. Krvavcu grozijo nova cesta in snežni topovi, velika poraba vode, dodatne gradnje in drugi veliki posegi v prostor, ki se nikdar več ne bodo »zarasli«. S tem je ogrožen tudi letni turizem, da o vodi ne govorimo...

Zahvala

Pri delu, predvsem pri izvedbi barvanj, so mi v teh letih pomagali številni kolegi. Prav tako barvanj ne bi mogli izvesti brez sodelovanja Planinskega društva Kamnik, Jamarskega društva Kamnik, Šaleškega jamarskega društva in številnih opazovalcev, ki so zajemali vzorce na izvirih. Za vestno opravljeno delo in številne informacije se zahvaljujem Ježevim v Lučah, Vršnikovim v Robanovem kotu, Funtkovim v Podvolovljeku, Jerajevim in ge. Štritofovi v Kamniški Bistrici in vsem drugim.

Posebno zahvalo sem dolžam tudi kolegu dr. Stanku Buserju za natančen pregled tega besedila.

Underground waters in Kamnik and Savinja Alps

Summary

The composition of the territory of the Kamnik Alps is represented by the rocks from Devonian limestone, Carboniferous and Permian shale, sandstone to Lower Triassic limestone, marl, dolomite and sandstone. During the Middle Triassic, dolomite and limestone were deposited. Platy limestone, conglomerate, claystone and keratophir can also be observed. From the Upper Triassic, massive and platy limestone and dolomite are represented.

Tertiary sediments are situated on the edge and particularly in the eastern part of the territory.

Due to the pressures from the north and the south, the territory was intensely folded. The folds were later disconnected and overthrusted towards the south onto the foothills. Subsequent were the processes of levelling, erosion and karstification. The territory was additionaly dissected by some faults. On the edge and in the valleys, which are cut into the central part of the Kamnik and Savinja Alps, there are abundant springs, some of them already captured for drinking-water supply. These are the valleys of Kamniška Bistrica, Črna, Volovljek, Podvolovljek and the valley of the Savinja and its tributaries. Beside the central ridge of the Kamnik and Savinja Alps, there are two large karst territories of Velika planina and Veža.

The main collector of underground-water drainage from the alps Velika planina and Mala planina is the spring of the Lučnica at Podvolovljek. It is believed that the narrowest part of the area around hotel Šimnovec is drained over a barrier towards the west, but as it seems depth drainage towards the east is also possible. Only the highest karstified parts of the edge are drained into the Kamniška Bistrica. Underground water from the Mala planina, which is fed as it is usual by the infiltration of precipitations, flows along the less permeable black limestone towards the north and north-east into the stream Lučnica. The edge of Velika planina and its part, Mala planina, is drained towards the streams Dolski potok and Lučka Bela, and into the valleys on the edge.

Veža is the next of high plateaus in the eastern part of the Kamnik and Savinja Alps. The main collector of underground-water drainage is the spring Pečovski izvir near Luče and the Savinja region situated above it. With regard to the water level, the underground waters of more karstified zones are periodically directed also towards the Kamniška Bistrica and the springs of the Podvolovljek region.

The tributary area of the Kamniška Bistrica has two catchment areas for the springs. Water collects in the spring of the Kamniška Bistrica from the regions of the alp Korošica, Mts. Kamniški Dedec, Staničev vrh and Ruševa glava, from the valley section Konec, and perhaps also from the region of Mt. Grintovec. Water flows into the Studenci spring from the alps Kalce and Dolga njiva.

Threatened springs

According to the previous date, particulary the tourist activities in the regions of Velika planina, Mala planina and Krvavec are those which may have influence on the quality of underground water if the activities on Krvavec would spread towards the north. The negative influence of tourism can already be observed at the capture sites of the Reka that provide with water a large part of the Ljubljana surroundings.

In the area of Velika planina pollution may be caused mainly deu to waste disposal sites and many cesspits in the tourist settlements with over 200 holiday cottages.

Besides, the construction of ski slopes and other tourist facilities also causes negative influence on underground water.

Literatura

Anon. 1991: Razsodni posegi v naravo. – Planinski vestnik, 89–90, Ljubljana.

Gregorič, V. 1966: Geološko-petrografske razmere Kamniške Bistrice. – Zbornik Biotehniške fakultete univerze v Ljubljani, *12*, 7–30, Ljubljana.

Hostnik, S. & Podpečan, M. 1993: Sistem Molička peč na Dleskovški planoti v Kamniških in Savinjskih Alpah. – Naše jame, *35/2*, 9–16, Ljubljana.

Maher, I. 1990: Tujec in tujki v belem gorskem svetu. – Planinski vestnik, 529–533, Ljubljana.

Maher, I. 1991: Krvavec: biti ali ne biti. – Planinski vestnik, 481–483, Ljubljana.

Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z. 1983: Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100000, list Ravne na Koroškem. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Novak, D. 1992: Oskrba z vodo v občini Mozirje. – Geografski vestnik, *64*, 173–184, Ljubljana.

Novak, D. 1993: Z gora vse priteče v doline. – Planinski vestnik, *93/2*, 66–67, Ljubljana.

Novak, D. 1995: Oskrba s pitno vodo v občini Kamnik. – Geografski vestnik, *66*, 145–160, Ljubljana.

Novak, D. & Urbanc J. 1994: Hidrogeološke raziskave za zaščito in sanacijo virov podzemeljske vode v občini Kamnik. – Arhiv Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko, Ljubljana.

Premru, U. 1975: Geološka zgraba Julijskih in Savinjskih Alp. – Naše jame, *17*, 67–75, Ljubljana.

Premru, U. 1983: Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100000, list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Seidl, F. 1907: Kamniške ali Savinjske Alpe. – Matica Slovenska, 1–144, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 437–458 (1994/95), Ljubljana

Georadar – visokoločljiva geofizikalna elektromagnetna naprava

Georadar – high resolution geophysical electromagnetic device

Aleksander Brezigar, Boris Tomšič & Janez Štern
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Glišo Rašković
GEOS, p.o., Stjepana Radića 27, 52110 Rovinj, R Hrvatska

Kratka vsebina

Georadar je visokoločljiva geofizikalna elektromagnetna naprava, ki so jo razvili v prvi polovici 80. let. V Sloveniji smo ga prvič preskusili leta 1991 na nekaj objektih geološko-ekonomske, geotehnične in hidrogeološke narave. Podajamo še primer uporabnosti v krasoslovju. Prvi del prispevka je posvečen opisu merilne tehnike in metodoloških osnov, v drugem delu pa podajamo merske izkušnje in rezultate meritev na konkretnih primerih. Prikazani so radargrami iz kamnoloma okrasnega kamna Hotavlje, rudnika kalcita Stahovica, Golobje jame pri Divači in z avtoceste Razdrto–Čebulovica. Vse meritve so bile opravljene z georadarsko napravo Pulse EKKO IV, 100MHz po metodi refleksijskega profiliranja.

Abstract

Georadar is a high resolution geophysical electromagnetic device that was developed in the first part of the 1980's. In Slovenia it was first tested in 1991 on several objects of economicgeological, geotechnical and hydrogeologic nature. Here its usefulness in karst studied is presented. The first part of the paper deals with description of measurement procedure and methodological bases, and the second part with experience and results of case histories. Shown are radargrams from ornamental stone quarry Hotavlje, calcite mine Stahovica, Golobja jama karst cave near Divača and from highway construction site Razdrto–Čebulovica. All measurements were performed with the georadar instrument Pulse EKKO IV with a 100MHz antenna according to the method of reflection profiling.

Uvod

Georadar (po angleško GPR Ground-penetrating radar) je novejša elektromagnetna visokoločljiva merilna naprava. Začetki njegovega razvoja segajo v prvo polovico 80. let. Pomemben preobrat je pomenilo leto 1985, ko je v sodelovanju z Geološkim za-

vodom Kanade tvrdka A-Cubed Inc. razvila zelo kakovosten digitalni sistem Pulse EKKO III. Danes je na tržišču nekaj georadarskih sistemov, med katerimi ni večje razlike v kvaliteti. Prednost Pulse EKKO pred drugimi je v tem, da je primeren za delo v težavnih terenskih razmerah, npr. na hribovitem površju, meritve so preproste tudi v bočni in stropni smeri. Merilne antene namreč ročno premikamo kar po koraku meritev. Nasprotje temu je georadarski tip GSSI–SIR (Geophysical Survey System Inc.–Subsurface Interface Radar), kjer so antene pričvrščene na voziček, ta pa je pripet na avtomobilsko vlečno kljuko. GSSI–SIR radar je primernejši za geofizikalno kartiranje na ravnih površinah, npr. travnikih, cestnih trasah in mestnih ulicah. Tretji sistem je prirejen za meritve v vrtinah. Razvila ga je Swedish Geological Company s švedsko družbo ABEM AB in se imenuje RAMAC.

Z georadarjem snemamo predvsem kompaktne kamnine. Ločljivost je lahko v območju nekaj decimetrov, globinski doseg pa pri 100MHz oddajni anteni v splošnem od 10 do 30m. V suhih sipkih kamninah je nepogrešljiv tam, kjer odpovedo druge cenejše geofizikalne metode, npr. na meliščih ali suhih prodnih zasipih. Splošno ga uporabljamo v kamnolomih okrasnih kamnov za določitev kakovosti kamna in odkopnih zalog, dalje v rudnikih boksita pri iskanju boksitnih gnezd in ločevanju kamninske boksitne podlage. Preskušen je v rudnikih kovin (določevanje geoloških mej, ugotavljanje razpok, iskanje rudnih teles, Piccolo, 1991) in premogovnikih (določevanje razpokanosti in zdrobljenosti premoga, tektonskih drs, Coon et al., 1981). V hidrogeologiji določujemo z njim gladino podtalnice in hidrogeološko-litološke značilnosti kamnin (Beres & Haeni, 1991), v krasoslovju pa razpokanost kamnin in podzemne jame. Množično ga uporabljajo v arheologiji pri odkrivanju z zemljo prekritih ruševin in artefaktov (Vaughan, 1986). V ekologiji je uporaben pri iskanju skritih smetišč, odpadnih jam, pri ugotavljanju debeline snežne odeje na plazovih, pri ugotavljanju spremenjenega kemijskega stanja podtalnic. Nepogrešljiv je pri gradnjah predorov, cestogradnjah za določanje debelin preperine in geotehničnih ocenah kompaktnosti oziroma razpokanosti hribin (Cook, 1975). V mestih iščemo podzemne vodovodne in električne napeljave. Znani so primeri določitve debelin permafrosta, večnega ledu ali pozimi recentnih jezerskih sedimentov skozi poledenelo jezero. Z georadarjem si pomagamo še pri fundamentalnih geoloških študijah, npr. pri mikrorefleksijskih in litostratigrafskih snemanjih recentnih usedlin ali pri iskanju litostratigrafskih stikov (Davis & Annan, 1989).

V splošnem je naloga georadarja razločevanje geofizikalnih anomalij, tj. mest ali ploskev s spremenjenimi fizikalnimi lastnostmi (Fisher & McMechan, 1992). Pri tem je lahko anomalija kakršnakoli oblika ali snov, ki je predmet preiskav (npr. cev, prekriti zid, podzemni rov, razpoka, spremenjena kompaktnost, litološke spremembe ...). Georadar je soočen s podobnimi težavami kot druge geofizikalne metode. Rezultati meritev so namreč lahko večpomenski in je pri interpretaciji potrebna izkušenost in poznavanje merilne tehnike. Meritve onemogočajo podzemni električni vodi, vodovodne cevi in razne podzemne instalacije, ki niso predmet preiskav (Greenhause et al., 1993), v rudnikih pa jekleno podporje. Prednosti georadarskega snemanja so preprosta terenska izvedba in meritve v razmerah, kjer druge geofizikalne metode odpovedo; v delovni obliki je rezultat meritev dosegljiv takoj. Je nedestruktivna in okolju zelo sprejemljiva metoda. Slabost je v tem, da še vedno spada med dražje geofizikalne metode. Globinski doseg je majhen, prodornost v globino pa zmanjšujeta predvsem vsebnost gline in vlaga.

V Sloveniji smo ga prvič uporabili leta 1991 pri preiskavah zemeljskih plazov in melišč v bližini rudnika kaolina Črna pri Kamniku. Kasneje smo opravili še več meri-

tev za najrazličnejše namene. Tukaj smo zbrali nekaj značilnih primerov georadarskega snemanja, da bi predstavili metodo s praktičnimi primeri. Snemanja so plačali različni naročniki, na kraških območjih pa smo merili s finančno pomočjo Ministrstva za znanost in tehnologijo pri raziskovalni nalogi Geofizikalne metode za reševanje kraške problematike.

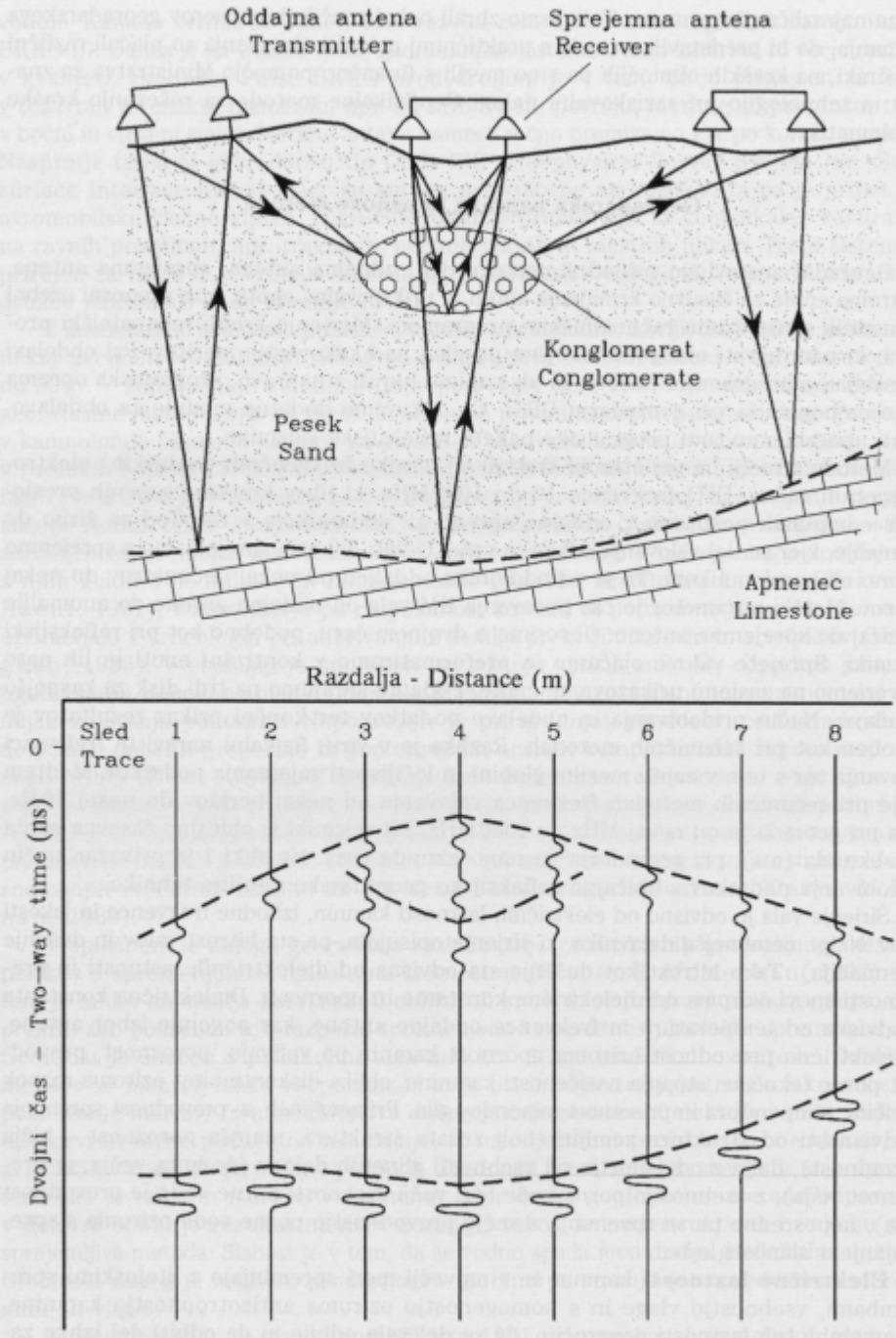
Georadarska naprava in osnove metode

Georadar sestavljajo naslednji osnovni deli: oddajna antena, sprejemna antena, kontrolna enota za časovno krmiljenje anten in prikazovalna enota, npr. prenosni osebni računalnik z ustreznim računalniškim programom. Merjenje krmili računalniški program, ki nam hkrati omogoča takojšen pregled nad kakovostjo meritev. Pri obdelavi uporabljamo programske pakete, ki jih kupimo hkrati z napravo, programska oprema pa je najbogatejša pri georadarju GSSI. Če dokupimo dodatne module za obdelavo, lahko uporabljamo tudi programske pakete refleksijske seizmike.

Metoda temelji na penetraciji kratkih t.i. visoko frekvenčnih (radijskih) elektromagnetnih valov (EM) frekvence 10 do 1000 MHz, ki jih v kratkih časovnih presledkih – impulzih pošiljamo z oddajno anteno ali oddajnikom v tla. Tod se širijo do anomalije, kjer se del valovanja odbije in vrne. Odbiti del vala sprejemamo s sprejemno anteno ali sprejemnikom. Ta je od oddajnika oddaljen od nekaj decimetrov do nekaj metrov. Merski parameter je čas potovanja EM vala od oddajne antene do anomalije in nazaj do sprejemne antene. Govorimo o dvojnem času, podobno kot pri refleksijski seizmiki. Sprejete valove ojačamo in preformatiramo v kontrolni enoti in jih nato preverjamo na zaslonu prikazovalne enote. Podatke shranimo na trdi disk za kasnejšo obdelavo. Način pridobivanja in obdelave podatkov ter končni prikaz rezultatov je podoben kot pri seizmičnih metodah. Razlika je v viru, fizikalni naravi in frekvenci valovanja ter s tem v zajeti merilni globini in ločljivosti zajemanja podatkov. Medtem ko je pri seizmičnih metodah frekvenca valovanja od nekaj hertzov do nekaj 10 Hz, je ta pri georadarju od nekaj MHz do 1000 MHz. Pri seizmiki je običajno časovna enota milisekunda (ms), pri georadarju pa nanosekunda (ns). Na sliki 1 je prikazan način pridobivanja podatkov z običajno refleksijsko georadarsko merilno tehniko.

Širjenje vala je odvisno od električnih lastnosti kamnin, izhodne frekvence in jakosti valov. Najpomembnejša dejavnika, ki širjenje opisujeta, pa sta hitrost valov in dušenje (atenuacija). Tako hitrost kot dušenje sta odvisna od dielektričnih lastnosti in prevodnosti snovi oziroma od dielektrične konstante in upornosti. Dielektrična konstanta je odvisna od temperature in frekvence oddajne antene, kar pogojuje izbor antene. Na električno prevodnost oziroma upornost kamnin pa vplivajo: poroznost, prevodnost porne tekočine, stopnja nasičenosti kamnine, oblika diskontinuitet oziroma razpok v hribini, temperatura in prisotnost mineralov glin. Pri zemljinah se prevodnost spreminja v odvisnosti od strukture zemljin (bolj zrnata struktura, manjša poroznost – nižja prevodnost), dalje z odvisnostjo od vsebnosti glinenih delcev (če je ta večja, je prevodnost višja), z vsebnostjo porne vode (pri večji vsebnosti porne vode je prevodnost višja), neposredno pa se spreminja z večjo prevodnostjo porne vode oziroma s spreminjanjem slanosti le-te.

Električne lastnosti kamnin se v največji meri spreminjajo z litološkimi spremembami, vsebnostjo vlage in s homogenostjo oziroma antizotropnostjo kamnine. Spremembe teh lastnosti povzročijo, da se del vala odbije in da odbiti del lahko zabeležimo s sprejemno anteno. Odbiti del vala na radargramu vidimo kot del refleksa.



Sl. 1. Načelo georadarske meritve in rezultati v obliki radargrama

Fig. 1. Conceptual illustration of the radar profiling and resulting radargram

Frekvenca. Operativno frekvenčno delovanje GPR je med 10MHz in 1000MHz. V tem območju je namreč hitrost elektromagnetnega valovanja konstantna (če je prevodnost materiala pod 100mS/m, kar velja za hribine) in ne prihaja do disperzije signala. Tabela 1 prikazuje vrednosti dielektrične konstante ε, električne prevodnosti σ (mS/m), hitrosti v (m/ns) in dušenja ali atenuacije α (dB/m) za najpogostnejše kamnine. Vrednosti se nanašajo na oddajno anteno 100MHz. Iz tabele 1 vidimo, da je dielektrična konstanta vode 80, v večini suhih kamnin pa se giblje od 4–8. Razlika kaže, kako zelo je hitrost radarskega vala odvisna od vlažnosti kamnin. Podobno kot za hitrost velja tudi za dušenje valovanja. Dušenje se namreč nad frekvenco 100MHz izredno hitro povečuje. Razvidni so kontrasti v parametrih npr. med apnencem in glino, suhim peskom in z vodo nasičenim peskom, morsko vodo in sladko vodo (lastnost, pomembna za raziskave iz varstva okolja). Valovi se zelo hitro širijo v kompaktnih kamninah in snoveh (granit, apnenec, led) in v suhih kamninah (suh pesek). Najvišje hitrosti imamo v kraških kavernah, kjer pravzprav merimo njihovo širjenje v zraku. Počasneje pa se širijo v glinah in meljih in z vodo nasičenih peskih. Najnižje hitrosti so v vlažnih plastičnih glinah, kjer je dušenje tudi največje.

Jakost valov – dušenje – doseg. Z georadarjem iščemo anomalijo pri omejenem globinskem dosegu in v območju znane ločljivosti. Zanima nas optimalna sestavljenost naprave, ki bi zagotavljala največji globinski doseg pri največji možni ločljivosti. Na globinski doseg vpliva nekaj dejavnikov. Od naravnih sta najpomembnejša dušenje (zmanjševanje amplitude) in odbojne značilnosti meje, kjer pride do sprememb električnih

Tabela 1. Značilne vrednosti dielektrične konstante ε, električne prevodnosti σ, hitrosti v in dušenja α za nekaj snovi pri 100MHz oddajni anteni (Davis & Annan, 1989, 536)

Table 1. Typical dielectric constant ε, electrical conductivity σ, velocity v and attenuation α in selected materials at 100MHz. From Davis & Annan, 1989, 536

Snov - Material	ε	σ (mS/m)	v (m/ns)	α
Zrak - Air	1	0	0.3	0
Destilirana voda - Distilled water	80	0.01	0.033	0.002
Sladka voda - Fresh water	80	0.5	0.033	0.1
Morska voda - Sea water	80	30 000	0.01	1000
Suh pesek - Dry sand	3 - 5	0.01	0.15	0.01
Z vodo nasičen pesek - Saturated sand	20 - 30	0.1 - 1	0.06	0.03-0.3
Apnenec - Limestone	4 - 8	0.5 - 2	0.12	0.4 - 1
Glinovec - Shale	5 - 15	1 - 100	0.09	1 - 100
Melj - Silt	5 - 30	1 - 100	0.07	1 - 100
Glina - Clay	5 - 40	2 - 1000	0.06	1 - 300
Granit - Granite	4 - 6	0.01 - 1	0.13	0.01 - 1
Suha sol - Dry salt	5 - 6	0.01 - 1	0.13	0.01 - 1
Led - Ice	3 - 4	0.01	0.16	0.01

lastnosti kamnin. Običajno vpliva teh dveh dejavnikov ne poznamo ali ju ne moremo nadzirati. Po drugi strani, to je tehnični, pa je daleč najpomembnejša lastnost kakovost radarskega sistema (Q). Kakovost bi lahko opisali kot skupek tehničnih oziroma merskih lastnosti tega sistema, s katerimi si zagotovimo optimalno meritev in ustrezni globinski doseg. Izražamo jo v decibelih. Odvisnost med globinskim dosegom in kakovostjo GPR sistema (Davis & Annan, 1989, 536) podaja naslednja enačba:

$$Q = \frac{TA \times RA \times G_T \times G_R \times g \times c \times e^{-4\alpha \times L}}{64 \times \pi^3 \times f^2 \times L^4}$$

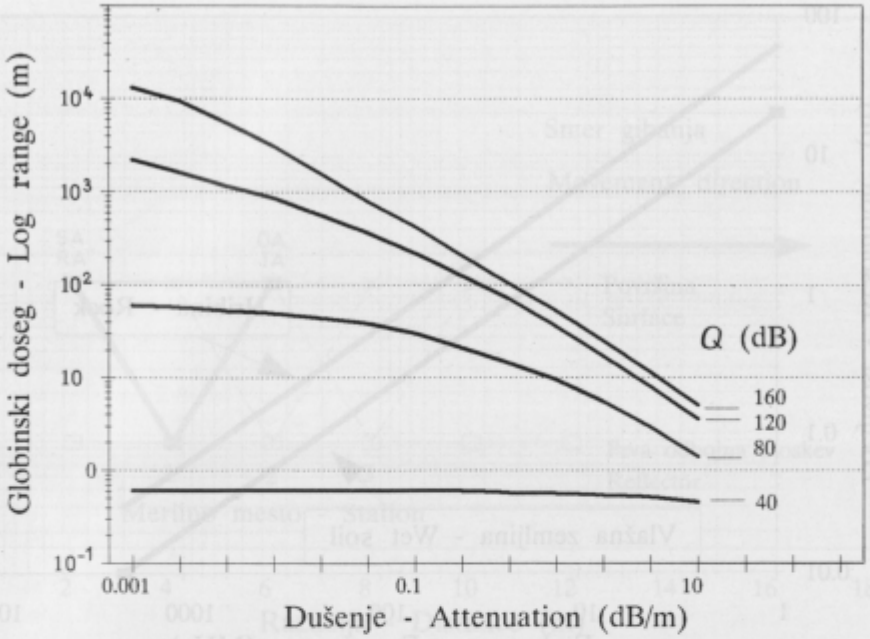
kjer je

Q – vrednost tehnične kakovosti GPR sistema,
TA – moč oziroma jakost oddajne antene (zmogljivost oddajanja),
RA – moč oziroma jakost sprejemne antene (zmogljivost sprejemanja),
G_R – ojačitev sprejemne antene,
G_T – ojačitev oddajne antene,
L – doseg (razdalja od sprejemne antene do anomalije),
f – frekvenca valovanja,
α – dušenje v kamnini,
g – jakost odbitega valovanja,
c – površina odbojne ploskve oziroma ploskev anomalije,
π – 3,14,
e – osnova naravnega logaritma.

Z drugimi besedami nam kakovost določuje, za koliko lahko sprejeti signal ojačamo, oziroma kako globoko lahko z meritvami sežemo, da pri tem še vedno ohranimo zadovoljivo razmerje signal/šum, oziroma da ne popačimo sprejetega signala. Običajen georadar ima tehnično kakovost od 120 do 160 dB. Georadarska naprava s $Q = 140$ dB ima pri dušenju valov v kamnini 0,1–10 dB/m, npr. globinski doseg med 50 m in 2 m. Naprava s $Q = 80$ dB pa ima pod enakimi pogoji doseg le 15 m do 1 m. Slika 2 prikazuje globinski doseg radarskih sistemov različne kakovosti v odvisnosti od dušenja.

Amplituda radarskega vira se zmanjšuje zaradi sferičnega oddaljevanja EM valovanja od antene. Kot smo že omenili, pride do zmanjšanja amplitude tudi na mestu, kjer se spremenijo električne lastnosti kamnin (meja običajno sovpada z litološko mejo, vendar ne vedno), zmanjšanje pa je odvisno tudi od debelin posameznih plasti. Tako je predvideni globinski doseg pri oddajni anteni 100 MHz v apnencu do 50 m, v flišu do 30 m, v srednje trdi glini do 10 m in v mehki plastični glini do 2 m.

Ločljivost. Pri georadarju želimo, da je frekvenčni spekter oddajanja karseda ozek in da se čimbolj približa srednji frekvenci npr. 100 MHz. Ločljivost je v splošnem geofizikalnem smislu definirana z Rayleighjevim kriterijem ločevanja dveh oblik, ki sta druga zraven druge. Slikovit prikaz razumevanja ločljivosti je naslednji: kako daleč se lahko oddaljimo od dveh točkastih svetil, medsebojno oddaljenih npr. 1 m, da ju še vedno vidimo. Ločljivost je obratno sorazmerna valovni dolžini in premosorazmerna frekvenci. Pri georadarskih meritvah je spodnja meja ločljivosti enaka najmanjši debelini litološke plasti, za katero še lahko razločimo zgornjo in spodnjo mejo, kar v praksi pomeni blizu 1/4 valovne dolžine. V merskem smislu je ločljivost določena z ustreznim razmerjem dolžina signala – širina frekvenčnega spektra. Krajšanje dolžine signala nam povečuje širino frekvenčnega spektra, kar je nezaželeno. Sl. 3 prikazuje odvisnost ločljivosti naprave od frekvence oddajne antene. Iz slike je razvidno, da z izbiro frekvence pravzprav določujemo ločljivost sistema. Višja je frekvenca, večja



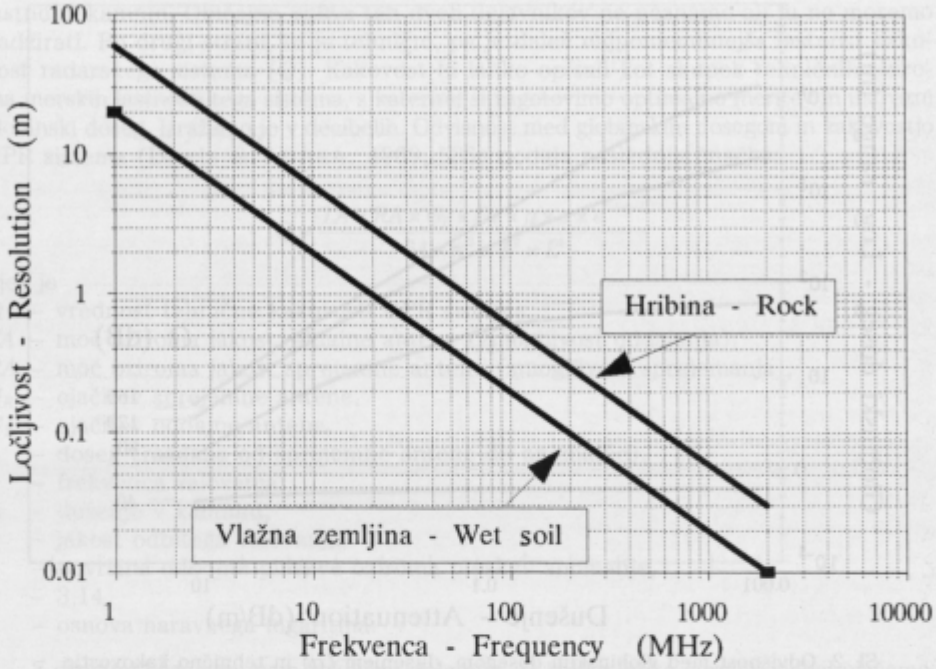
Sl. 2. Odvisnost med globinskim dosegom, dušenjem (α) in tehnično kakovostjo sistema GPR (Q) (Davis & Annan, 1989, 538)

Fig. 2. Relation between signal range and attenuation (α) for georadar systems with different performances (Q)

je ločljivost, vendar se s tem zmanjšuje globinski doseg. Primer: pri 100MHz anteni je ločljivost od 0,25 do 0,5m, pri 350MHz anteni pa le nekaj centimetrov, vendar je pri tej anteni v npr. apnencih globinski doseg komaj 10 do 20m. Danes so na razpolago georadarski sistemi, ki imajo vključeno široko paleto različnih oddajnih anten z različnimi frekvencami (25, 50, 100, 200, 500, 1000MHz). Velja splošno pravilo, da se dušenje valovanja v kamninah zmanjšuje ob zniževanju oddajne frekvence. Zato lažje povečamo moč oddajne antene pri nižji frekvenci kot pri višji in s tem izboljšamo kakovost georadarja in njegov doseg. Nasprotno pa z zviševanjem frekvence povečujemo ločljivost sistema. Ugotovljeno je, da se je bolje zadovoljiti z nekoliko manjšo ločljivostjo na račun večjega dosega. Testne meritve v različnih geoloških okoljih so pokazale, da predstavlja radarski sistem s frekvenco oddajne antene 100MHz nekakšen kompromis.

Načini meritev

Razvitih je več načinov merjenja. Podobni so tistim pri seizmičnih raziskavah, vendar so pri izvedbi preprostejši. Osnovno pravilo je, da se tako oddajna kot sprejemna antena v vsej svoji dolžini tesno prilegata na kamnino. Pri merjenju se izogibamo predmetom, ki povzročajo motnje. V predorih in vrtinah se moramo izogibati lažnim signalom, ki nastanejo zaradi valovanja vzdolž tunela ali vrtine (t.i. multipli refleksi). Najpogostnejši

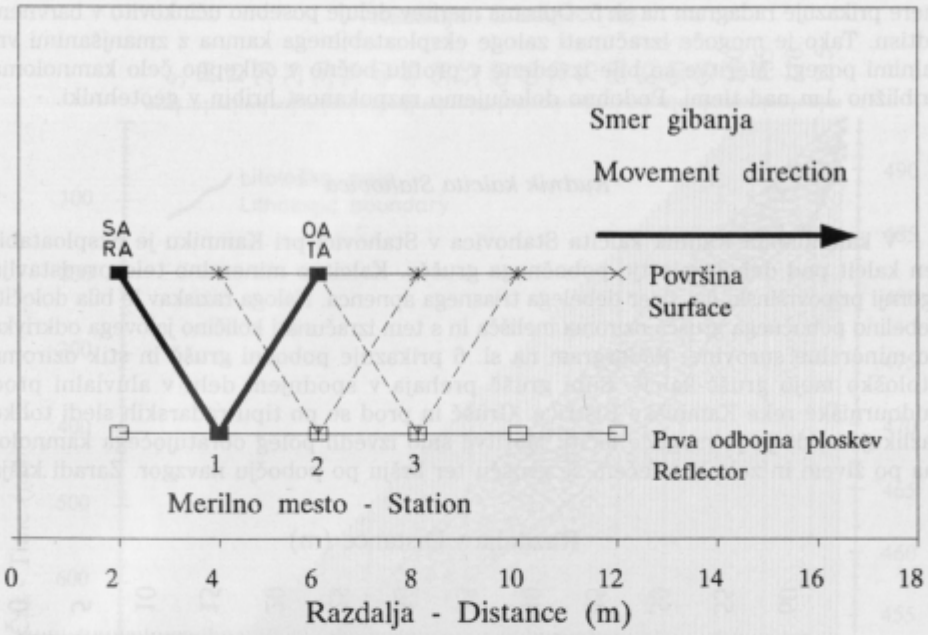


Sl. 3. Odvisnost ločljivosti od frekvence oddajne antene

Fig. 3. Relation between resolution and frequency of transmitter (Davis & Annan, 1989, 540)

način meritev je refleksijsko profiliranje, manj pa CMP (common mid point), WARR (wide angle reflection and refraction) in geotomografija. Refleksijsko profiliranje je podobno common-offset seizmični refleksijski metodi (metoda enakih razdalj). Uveljavlja se že tudi večkanalno radarsko snemanje oziroma obdelava (multichannel acquisition, Fisher & McMechan, 1992; Fisher et al., 1992), ki je podobno refleksijski metodi večkratnega sredinskega prekrivanja globinske točke (CMP). Refleksijsko profiliranje poteka takole: med oddajno in sprejemno anteno določimo optimalni razmik (npr. 1 m). Z njim se nato pomikamo vzdolž profila od merske točke do merske točke oziroma med stojišči. Razmik med antenami nam v praksi pomeni gostoto sledi oziroma gostoto prostorskega vzorčevanja. Opisano velja za napravo Pulse EKKO, medtem ko je pri napravi GSSI razmik med stojišči tako majhen, da je praktično zvezen. Način meritve z refleksijsko metodo je prikazan na sl. 4. Oznaka OA pomeni položaj oddajne antene in SA položaj sprejemne antene pri enem stojišču. Rezultati so prikazani na radargramu, kjer predstavlja horizontalna os dolžino profila, vertikalna pa dvojni čas potovanja EM valovanja do odbojne ploskve. Običajno je vertikalna os preračunana v globinsko merilo. Globina do reflektorja je določena s hitrostjo širjenja valovanja. Hitrost določimo z nadaljnjo meritvijo WARR ali CMP, ali pa izvedemo globinsko korelacijo na podlagi znanih podatkov, npr. iz poznavanja geoloških podatkov, vrtanja ali drugih površinskih geofizikalnih meritev.

Sledita merski metodi CMP in WARR, ki služita za določitev hitrosti širjenja EM valov v kamnini. Sta ekvivalent seizmični refrakcijski metodi. Izvedba je preprosta:



Sl. 4. Refleksijska merilna tehnika

Fig. 4. Georadar used in the reflection profiling mode

oddajna antena je med meritvijo nepremična, s sprejemno pa se s stalnim korakom (npr. 0,3m) oddaljujemo.

Metoda radarske preslikave ali geotomografija je uporabna pri geotehničnih delih v rudnikih, predorih, med vrtinama ali med dvema rovoma. Gradnja slike je podobna kot pri seizmični preslikavi – geotomografiji. Služi za določitev hitrosti in, če merimo tudi amplitudo signala, dušenja vala v kamnini. Preslikava je primerna za ugotavljanje geotehničnega stanja kamnin in daje osnovne podatke za geotomografsko rekonstrukcijo.

Primeri uporabe

Sledijo praktični primeri uporabe v kamnolomih, hidrogeologiji, geotehniki, speleologiji in stratigrafskih kartiranjih. Vse predstavljene meritve smo izvedli po metodi refleksijskega profiliranja, z georadarsko napravo Pulse EKKO IV in 100MHz oddajno anteno. Pri posameznih meritvah je bil različen le korak snemanja.

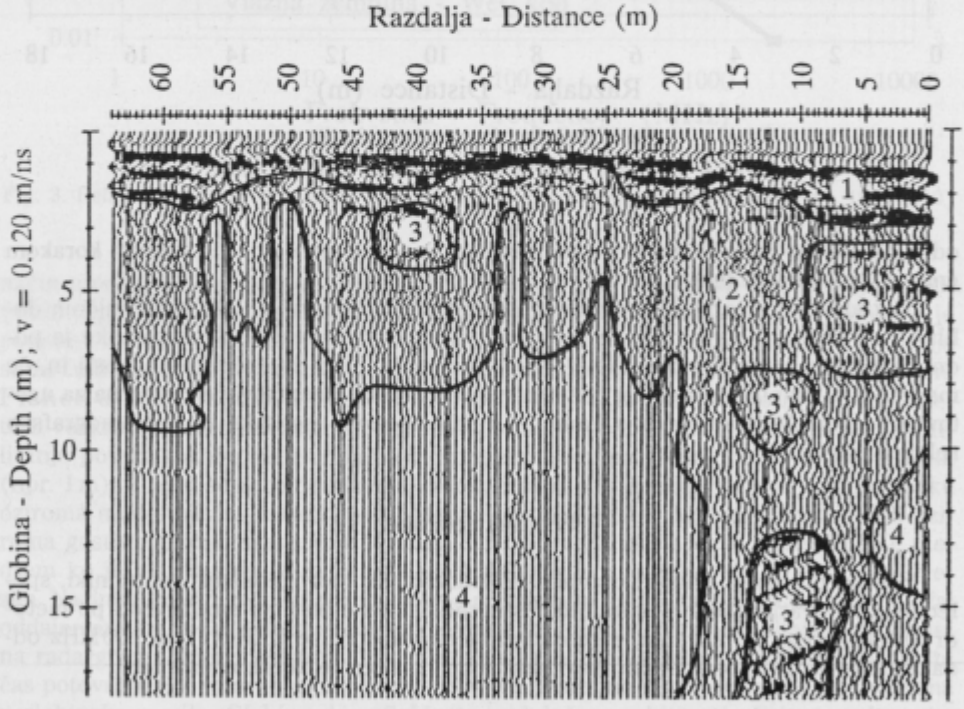
Kamnolom Hotavlje

V kamnolomu Hotavlje pridobivajo okrasni apnenec, imenovan hotaveljski marmor. Apnenec je ponekod razpokan, kar zmanjšuje izplen. Z georadarjem smo razlikovali apnenec po njegovi stopnji razpokanosti oziroma njegovi kvaliteti. Ugotovljene raz-

mere prikazuje radagram na sl. 5. Opisana meritev deluje posebno učinkovito v barvnem odtisu. Tako je mogoče izračunati zaloge eksploatabilnega kamna z zmanjšanimi vrtalnimi posegi. Meritve so bile izvedene v profilu bočno v odkopno čelo kamnoloma približno 1 m nad tlemi. Podobno določujemo razpokanost hribin v geotehniki.

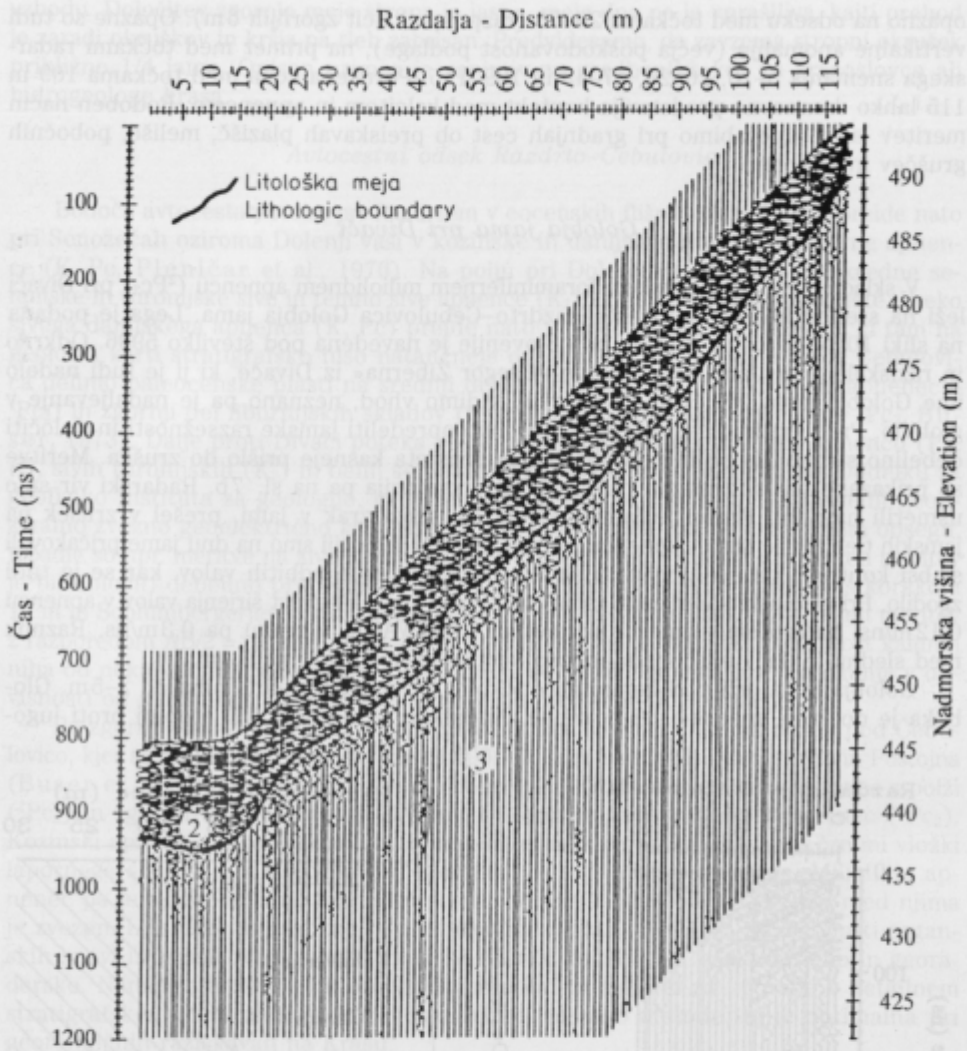
Rudnik kalcita Stahovica

V kamnolomu Rudnik kalcita Stahovica v Stahovici pri Kamniku je eksploatabilen kalcit pod debelo plastjo pobočnega grušča. Kalcitno mineralno telo predstavlja zgornji pripovršinski del sicer debelega triasnega apnenca. Naloga raziskav je bila določiti debelino pobočnega grušča oziroma melišča in s tem izračunati količino jalovega odkrivka do mineralne surovine. Radargram na sl. 6 prikazuje pobočni grušč in stik oziroma litološko mejo grušč-kalcit. Suhi grušč prehaja v spodnjem delu v aluvialni prod hudourniške reke Kamniške Bistrice. Grušč in prod se po tipu radarskih sledi toliko razlikujeta, da ju je mogoče ločiti. Meritve smo izvedli poleg obratujočega kamnoloma po živem in zelo kotalečem se grušču ter kršju po pobočju navzgor. Zaradi kršja



Sl. 5. Radargram iz kamnoloma Hotavlje
1 Preperinski pokrov; *2* Tektonsko razpokani apnenec; *3* Kaverne, zapolnjene z zdrobljeno kamnino; *4* Homogeni apnenec

Fig. 5. Radargram from the Hotavlje quarry
1 Weathering cover; *2* Tectonically damaged limestone; *3* Caverns filled with crushed rocks; *4* Homogeneous limestone



Sl. 6. Radargram iz kamnoloma Rudnika kalcita Stahovica
1 Pobočni grušč; *2* Aluvialni prod; *3* Kalcit – apnenec

Fig. 6. Radargram from calcite quarry of the Stahovica calcite mine
1 Talus rubble; *2* Alluvial gravel; *3* Calcite – limestone

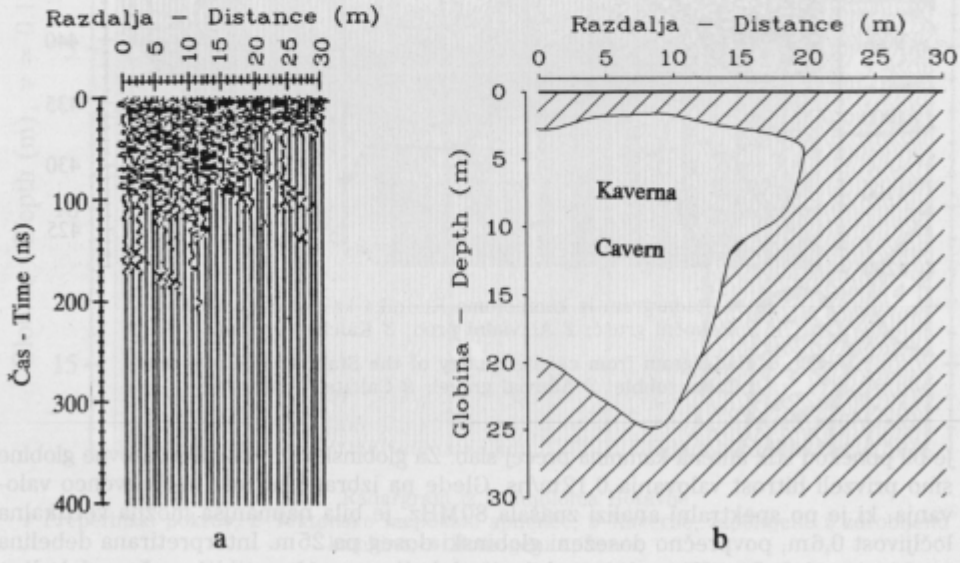
je bil ponekod stik antena-kamnina precej slab. Za globinsko spremembo časovne globine smo privzeli hitrost valovanja 0,12 m/ns. Glede na izbrano hitrost in frekvenco valovanja, ki je po spektralni analizi znašala 80 MHz, je bila najmanjša možna vertikalna ločljivost 0,6 m, povprečno doseženi globinski doseg pa 25 m. Interpretirana debelina grušča je od 2–9 m. V spodnjem delu je debelina grušča približno 5 m, debelina hudourniškega zasipa pa še nadaljnje 4 m. Kalcitna podlaga grušča je relativno kompaktna. Zdrobljena je le nekaj metrov tik pod kontaktom z gruščem, kar je najbolj

opazno na odseku med točkama 20–75 (razpokan kalcit zgornjih 6m). Opazne so tudi vertikalne anomalije (večja poškodovanost podlage), na primer med točkami radarskega snemanja 5–10, 20–24, 47–49 in 109–115. Porušena cona med točkama 109 in 115 lahko domnevno predstavlja kontakt med kalcitom in apnencem. Podoben način meritev lahko uporabimo pri gradnjah cest ob preiskavah plazišč, melišč, pobočnih gruščev in podobno.

Golobja jama pri Divači

V skladovitem paleocenskem foraminifernem miliolidnem apnencu ($^2Pc_2$) pri Divači leži na sredini bodoče avtoceste Razdrto–Čebulovica Golobja jama. Lega je podana na sliki 10. V Katastru kraških jam Slovenije je navedena pod številko 5936. Odkrilo in raziskalo jo je Jamarsko društvo »Gregor Žiberna« iz Divače, ki ji je tudi nadelo ime Golobja jama, VG 316. Na površini vidimo vhod, neznano pa je nadaljevanje v globino. Pred gradnjo ceste je bilo potrebno opredeliti jamske razsežnosti in določiti debelino stropa, da ne bi pod obtežitvijo prometa kasneje prišlo do zruška. Meritve so prikazane na radargramu na sl. 7a, interpretacija pa na sl. 7b. Radarski vir smo usmerili navzdol. Prešel je jamski strop, šel skozi zrak v jami, prešel v zrušek na jamskih tleh ter se nato v apnencu zadušil. Ob taki litologiji smo na dnu jame pričakovali slabši kontrast kot na stropu in na dnu veliko sipanje odbitih valov, kar se je tudi zgodilo. Pri globinski spremembi radargrama smo privzeli hitrost širjenja valov v apnencu 0,12m/ns, katero smo izmerili po metodi CMP/WARR, v zraku pa 0,3m/ns. Razmik med sledmi je 1m, izračunana možna vertikalna ločljivost pa 0,4m.

Golobja jama leži pod kamnitim obokom, katerega debelina niha od 2–5m. Globoka je do 25m, merjeno od površine. Nadaljuje se v smeri 150 stopinj proti jugo-



Sl. 7. Radargram Golobje jame pri Divači (a), interpretacija (b)

Fig. 7. Radargram from the karstic cave Golobja jama near Divača (a), interpretation (b)

vzhodu. Določitev zgornje meje stropa je jasna, meja dna pa je vprašljiva, kajti prehod je zaradi okruškov in kršja na tleh zabrisan. Predvidevamo, da zavzema stropni okrušek približno 1/4 jame. Opisan primer je zanimiv za gradbenike kot za krasoslovce ali hidrogeologe krasa.

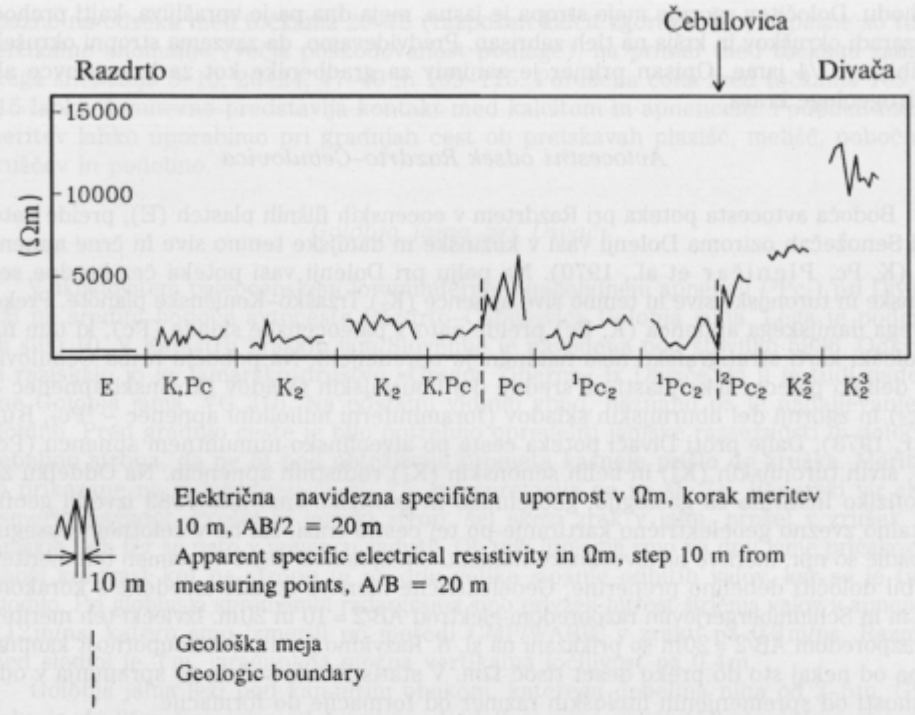
Avtocestni odsek Razdrto–Čebulovica

Bodoča avtocesta poteka pri Razdrtem v eocenskih flišnih plasteh (E), preide nato pri Senožečah oziroma Dolenji vasi v kozinske in danijske temno sive in črne apnence (K, Pc, Pleničar et al., 1970). Na polju pri Dolenji vasi poteka čez kredne senonske in turonijske sive in temno sive apnence (K_2) Tržaško–Komenske planote. Preko sivega danijskega apnenca (K, Pc) preide nato v paleocenske sklade (Pc), ki tam na geološki karti stratigrafsko niso natančneje opredeljeni. Na pobočju hriba Čebulovica delimo paleocenske plasti na srednji del liburnijskih skladov (kozinski apnenec – $^1Pc_2$) in zgornji del liburnijskih skladov (foraminiferni miliolidni apnenec – $^2Pc_2$, Buser, 1973). Dalje proti Divači poteka cesta po alveolinsko-numulitnem apnencu (Pc, E), sivih turonijskih (K_2^2) in belih senonskih (K_2^3) rudistnih apnencih. Na Oddelku za geofiziko Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko smo leta 1989 izvedli geofizikalno zvezno geoelektrično kartiranje po tej cestni trasi, žal ne v celotnem obsegu. Izpadle so npr. meritve na alveolinsko-numulitnem apnencu. Osnovni namen teh meritev je bil določiti debelino preperine. Geoelektrične meritve so bile izvedene s korakom 10 m in Schlumbergerjevim razporedom elektrod AB/2 = 10 in 20m. Izvlečki teh meritev z razporedom AB/2 = 20m so prikazani na sl. 8. Razvidno je, da elektroupornost kamnin niha od nekaj sto do preko deset tisoč Ωm. V statističnem smislu se spreminja v odvisnosti od spremenjenih litoloških razmer od formacije do formacije.

Po zgornji analizi smo si za testno georadarsko snemanje izbrali odsek pod Čebulovico, kjer se po Osnovni geološki karti 1:100000, lista Gorica (Buser, 1968) in Postojna (Buser et al., 1967) stikata srednji del liburnijskih skladov – kozinski apnenec s polži ($^1Pc_2$) in zgornji del liburnijskih skladov, tj. foraminiferni miliolidni apnenec ($^2Pc_2$). Kozinski apnenec je gost skladovit apnenec temno sive barve s tankimi črnimi vložki lapornega skrilavca in makrofavno. Ponekod vsebuje vložke premoga. Miliolidni apnenec pa je skladovit zrnat apnenec sive in temnejše sive barve. Prehod med njima je zvezen. Litološko se razlikujeta predvsem po vložkih skrilavca in vsebnosti organskih snovi in pričakovati je bilo, da se bosta razlikovala tudi geoelektrično in georadarsko. Namen meritev je bil preveriti georadarsko metodo za uporabo v detajlnem stratigrafskem kartiranju in jo predstaviti kot mersko metodo, ki je optimalna pri geotehničnih raziskavah na Krasu.

Okrog 215m dolg georadarski profil je prikazan na sl. 9, njegov položaj in geološka skica pa na sl. 10. Na sl. 9 podajamo za primerjavo tudi meritve navidezne specifične upornosti v Ωm. Geološka skica na sl. 10 je prirejena po manuskriptni geološki karti 1:10000, ki sta jo izdelala geologa dr. Bogdan Jurkovšek in Martin Toman. Prikazuje razširjenost kozinskega apnenca ($^1Pc_2$), foraminifernega miliolidnega ($^2Pc_2$) in foraminifernega alveolinsko-numulitnega apnenca (Pc, E), katerega pa geofizikalne meritve niso več zajele. Geološka skica nam je na koncu služila za verifikacijo geofizikalnih rezultatov. Profil smo merili od severovzhoda proti jugozahodu. Način meritev, ki je opisan pri Golobji jami, velja tudi za tukajšnje meritve, pri obdelavi podatkov pa smo privzeli hitrost širjenja valov 0,1m/ns.

Iz radargrama se vidi, da v celoti poteka v karbonatni kamnini. Litološka meja je razpoznavna do globine okrog 17m in sovpada z zvišanjem električne navidezne specifične

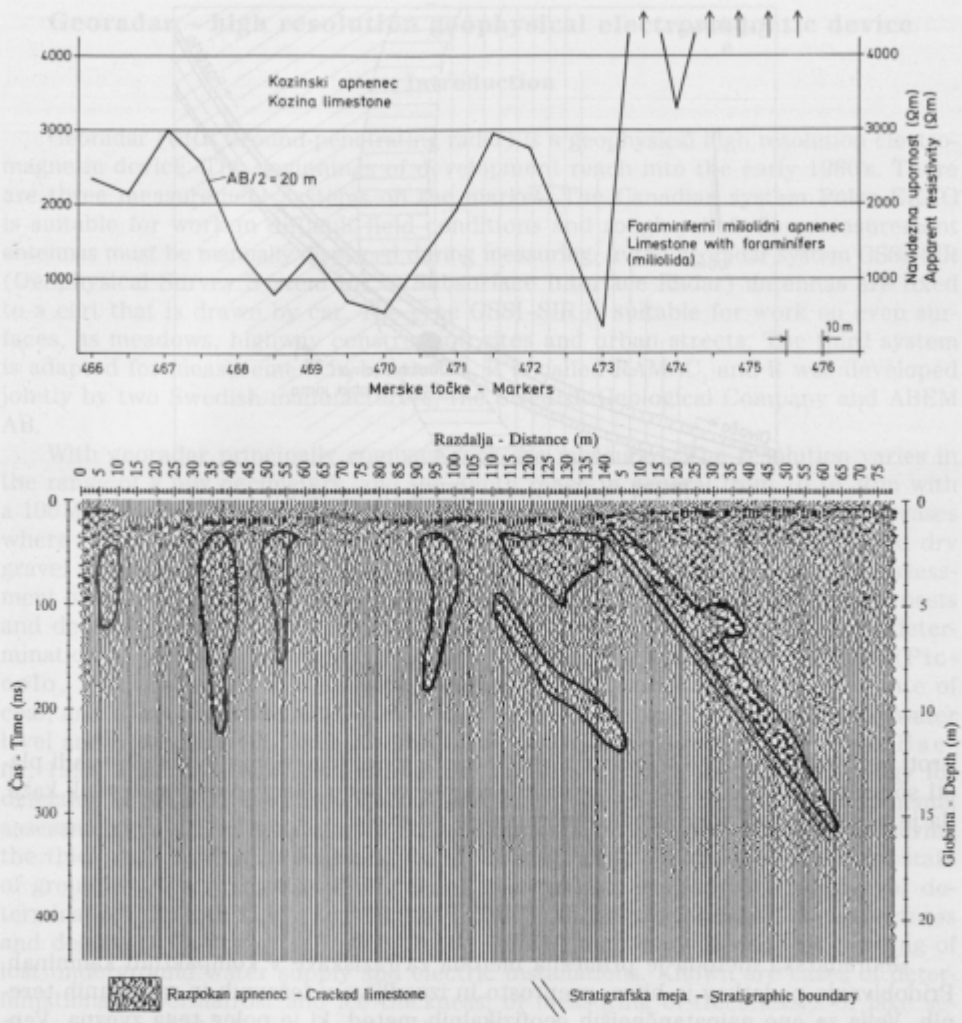


Sl. 8. Primerjava meritev geoelektričnega kartiranja (profiliranja) različnih stratigrafskih členov na cestni trasi Razdrto–Čebulovica

E Eocenski fliš (menjavanje laporja in peščenjaka)
$^{2}Pc_2$ Zgornji del liburnijskih skladov (foraminiferni miliolidni apnenec)
$^{1}Pc_2$ Srednji del liburnijskih skladov (kozinski sivi apnenec)
Pc Paleocen (apnenec)
K, Pc Spodnji del liburnijskih skladov (danij in kozinski skladi – temno sivi in sivi apnenec)
K_2^3 Senonski beli apnenec (rudistni apnenec)
K_2^2 Turonijski sivi apnenec (rudistni apnenec in plastoviti apnenec)
K_2 Kredni senonski in turonijski apnenec (plastoviti sivi in temno sivi apnenec Tržaško–Komenske planote)

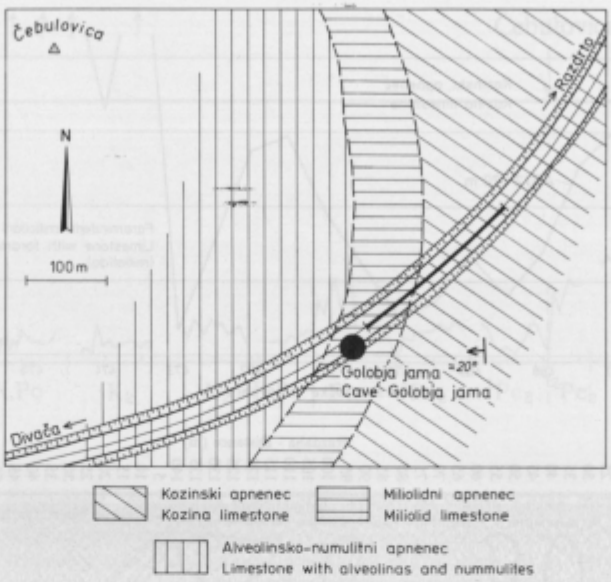
Fig. 8. Comparison of geoelectrical profiling of different stratigraphic members on the Razdrto–Čebulovica highway

E Eocene flysch (alternation of marl and sandstone)
$^{2}Pc_2$ Upper part of Liburnian beds (limestone with foraminifers miliolides)
$^{1}Pc_2$ Middle part of Liburnian beds (grey Kozina limestone)
Pc Paleocene beds (limestone)
K, Pc Lower part of Liburnian beds (undivided Danian and Kozina limestone – dark grey and grey limestone)
K_2^3 Senonian white limestone (rudist limestone)
K_2^2 Turonian grey limestone (rudist limestone and stratified limestone)
K_2 Cretaceous Senonian and Turonian limestone (stratified grey and dark grey limestone of Triest–Komen plateau)



Sl. 9. Geoelektrični profil in radargram z avtoceste na hribu Čebulovica
Fig. 9. Geoelectric profile and radargram from highway at the Čebulovica hill

upornosti v delu foraminifernega miliolidnega apnenca ($^2Pc_2$), kjer upornosti presegajo 5000 Ωm. Kot meja je označen debelejši odsek zveznega prehoda iz ene formacije v drugo. Razpokanost tako kozinskega kot foraminifernega apnenca je različna, posebno je izrazita ob opisani meji. Izmerjeni geoelektrični minimum med merskima točkama 468 in 471 ne predstavlja z glino zapolnjeno jamo, kar bi lahko bila možna interpretacija geoelektričnih meritev, temveč le relativno bolj razpokan apnenec. Zgoraj opisana litološka in hkrati stratigrafska meja leži pri merski georadarski točki 140 (geometrska točka cestne trase 473) in vpada pod navideznim vpadnim kotom 14°



Sl. 10. Položaj geoelektričnega in georadarskega profila na Čebulovici

Fig. 10. Situation of geoelectric and georadar profile on the Čebulovica hill

proti geometrski točki 477 oziroma proti jugozahodu. Izmerjeni površinski vpadi plasti so na tem mestu od 17–22° proti zahodujugozahodu. Georadarski posnetek kaže, da je apnenec praktično brez preperinskega pokrova.

Sklep

Georadarska metoda je primerna metoda za raziskave v kompaktnih kamninah. Pridobivanje podatkov je hitro, preprosto in izvedljivo v težavnih in razgibanih terenih. Velja za eno najnatančnejših geofizikalnih metod, ki je poleg tega zvezna. Vendar je plitvega dosega. Največji doseg v trdnih kamninah je okrog 50 m. Prednost je v tem, da v raziskovalni medij ni potrebno postavljati sond ali različnih detektorjev, kot to zahtevajo druge geofizikalne metode; je nedestruktivna in ekološko sprejemljiva metoda. Meritve lahko zmotijo visokoprevodni predmeti, kot so železne cevi, električne napeljave in podobno. Preliminarni rezultati so dostopni takoj.

Z njim iščemo geološke strukture, diskontinuitete, določujemo različne stopnje kompaktnosti hribin in različna fizikalna stanja kamnin. Tudi v Sloveniji smo ga preskusili na številnih objektih raziskav. Vendar je interpretacija rezultatov zahtevna in je pri tem potrebna pazljivost in izkušenost. Posebej moramo biti pozorni na pojave difrakcije in na multiple reflekse. S svojimi lastnostmi si georadar utira pot v različne geološke raziskave in dejavnosti, kar so pokazale tudi naše raziskave.

Georadar – high resolution geophysical electromagnetic device

Introduction

Georadar (GRR Ground-penetrating radar) is a geophysical high resolution electromagnetic device. The beginnings of development reach into the early 1980's. There are three measurement systems on the market. The Canadian system Pulse EKKO is suitable for work in difficult field conditions and rough relief. The measurement antennas must be manually displaced during measuring. In the georadar system GSSI–SIR (Geophysical Survey System Inc. – Subsurface Interface Radar) antennas are fixed to a cart that is drawn by car. The type GSSI–SIR is suitable for work on even surfaces, as meadows, highway construction sites and urban streets. The third system is adapted for measurement in boreholes. It is called RAMAC, and it was developed jointly by two Swedish manufacturers, the Swedish Geological Company and ABEM AB.

With georadar principally compact rock are measured. The resolution varies in the range of a few decimeters, and the depth reach in general from 10 to 30m with a 100MHz transmitting antenna. In dry loose rocks the device is indispensable in cases where other low cost geophysical methods are not successful, as in screes and dry gravel deposits. In general it can be used in ornamental stone quarries for assessment of stone quality and reserves, and in bauxite deposits for searching bauxite nests and detecting the position of barren footwall. It was tested in ore mines for determination of geologic boundaries, detection of fissures, for search of orebodies (Piccolo, 1991), and in collieries for determination of fissures and trituration state of coal, and of tectonic planes (Coon et al., 1981). In hydrogeology the ground water level and hydrogeologic-lithologic properties of rocks are detected (Beres & Haeni, 1991), and in karstology fissures and caves. It is much used in archeology for detection of ruins covered by soil and of artefacts (Vaughan, 1986). In environmental assessment it is used for detecting of hidden disposal sites and pits, for measuring the thickness of snow in avalanches and for measuring the changed chemical state of groundwaters. It is valuable in tunnel construction, in road construction for determination of weathering cover thickness and geotechnical estimation of compactness and degree of fracturing of rocks (Cook, 1975). In towns it is used for locating of lost underground water supply and electric installations. Known are cases of determinations of permafrost and ice thickness, of measuring of thicknesses of lake sediments through the frozen ice of the lake. Georadar can be used also for fundamental geology studies, as in microreflection and lithostratigraphic measurements of recent sediments, or in locating the stratigraphic contacts (Davis & Annan, 1989).

The task of georadar in general is to distinguish geophysical anomalies, i.e. sites and surfaces with changed physical properties (Fischer & McMechan, 1992). The anomaly can be produced by any object that is the target of investigation (tube, covered wall, underground working, fissure, changed compactness, lithological alteration). Georadar is faced by similar difficulties as other geophysical methods. The results of measurements can namely indicate a number of possible sources, therefore in interpreting experience and good knowledge of measuring technique are needed. Measurements are hampered by underground electric cables, water supply tubes and various underground installations that are not the object of investigations (Greenhouse et al., 1993), and by steel support in mines. Advantages of the georadar recording technique are simple field equipment, possibility of measurement in circum-

stances where other geophysical methods fail, direct access to results of measurements. This method is non-destructive and environment friendly. A disadvantage is its price that is still rather high. Depth range is limited, and penetration into depth is obstructed especially by the presence of moisture and clay.

In Slovenia the method was first used in 1991 for examination of landslides and screes in surroundings of the kaolin mine Črna near Kamnik. Later a number of measurements was performed for a variety of purposes. Here a few characteristic cases of georadar application are assembled with the aim of presenting the practical side of the method. The work was ordered by various customers. In the karst territory the investigations were done in the frame of a research project of the Ministry of Science and Technology "Geophysical methods for problem solving in karst".

Georadar Equipment and Basics of the Method

Georadar consists of the following basic parts: transmitting antenna, receiving antenna, control unit for time steering of antennas and display unit, for example a portable PC with appropriate computer program. Measurement is steered by computer program that permits also real time quality control of the measurements. For processing data program packages are used that are bought together with the instrument. The program software is the most abundant for the GSSI georadar instrument. With purchased additional modules for processing also program packages for reflection seismics can be used.

The method is based on the penetration of the so-called high frequency (radio) electromagnetic (EM) waves of 10 to 1000MHz that are sent in short time lags – impulses –with the transmitting antenna or transmitter into the rock. There they travel to the anomaly from which a part of waves is reflected, so that they return. The reflected part of waves is received with the receiving antenna or receiver which is situated at a distance of a few decimeters to several meters from the transmitter. The measuring parameter is the travel time of the EM wave from the transmitting antenna to anomaly and back to the receiving antenna. The term is the two way travel time, similarly as in reflection seismics. The received waves are amplified and reformated in the control unit, and then verified on the screen of the display unit. Data are saved on hard disk for later processing. The way of obtaining and processing data, as well as the final display of data is similar to that in seismic methods. The difference resides in the source, physical nature and frequency of waves, and also in the measurement depth range and resolution of data. Whereas in the seismic methods the frequency ranges from several Hz to several hundred Hz, with georadar this range is from several MHz to 1000MHz. The usual time unit in seismics is millisecond (ms), and in georadar the nannosecond (ns). Figure 1 shows the way of measuring data with the usual georadar technique.

The propagation of waves is dependent upon electric properties of the rock, the starting frequency and the intensity of waves. The most important factors that describe propagation are the velocity and the attenuation of waves. Both velocity and attenuation depend upon the dielectric constant and resistance of rocks. In table 1 are shown velues of the dielectric constant ε, electric conductance σ (mS/m), velocity v (m/ns) and attenuation α (dB/m) for the most common rocks. The values correspond to the 100MHz transmitting antenna.

In this paper special attention is being devoted to description of wave intensity,

attenuation, quality of the radar system, amplitude of the signal, resolution and the depth range of the georadar. On fig. 2 the depth ranges of georadar systems of varying quality in dependance of attenuation are shown, and on fig. 3 the dependance of resolution of the instrument upon ther frequency of the transmitting antenna.

Modes of measurements

Described are the following measuring modes: reflection profiling (fig. 4), CMP (Common Mid Point), WARR (Wide Angle Reflection and Refraction), and geotomography. Lately also multichannel radar data acquisition is used (Fischer & McMechan, 1992).

Examples of Application

Follow practic examples of use of georadar in quarries, hydrogeology, geotechnics, speleology and stratigraphic mapping. All presented measurements were performed according to the method of reflection profiling with the georadar device Pulse EKKO IV and a 100MHz transmitting antenna. Varying in individual maesurements was only the recording step.

The Hotavlje quarry

In the quarry in Hotavlje the ornamental stone called commercially the Hotavlje marble is produced. Limestone is in places fractured which lowers the recovery. With the georadar limestone was categorized with respect to its degree of fracturing and its quality. The established relations are shown on radargram in fig. 5. The presented results are especially effective in color. In this way the reserves of exploitable stone can be estimated with reduction of drilling. Measurements were performed in to the stope front of the quarry about 1 meter above the floor. In a similar way in geotechnics the degree of rock fracturing is established.

The calcite quarry at Stahovica

In the quarry of the Calcite Mine Stahovica at Stahovica near Kamnik the exploitable calcite is overlain by a thick cover of slope talus. The calcite mineral body forms the near-surface part of the rather thick Triassic limestone. The aim of investigations was to assess the thickness of the talus rubble and to calculate the amount of barren cover above the mineral deposit. The radargram on fig. 6 shows the talus rubble and its lithologic contact with calcite. The dry talus material passes into alluvial gravel of the Kamniška Bistrica creek in its lower part. Talus and gravel differ in the type of their radar traces to the degree that they can be distinguished. Measurements were performed close to the producing quarry on the surface of the very unstable and rolling scree material. Owing to the very coarse grain size of the rubble the contact electrode-rock was in places rather bad. For the depth conversion of the time depth the wave velocity of 0.12m/ns was assumed. With respect to the chosen velocity and frequency of waves which was according to spectral analysis 80MHz

the lowest possible vertical resolution was 0.6m, and the average depth range 25m. The interpreted scree thickness was 2–9m. In the lower part of the scree the rubble thickness was about 5m, and the interpreted thickness of the torrent deposit amounted to additional 4m. The calcite base of the rubble is relatively compact. It is damaged only a few meters just below the contact with scree which is the best observable between points 20 and 75 (fractured calcite in the upper 6 meters). Indicated are also vertical anomalies (higher damage of the base), for instance between the radar recording points 5–10, 20–24, 47–49 and 109–115. The fractured zone between points 109 and 115 supposedly indicates the contact between calcite and limestone. Similar measurements can be made for road construction purposes for investigating landslides, screes, talus material and the like.

Golobja jama cave near Divača

In the bedded foraminiferal limestone with miliolida ($^2Pc_2$), in the middle of the future highway Ljubljana–Triest, in the section Razdrto–Čebulovica near Divača the Golobja jama cave occurs. Its position is shown in fig. 10. On the surface the entrance is visible, but its continuation in the depth is not known. Before the road construction the dimensions of the cave had to be assessed and its roof determined in order to avoid later collapse. Measurements are presented in fig. 7a, and interpretation on fig. 7b. The radar source was directed down into the limestone rock. The signal crossed the cave roof, passed the air in the cave and entered the collapsed material on the cave floor; then it died down in the underlying limestone. With such lithology on the floor of the cave a worse contrast was expected as in the roof, and a large decay of reflected waves in the floor, which also happened. In depth transformation of radargram the assumed velocity of radar waves in the limestone was 0.12m/ns, and in the air 0.3m/ns. The interval between traces is 1m, and the calculated possible resolution in limestone 0.4m.

The Golobja jama cave lies below the stony vault 2 to 5m thick. It is about 25m deep, as measured from the surface. It continues in the direction 150 degrees towards southeast. Determination of the upper limit of the roof is clear, questionable is the limit of the floor owing to the unclear passage through rubble and collapsed material on the floor. It is estimated that the floor collapse fills about a quarter of the cave. The described case is interesting for construction engineers as well as for karstologists and karst hydrogeologists.

Highway section Razdrto–Čebulovica

The future highway passes at Razdrto through flysch beds (E) and enters at Senožeče/Dolenja vas the Kozina and Danian grey and black limestones (K, Pc, Pleničar et al., 1970). In the field near Dolenja vas it passes across Cretaceous Senonian and Turonian grey and dark grey limestones (K_2) of the Triest–Komen plateau. Across the grey Danian limestone (K, Pc) the trace passes into Paleocene beds (Pc) that are not determined stratigraphically in more detail. In the slope of the Čebulovica hill the Paleocene beds are subdivided into the middle part of Liburnian beds (Kozina limestone – $^1Pc_2$) and in the upper part of Liburnian beds (foraminiferal limestone with miliolida – $^2Pc_2$, Buser, 1973). Farther towards Divača the highway trace passes

on limestone with alveolinas and nummulites (Pc, E), and grey Turonian (K_2^3) and white Senonian (K_2^4) rudist limestones. The Geophysical department of the Institute for geology, geotechnics and geophysics of the Geological Survey Ljubljana in 1989 executed the continuous geophysical mapping of the projected highway trace, not on all its extent, unfortunately. Measurements were performed with a 10 meter step and with the Schlumberger disposition of electrodes AB/2 = 10 and 20m. Summary data with disposition AB/2 = 20m are shown in figure 8. Based on the analysis of these measurements the site for georadar test recording was selected in the section at the foot of the Čebulovica hill. There, according to the Basic geological map 1:100000, sheets Gorica and Postojna, the contact of the middle part of Liburnian beds (Kozina limestone with snails ($^1Pc_2$) and the upper part of Liburnian beds, the foraminiferal limestone with miliolida, are developed. The Kozina limestone is a dense layered limestone of dark grey color with thin black intercalations of marl with macrofauna. In places it contains coal. The limestone with miliolida is a layered grainy limestone of grey and darker grey color. Lithologically they differ especially in layering and contents of organic matter.

The purpose of measurements was to verify the georadar method for application in detailed stratigraphic mapping – for detecting lithologic contacts, and as a geophysical method that might be optimal for geotechnical survey in karst terrains.

The 215m of the georadar profile are shown on fig. 9, and its position and geological sketch-map on fig. 10. The mentioned lithologic boundary is visible to the depth of about 20m. The boundary coincides with a jump of apparent electric resistivity in the part of limestone with foraminifers miliolids where resistivity values exceed 5000 Ohm-m. The profile was oriented NE-SW and passed, as seen from radargram, entirely in carbonate rock. Degree of fracturing of the limestone varies, being especially high at the described boundary. The measured geoelectric maximum between measuring points 468 and 471 does not represent a karstic cave filled with loam, but only relatively more fractured limestone. The geologic – lithologic and stratigraphic boundary passes over measuring point 140 (survey point of highway trace 473) and dips at an apparent angle of 13.7 degrees towards southwest. The dips of beds measured at surface are here 17–22 degrees towards west-southwest. The limestone has no surficial cover, which is also well visible on the georadar recording.

Literatura

Beres, M. & Haeni, F. P. 1991: Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologic Studies. – Ground Water *29*, 3, 1991, 375–386, Dublin.

Buser, S. 1968: Osnovna geološka karta, list Gorica 1:100000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1973: Tolmač za list Gorica, 50 pp. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967: Osnovna geološka karta, list Postojna 1:100000, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Cook, J. C. 1975: Radar transparences of mine and tunnel rocks. – Geophysics *40*, 5, 865–885, Tulsa.

Coon, J. B., Fowler, J. C. & Shafers, C. J. 1981: Experimental uses of short pulse radar in coal seams. – Geophysics *46*, 8, 1163–1168, Tulsa.

Davis, J. L. & Annan, A. P. 1989: Ground-Penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. – Geophysical Prospecting *37*, 531–551, Oxford.

Fisher, E. & McMechan, G. A. 1992: Example of reverse-time migration of single-channel, ground-penetrating profiles. – Geophysics *57*, 4, 577–586, Tulsa.

Fisher, E., McMechan, G. A. & Annan, A. P. 1992: Acquisition and processing of wide aperture ground-penetrating radar data. – Geophysics *57*, 3, 495–504, Tulsa.

Greenhouse, J., Brewster, M., Scheider, G., Redman, D. & Annan, P. 1993: Geophysics and solvents. The border experiments. – The Leading Edge, 261–267, Tulsa.

Piccolo, M. 1991: Development and improving of georadar system as a geophysical method for mining exploration. 53rd E.A.E.G. Meeting and Technical exhibition. Technical programme and abstracts of papers, DO 44, Florence.

Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1970: Tolmač za list Postojna, 62 pp. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Vaughan, C. J. 1986: Ground penetrating radar surveys used in archeological investigations. – Geophysics *51*, 3, 595–604, Tulsa.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 459–481 (1994/95), Ljubljana

Karotažne krivulje v metamorfnih kamninah pri Mariboru

Well log responses in metamorphic rocks near Maribor

Aleksander Brezigar & Mirka Trajanova
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

V Stražunskem gozdu – Pobrežje pri Mariboru je bilo izvrtanih šest vrtin, globokih od 860 do 1600m. V prispevku podajamo geološke razmere v omenjenih vrtinah in v širši okolici Maribora s poudarkom na metamorfnih kamninah. S petrografskimi analizami izvrtanin in s karotažnimi merjenji smo ločili zgoraj filitni del metamorfnega kompleksa in spodaj Pohorsko serijo kamnin. V filitnem delu nastopa filit z vložki filitnega kvarcita in silikatnega marmoriziranega apnenca. V Pohorski seriji nastopata dvosljudni gnajs in blestnik predvsem z vložki amfibolita in eklogita in redkeje kloritno amfibolskega skrilavca. Opisana je problematika litološke interpretacije karotaž v metamorfnih kamninah. Karotažne krivulje za posamezne litološke člene smo določili iz konvencionalne elektrokarotaže in naravne radioaktivnosti. Obstajata dve polji odzivnosti, ki sta med seboj ločeni po stopnji radioaktivnega sevanja. V filitnem delu metamorfika so visoko radioaktivne vse kamnine razen žilnega kvarcita. V Pohorski seriji so visoko radioaktivni gnajs, blestnik in diaftorit-filonit, nizkoradioaktivni pa amfibolit, eklogit in domnevno retrogradni kloritnoamfibolski skrilavec. Končno podajamo tipične karotažne krivulje posameznih litoloških členov.

Abstract

In the Stražun forest at Pobrežje near Maribor, (Eastern Slovenia) six boreholes have been drilled from 860 to 1600m deep. The paper describes geological conditions in mentioned boreholes, as well as in wider surroundings of Maribor with stress on metamorphic rocks. Based on petrographic analysis of the rocks cuttings and well logs the upper phyllitic part ant the lower Pohorje series of the metamorphic complex could be separated. The first one includes phyllites with phyllitic quartzites and silicate marmorized limestones. The Pohorje series is represented by two-mica gneiss and schist, mainly with inclusions of amphibolite and eclogite, and subordinately retrograde chlorite-amphibole schist. The well log responses for particular lithological sequences of metamorphic complex have been distinguished on the basis of conventional electrologs and gamma ray measurements. The problem of lithological interpretation of well logs in these rocks is described. Two fields of well log responses are distinguishable, as separated by the degree of natural radioactivity. Apart from veined quartzite, all rocks from the phyllitic part of the metamorphic complex are highly radioactive. In the Pohorje series gneiss, schist and diaphtorite-phyllonite are highly radioactive, while

amphibolite, eclogite and retrograde chlorite-amphibole schist have low radioactivity. Finally, typical well log responses in lithological sequences of the discussed metamorphic rocks are presented.

Uvod

V splošnih prizadevanjih, da bi našli alternativne »čiste« vire energije, ima pomembno vlogo geotermalna energija. V podjetju za zdravstvo, turizem in rekreacijo Pohorje so kmalu spoznali, da lahko ta energija, povezana z zdravilnimi učinki, predstavlja lepo možnost razvoja. Tako je bilo v letih 1989–1994 v Stražunskem gozdu – Pobrežje pri Mariboru (sl. 1a in 1b) izvrtanih šest vrtin, globokih od 860–1600m z namenom, da bi mariborskemu okolišu zagotovili ustrezno količino termalne vode.

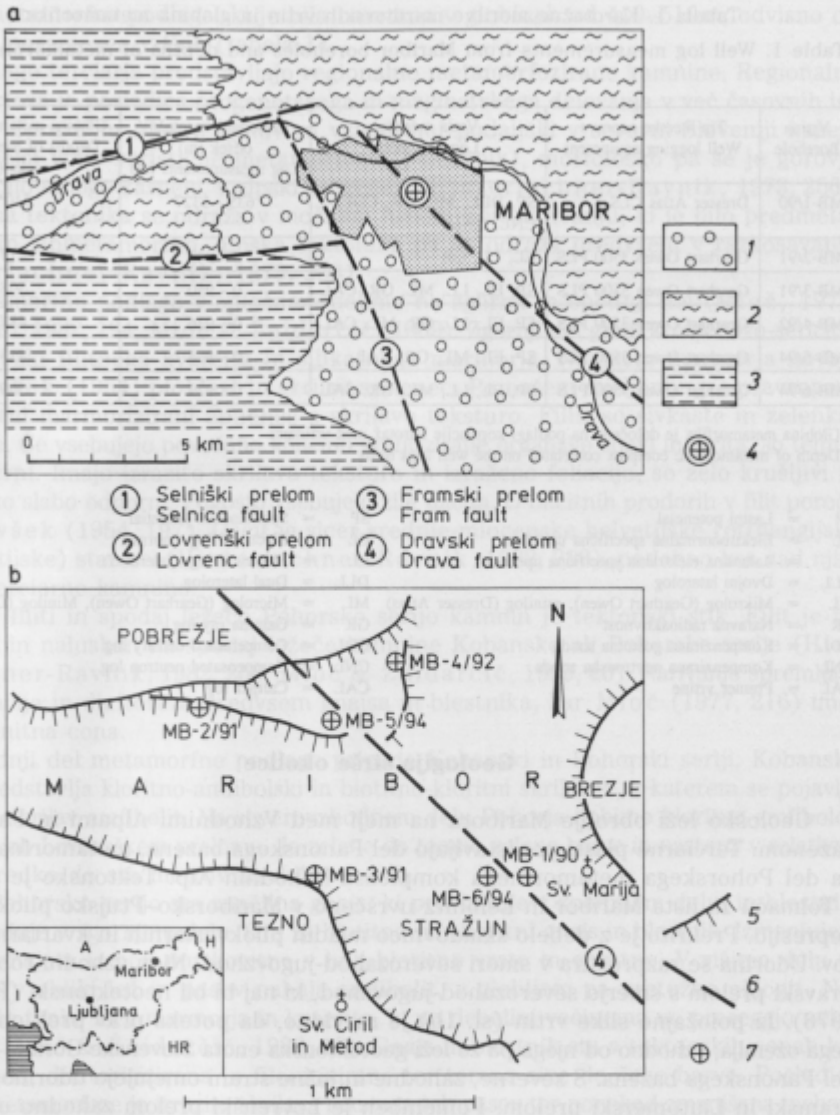
Članek opisuje karotažne krivulje v metamorfnih kamninah in težave ter omejitve, na katere naleti interpretator. Pogoj za interpretacije karotažnih krivulj je dobro poznavanje geoloških razmer nekega področja. Pri mariborskih vrtinah so bile geološke razmere v okolici dobro znane, vendar niso bile ovrednotene v vrtinah. Tako smo najprej opravili petrografske analize izvrtanin, podali pregled nastopajočih litoloških členov v vrtinah in izločili geološke formacije. Sledila je izdelava ustreznega karotažnega interpretacijskega modela.

Najprej podajamo kratek geološki pregled širše okolice Maribora, sledi pregled metamorfnih členov v vrtinah in končno opis karotažnih krivulj v posameznih litoloških členih metamorfika. Opravljene raziskave imajo veliko vrednost že zato, ker nam prvič omogočajo pogled v vertikalni presek metamorfnih kamnin na tem področju.

Mariborske vrtine so označene z oznakami MB-1/90 do MB-6/94. Največja oddaljenost med njimi je 1300m, v prečni smeri pa 700–800m. Vrtine ležijo na aluvialni ravnici reke Drave tako, da je nadmorska višina ustij skoraj enaka. Ocenjujemo, da je možna napaka pri karotažnem globinskem določanju kamnin v območju dveh metrov. Vse vrtine, razen MB-1, smo izvrtali na podlagi istega programa vrtanja in na podoben način. Uporabljali smo vrtalna stroja WIRTH B-3A in WIRTH B-4B. Vrtanje je bilo brezjedrno, pač pa smo v dvometrskih odsekih s siti lovili drobce izvrtanine. Ker je bila obtežitev drogovja majhna, so bili drobci veliki komaj 2–3mm. Slednje je pri makroskopskem in mikroskopskem litološkem določevanju predstavljalo precejšnjo oviro. Makroskopske petrografske preiskave smo opravili zvezno na vseh vrtinah, mikroskopske pa na vrtinah MB-3 do MB-6, in sicer le v delih metamorfnih kamnin, kjer smo opravili karotažne meritve. Za preverjanje petrografskih analiz izvrtanine so nam služili trije segmenti jeder iz vrtin MB-1, MB-2 in MB-6.

S karotažnimi meritvami smo zajeli kvartarne, terciarne in nekaj sto metrov metamorfnih kamnin. Uporabili smo različne merske metode in opremo. Karotaže v vrtinah MB-2 do MB-6 smo opravili s tipom karotažne opreme Gearhart Owen 3500 PLS pri podobnih razmerah merjenja in so med seboj neposredno primerljive. Vrtino MB-1/90 pa smo merili z opremo Dresser Atlas tip CLS-2 s širšim izborom karotažnih sond. Tako nam je služila za dopolnilo. Pregled opravljenih meritev je podan v tabeli 1.

Pred mariborskimi vrtinami smo v Sloveniji v metamorfnih kamninah opravili karotažne meritve leta 1990 v tisoč metrov globoki vrtini v Stibuhu – Stari trg pri Slovenj Gradcu, ki pa ni bila interpretirana.



Sl. 1. Položajni karti: geološka skica okolice Maribora, poenostavljeno po Mioč & Žnidarčič, 1989 (a); položaj mariborskih vrtin (b)
1 Pliokvartarni in kvartarni nanosi; *2* Miocenski sedimenti; *3* Metamorfne kamnine; *4* Položaj vrtin; *5* Rob kvartarne terase; *6* Dravski prelom; *7* Vrtina

Fig. 1. Location maps: geological sketch of Maribor surroundings, modified after Mioč & Žnidarčič, 1989 (a); location of Maribor boreholes (b)
1 Pliocene-Quaternary and Quaternary beds; *2* Miocene beds; *3* Metamorphic rocks; *4* Location of boreholes; *5* Edge of Quarternary terrace; *6* Drava fault;
7 Borehole

Tabela 1. Karotažne meritve mariborskih vrtin in globina metamorfika
Table 1. Well log measurements from Maribor boreholes and depths of metamorphic rocks

Vrtina Borehole	Tip merske naprave Well logging equipment	Vrsta meritev Logging tools	Izmerjeni karotažni odsek (m) Log measurements (m)	Globina metamorfika (m) Depths of metamorphic rocks (m)
MB-1/90	Dresser Atlas CLS-2	SP, DLL, ML, GR, CDL, CNL, CAL	635 - 1327	510*
MB-2/91	Gearhart Owen 3500 PLS	EL, LL, GR	0 - 949	417
MB-3/91	Gearhart Owen 3500 PLS	SP, EL, LL, ML, GR, CAL	0 - 950	508
MB-4/92	Gearhart Owen 3500 PLS	SP, EL, LL, GR, ML, CAL	0 - 936	487
MB-5/94	Gearhart Owen 3500 PLS	SP, EL, ML, GR, CAL	0 - 838	433
MB-6/94	Gearhart Owen 3500 PLS	SP, EL, LL, ML, GR, CAL	0 - 929	509

* Globina metamorfika je določena na podlagi korelacije karotaž med vrtinami
* Depth of metamorphic complex correlated on the well logs basis

SP = Lastni potencial
EL = Elektronormalna specifična upornost
LL = Lateralna električna specifična upornost
DLL = Dvojni laterolog
ML = Mikrolog (Gearhart Owen), minilog (Dresser Atlas)
GR = Naravna radioaktivnost
CDL = Kompenzirana gostotna sonda
CNL = Kompenzirana nevtronska sonda
CAL = Premer vrtine

SP = Spontaneous potential
EL = Electrical log - normal
LL = Electrical log - lateral 6'
DLL = Dual laterolog
ML = Microlog (Gearhart Owen), Minilog (Dresser Atlas)
GR = Gamma ray log
CDL = Compensated density log
CNL = Compensated neutron log
CAL = Caliper log

Geologija širše okolice

Geološko leži obrobje Maribora na meji med Vzhodnimi Alpami in Panonskim bazenom. Terciarne plasti predstavljajo del Panonskega bazena, metamorfna podlaga pa del Pohorskega metamorfnega kompleksa Vzhodnih Alp. Tektonsko je področje v Tolmaču za lista Maribor in Leibnitz uvrščeno v Mariborsko–Ptujsko pliokvartarno depresijo. Prekrito je z debelo skladovnico mladih pliokvartarnih in kvartarnih nanosov. Udorina se razprostira v smeri severozahod-jugovzhod. Njen vzhodni rob omejuje Dravski prelom s smerjo severozahod-jugovzhod, ki naj bi bil neotektonski (Premru, 1976). Iz položajne slike vrtin (sl. 1b) je razvidno, da poteka prav prek obravnavanega ozemlja, vzhodno od njega pa že leži geotektonska enota Slovenske Gorice – sestavni del Panonskega bazena. S severne, zahodne in južne strani omejujejo udorino Selniški, Framski in Ljutomerski prelom. Pomemben je Lovrenški prelom zahodno od obravnavanega ozemlja. Poteka v smeri zahod–vzhod južno od Ribnice in severno od Lobnice ter se konča ob Framskem prelomu zahodno od Maribora. Ob precejšnjem delu tega preloma se na južni strani pojavlja filitni pas, ki je narinjen na kloritno-amfibolov skrilavec pohorskega dela Kobanske serije. Tudi Lovrenški prelom naj bi bil aktiven, oziroma naj bi se reaktiviral v neotektonskem obdobju (Premru, 1976, 232).

Vrtine so v zgornjem delu prevrtale kvartarne in domnevno pliokvartarne prodne in peščene zasipe, debele več deset metrov. Nato so prešle skozi miocenske helvetijske (ottnangijske in karpatijske) laporje, meljaste glinovce in karbonatne meljevce z vložki peščenjakov in peskov. V spodnjem delu miocenskih plasti je ponekod ležal miocenski dacitni tuf. Skupna debelina terciarnih plasti je bila prek 400 metrov. Sle-

dila je metamorfna podlaga, ki je bila navrtana v globinah od 410–510m, odvisno od položaja posamezne vrtine (tabela 1).

Podlago terciarja predstavljajo regionalno metamorfozirane kamnine. Regionalna metamorfoza je posledica orogenetskega in magmatskega delovanja v več časovnih intervalih. Centralne Alpe z njihovimi vzhodnimi podaljški v severni Sloveniji kažejo najmočnejši vpliv varistične metamorfoze (paleozoik), morfološko pa se je gorovje izoblikovalo mnogo kasneje, v alpski orogenezi (Hinterlechner-Ravnik, 1973, 256). Varistična tektonika se odraža v močnem luskanju in narivanju, ki je bilo predmetamorfno in sinmetamorfno, alpska tektonika pa se odraža predvsem v razkosavanju (Hinterlechner-Ravnik, 1973, 258).

Metamorfno podlago v splošnem delimo na zgornji in spodnji del (Mioč, 1977; Faninger 1982, 194; Mioč & Žnidarčič, 1989). Zgornji del gradi kremenovo-sericitni filit z vložki filitnega kvarcita in silikatnega marmorja. Namesto marmorja navaja Germovšek (1954) ploščast in skrilav apnenec. Po našem mišljenju gre pravzaprav za silikatni marmorizirani apnenec s skrilavo teksturo. Filiti so sivkaste in zelenkaste barve. Če vsebujejo povečano količino grafitizirane organske snovi in pirita, so temno sivi do črni. Imajo izrazito skrilavo teksturo in izraženo foliacijo, so zelo krušljivi in mehansko slabo odporni. Pogosto vsebujejo žile dacita. O dacitnih prodorih v filit poroča Germovšek (1954, 197). Dacit je sicer srednje-miocenske helvetijske (ottnangijske in karpatijske) starosti (Hinterlechner-Ravnik, 1982, 258), podobno kot nad njim ležeče terciarne kamnine.

Med filiti in spodaj ležečo Pohorsko serijo kamnin je tektonski stik. Filit je bil narinjen in naluskan na spodaj ležeče kamnine Kobanske ali Pohorske serije (Hinterlechner-Ravnik, 1982, 256; Mioč & Žnidarčič, 1989, 20). Narivanje spremljata filonitizacija in diaftoreza predvsem gnajsa in blestnika, kar Mioč (1977, 216) imenuje filonitna cona.

Spodnji del metamorfne podlage pripada Kobanski in Pohorski seriji. Kobansko serijo predstavlja kloritno-amfibolski in biotitno-kloritni skrilavec, v katerem se pojavlja nekoliko skrilav amfibolit. Na severovzhodnem delu Pohorja dobimo kloritno-amfibolov skrilavec ob Lovrenškem prelomu. Je zelene do temno zelene barve in nastopa v relativno tankih, redko do sto metrov širokih pasovih.

Za Pohorsko serijo sta značilna gnajs, ki prevladuje v spodnjem delu, in blestnik, ki prevladuje v zgornjem delu. Gre za biotitno-muskovitni gnajs in blestnik. Izmenjujeta se in prehajata iz bolj muskovitne v bolj biotitno vrsto in obratno. V višjem delu te serije se v obliki leč in pasov nahaja amfibolit, v globljem pa pretežno eklogit. Nastopajo še tanke leče marmorja in kvarcita, ki po debelini večinoma ne presegajo nekaj metrov (Mioč & Žnidarčič, 1989, 19). Gnajs in blestnik sta v tektonskih conah kataklazirana, diaftoritizirana in filonitizirana ter temno sive do črne barve. Posledica dinamometamorfoze je izrazito skrilava tekstura teh pasov ter ponekod zmanjšana mehanska trdnost kamnin. Po literaturnih podatkih lahko v Pohorski seriji nastopata tudi aplitoidni in pegmatoidni gnajs, leče pa so debele od nekaj decimetrov do nekaj metrov (Hinterlechner-Ravnik, 1977, 131). Pegmatoidni gnajs nima s pegmatitnimi žilnimi diferenciati pohorskega tonalita nič skupnega, ker so le-ti mnogo mlajši od omenjenih (Faninger, 1973, 292).

Kamnine Pohorske serije so v redkih primerih presekane z žilami dacita, ki so prišle na površje ob prelomih. Dacit je spremenjen in tektoniziran.

Pregled metamorfnih litoloških členov v vrtinah

Zaporedje metamorfnih litoloških členov smo določili na podlagi petrografskih makroskopskih in mikroskopskih pregledov drobcev kamnin in treh segmentov jeder. Člene smo sledili do globin, do katerih smo opravili karotažne meritve (tabela 1). Ločili smo filit in pohorsko serijo kamnin.

Filit gradijo peliti in psamiti z nizko stopnjo metamorfoze. Našli smo ga v vseh vrtinah. Metapelitni del sestavljajo kremenovo-sericitni filit s spremenljivo vsebnostjo klorita in neprozornih mineralov (pirita in grafitne snovi). Metapsamiti so po analogiji s filitom na Strojni in Kobanskem lamelarni vložki (prehodi) v metapelitih. Po drobcih sodeč dosežejo ti vložki debeline do nekaj metrov. Metapsamiti so pretežno kremenove sestave in se po lastnostih približujejo kvarcitom (skrilavim kremenovim metapeščenjakom). Tako teksturno-strukturno kot tudi po sestavi se povsem razlikujejo od žilavih in masivnih kvarcitnih leč, ki nastopajo v globlji Pohorski, pretežno gnajsni seriji. Še vedno imajo delno ohranjeno primarno klastično teksturo, primesi klorita, sericita in akcesornih mineralov ter filitne lamine tam, kjer je bila povečana količina primarne glinaste komponente. Če je v metapsamitu pogost klorit, je dokaj podoben kloritnemu skrilavcu. Ponekod je kalcitiziran. Kalcitizirane cone so lahko tudi posledica zapolnitve tektonskih razpok s kalcitom v obliki žilic. V vrtini MB-5 nastopa debelejši vložek marmoriziranega silikatnega apnenca s skrilavo teksturo, ki spominja na močno kalcitizirane metapsamite. Metapsamiti kot filiti kažejo nizko stopnjo metamorfoze v faciesu zelenih skrilavcev. V nadaljevanju bomo metapsamite kratko imenovali filitni kvarciti. V filitu so pogostni vključki dacita, ki je večinoma sericitiziran in kalcitiziran. Na osnovi izvrtaninskih drobcev njegovega odnosa z okolno kamnino ni mogoče določiti. Drobci dacitnega izvora so pogostni tudi ob zelenih skrilavcih. Slednji so pretežno biotitno-amfibolski skrilavci z močno epidotizacijo in kloritizacijo, pogosto tudi razpoklinsko kalcitizacijo. Petrografsko torej odgovarjajo (epidot)-klinozoisitnim-kloritno-amfibolskim skrilavcem s kremenom in malo albita. Enoten paket teh skrilavcev, debel okrog 50 m, smo pod filitom izdvojili le v vrtini MB-4, kjer prehaja navzdol v amfibolit. Vendar to še ni zadosten dokaz za navzočnost Kobanske serije kamnin, zato v mariborskih vrtinah o njej ne govorimo. Kloritno-amfibolski skrilavci se lahko pojavljajo tudi globlje v Pohorski seriji predvsem ob amfibolitnih vložkih, kjer predstavljajo produkt retrogradne metamorfoze.

Filiti nalegajo na Pohorsko serijo. Kontakt med njima je tektonski, njegov vpliv pa je močneje izražen v spodaj ležečih kamninah, to je v gnajsu in blestniku. Drobci kažejo na močno dinamometamorfozo, zaradi katere so kamnine v njihovi bližini milonitizirane (filonitizirane) in se makroskopsko težko ločijo od filitov. Imajo značilno blastomilonitno strukturo. Z oddaljevanjem od kontakta je izražena kataklaza, katero pogosto spremlja razpoklinska kalcitizacija. Slednja nastopa tudi v sistemih razpok, ki so posledica mlajše tektonske aktivnosti.

Pohorska serija. Mioč in Žnidarčič (1982, 342) imenujeta Pohorsko serijo tudi gnajsno serijo, saj gnajsi prevladujejo nad blestniki. Blestniki pripadajo pretežno muskovitnim različkom. V obeh je količina biotita spremenljiva in redko prevlada nad muskovitom. Močno niha tudi vsebnost granatov. Zaradi tektonskih procesov je pogostna retrogradna metamorfoza. Njen vpliv je viden kot degradacijska rekristalizacija kremena. Ta ima značilno curkasto (mortar) strukturo in je kot lažje migrativna komponenta pogosto koncentriran v kvarcitnih lezikah in laminah ali celo v kvarcitnih lečah. Tako drobci kremena in kalcita verjetno pripadajo žilnim izločkom v tektonizirani kamnini kot tudi tanjšim lečam kvarcita in marmorja. Reševanju teh vprašanj

nameravamo posvetiti več pozornosti v nadaljevanju preiskav. Muskovit je ponekod zdrobljen v sericit, vendar je jasno izražena delna potektonska ali kasnosintektonska rekristalizacija v obliki lepidoporfiroblastov. Tudi biotit je zdrobljen in navadno topotaktično nadomeščen s kloritom. V kataklaziranih gnajsih zasledimo pogostne porfiroklaste mikroklina, kislega plagioklaza in rožnatih granatov. V drobcih so ti izrazitejši šele nekje pod 1400m globine in dajejo vtis očesnih struktur, kar bi lahko kazalo na prisotnost očesnega gnajsa. Nekoliko nad njim (pod 1200m globine) se v vrtinah pojavi cona z distenom in stavrolitom ter nekoliko zvečana količina drobcev, ki kažejo na blestnik. V takih primerih nastopajo številni rožnati granati in grafitni listki.

V gnajsu in blestniku se v globinah med 600 in 800m pojavijo prvi različki amfibolita. V zgornjem delu so navadno izraziteje skrilavi (amfibolski in amfibolitni skrilavci), z globino postaja tekstura masivnejša, reliktni minerali in struktura pa kažejo na nastanek iz eklogita. V sestavi prevladuje rogovača s poikiloblastično strukturo. Relikti piroksenov in granatov imajo izrazite simplektitne obrobe, reakcijske robove pa srečamo tudi pri lamelarnem plagioklazu, distenu in rutilu. Poleg amfibolitizacije je med spremembami močna tudi zoisitizacija, manj izraženi pa sta kloritizacija in kalcitizacija.

Dobljeno litološko zaporedje je skladno z dosedanjimi podatki Hinterlechner-Ravnikove (1971, 1982) in Hinterlechner-Ravnikove s sod. (1991a, b), razmere pa so podobne tudi na sosednjih ozemljih v Avstriji in delno na Madžarskem. V talnini filitnih kompleksov obravnavajo staropaleozojske polimetamorfne kamnine epidot-amfibolskega in amfibolitnega faciesa Neubauer in Sassi (1993), Lelkes-Felvari in Sassi (1981) in številni drugi avtorji. Prevladujoča je večfazna varistična metamorfoza, lokalno pa je prisotna tudi alpska metamorfoza. Čeprav so kamnine, ki so jih prevrtale vrtine, močno prizadete z mlajšimi tektonskimi procesi, še posebno so ti izraziti v vrtini MB-6/94, lahko po globini sledimo naslednje litološko zaporedje.

1. Kvartarni, pliokvartarni in miocenski-helvetijski (ottnangijski in karpatijski) sedimenti: prodni nanosi, karbonatni meljevci, peščenjaki, redkeje meljasti glinovci (t.i. serija laporjev). V spodnjem delu se pojavi dacit.
2. Filit: kremenovo-sericitni filit, filitni kvarcit, silikatni marmorizirani apnenec. Filit spremlja dacit.
3. Zeleni skrilavci: klinozoisitno-kloritno-amfibolski skrilavci. Tudi tu se v manjši količini pojavlja dacit.
4. Zelo drobnozrnati različki biotitno-muskovitnega gnajsa in blestnika, filonitizirani na stiku s filitno serijo; vključki amfibolskih skrilavcev.
5. Dvosljudni gnajs in blestnik s stavrolitom in lečami amfibolita.
6. Dvosljudni blestnik in podrejeno gnajs s pogostnimi amfibolitiziranimi eklogitnimi lečami.
7. Pretežno muskovitni gnajs s prehodi v očesni gnajs in blestnik.

Če zgornje zaporedje primerjamo z litološkim zaporedjem Hinterlechner-Ravnikove (1982, 258–262), opazimo odsotnost šibkometamorfnih kamnin štalenskogorske serije ter predvsem aplitoidnih in pegmatoidnih gnajsov ter leč marmorja in kvarcita. Vzroka sta lahko dva. Kot pravi Hinterlechner-Ravnikova, na Pohorju ne najdemo celotnega kamninskega razvoja vzdolž enega samega profila. Drugi vzrok je lahko nastopanje aplitoidnih in pegmatoidnih gnajsov v zelo majhnih debelinah in so zato v naših mešanih vzorcih dvometrskih intervalov prikriti.

Pričakovani karotažni odzivi

V tabeli 2 podajamo petrografski izvleček po zastopanosti najpomembnejših metamorfnih kamnin z njihovo osnovno mineralno sestavo. V njej smo z zvezdico označili minerale s kalijem, kjer pričakujemo relativno zvišano naravno radioaktivno sevanje.

Naravna radioaktivnost (GR). Ugotovljeno je, da je približno 0,012% naravnega kalija radioaktivnega, torej da pripada izotopu K^{40}, ki med svojim razpadom seva. Kalij kot tak je pomembna sestavina sljud (muskovit, biotit) in K-glinencev, npr. ortoklaza in mikroklina. Zato pričakujemo v kamninah, ki jih gradijo ti minerali, zvišano naravno radioaktivnost. Pomemben vir sevanja so uranovi in torijevi minerali. Tudi ti gradijo metamorfne kamnine (npr. cirkon) in so prisotni v sledovih. Vsi skupaj s K^{40} daleč največ prispevajo k stopnji naravne radioaktivnosti (Carmichael, 1984, 283). V nekaterih kamninah sta U in Th izrazito obogatena. To so skrilavci z organskimi snovmi in naftni skrilavci. V mariborskih vrtinah so z organskimi grafitoidnimi snovmi lokalno obogateni filiti ter redko blestniki in gnajsi. Med čiščenjem vrtin so bili ugotovljeni tudi sledovi ogljikovodikov.

Zelo nizko radioaktivnost ima amfibolit in skrajno nizko eklogit (Dresser Atlas, 1985, 152). Amfibolit južnonemškega kristalinika pri Oberpfalzu severno od Regensburga ima naravno radioaktivnost okrog 20 API*, tamkajšnji gnajs pa ocenjeno od 70–135 API (Gatto & Casten, 1990, 255; Gatto, 1992). O tem kristalniku je pri nas pisal Ravnik (1991). Keys (1988, 32) navaja visoko radioaktivnost v gnajsih in biotitnih skrilavcih. Na str. 33 primerja biotitni in kloritni skrilavec, kjer ima kloritni skrilavec podobno radioaktivnost kot amfibolit, torej zelo nizko. Nizko radioaktivnost kloritnega skrilavca navaja tudi Serra (1986, 101). Pričakujemo lahko, da bodo imeli gnajs, blestnik, filit in filitne različice visoko radioaktivnost, vložki amfi-

Tabela 2. Poenostavljena mineralna sestava kamnin v mariborskih vrtinah
Table 2. Simplified mineral composition of metamorphic rocks in Maribor boreholes

Kamnina Rock	Mineralna sestava Mineral composition
Filit Phyllite	sericit*, kremen, klorit sericite*, quartz, chlorite
Kloritno amfibolski skrilavec Chlorite-amphibole schist	amfibol (rogovača), klorit, biotit*, plagioklaz, kremen amphibole (hornblende), chlorite, biotite*, plagioclase, quartz
Blestnik Micaschist	muskovit*, biotit*, kremen, plagioklaz, granat muscovite*, biotite*, quartz, plagioclase, garnet
Gnajs Gneiss	kremen, plagioklaz, K-glinenec*, muskovit*, biotit*, granat quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite*, biotite*, garnet
Amfibolit Amphibolite	amfibol (rogovača), plagioklaz, kremen, epidot, titanit amphibole (hornblende), plagioclase, quartz, epidote, titanite
Eklogit Eclogite	piroksen (omfacit), amfibol (rogovača), granat, plagioklaz, zoisit, disten pyroxene (omphacite), amphibole (hornblende), garnet, plagioclase, zoisite, disthene

* Minerali vsebujejo element kalij. Količinsko nepomembnih in akcesornih mineralov ne omenjamo
* Minerals containing potassium. Not mentioned quantitatively insignificant and accessory minerals

* API – kratica za American Petroleum Institute. Enota API predstavlja naravno radioaktivno sevanje dvestotega dela med najnižjo in najvišjo vrednostjo karotažne krivulje, merjene v kalibracijski vrtini na Univerzi v Houstonu – ZDA.

bolitov, eklogitov, kvarcitov in marmorjev pa nizko. Kloritno-amfibolski skrilavci imajo nizko radioaktivnost, ki pa jim jo lahko zvišuje primes biotita. Pri hitro se menjavajočih in tektonsko pregnetenih ter mešanih kamninskih različkih pričakujemo anomalne vrednosti.

Električna specifična upornost (EL, LL, ML, DLL). Električne lastnosti v metamorfnih kamninah zelo nihajo zaradi velike litološke anizotropije teh kamnin. Anizotropijo povzroča hitro menjavanje kamninskih različkov, npr. pojavi žil in vložkov, variacije v petrografskih lastnostih, zlasti nakopičenja mineralov v neenakomernih pasovih ali gnezdih (kremen, sljude), dalje razpokanost v različnih smereh, skrilavost (foliacija) in predvsem tektonska porušenost. V splošnem imajo metamorfne kamnine relativno visoke električne specifične upornosti. Nižje imajo kamnine ali deli kamnin, ki so večinoma zgrajeni iz sljud in klorita. Nižje od standardnih so vrednosti v tektonsko prizadetih delih kamnin, torej v conah, ki imajo zaradi tektonike skrilavo teksturo ali so celo zdrobljene (povečana razpoklinska poroznost). V filitu pričakujemo izrazito nizke vrednosti zaradi njegove mineralne sestave in skrilavosti. Nasprotno pričakujemo v masivnih metamorfnih kamninah, ki niso porozne (amfibolit, eklogit, marmor, kvarcit) visoke upornosti. Laboratorijske meritve električne specifične upornosti metamorfnih kamnin pri standardnih pogojih merjenja (T = 15,6 °C, tlak 1 bar) kažejo izredno veliko nihanje. Za gnajs velja od 100–10000 Ωm, za skrilavce pa več kot 1000 Ωm (Gearhart Owen, 1976, 28). Pomembna je smer meritve glede na skrilavost kamnine.

Lastni potencial (SP) za litološko razlikovanje metamorfnih kamnin ni diagnostičen. Elektrokemični tokovi potekajo med oddaljenimi odseki, ki so kolikor toliko elektroprevodni. Prihaja do zelo dolgih in ravnih odbojev, ki se spremenijo na stiku elektroprevoden-elektroneprevoden odsek. Pomembne so tektonske cone in spremembe v slanosti podtalne vode ali formacijske tekočine.

Gostota (CDL), poroznost (CNL) in premer vrtine (CAL). Gostota in poroznost kamnin sta bili merjeni le v vrtini MB-1/90. Laboratorijske meritve gostote se od karotažnih v splošnem le malo razlikujejo in so navadno nekoliko nižje. Na vrednosti pa v obeh primerih zelo vplivajo nečistoče in tektonska prizadetost (Carmichael, 1982, 312). Gostotna sonda je diagnostična za razločevanje amfibolita od eklogita, ker ima slednji od metamorfnih kamnin daleč najvišjo gostoto (3,45 g/cm^3). Najnižje gostotne vrednosti imata kvarcit in gnajs. Vse metamorfne kamnine, razen filita, imajo zelo nizko poroznost, ki pa se povečuje v tektonskih conah. Povečanje premera je spet povezano bolj s tektonskimi conami kot s spremenjeno litologijo. Širjenje premera pričakujemo v filitu, ki ima zaradi visoke vsebnosti sericita in klorita zmanjšano kamninsko trdnost in večjo krušljivost. V tabeli 3 podajamo iz literature izločene karotažne vrednosti. Poudariti velja, da gre pri teh podatkih za petrografsko čiste kamnine, ki se od lokalno merjenih in od petrografsko mešanih lahko precej razlikujejo.

Karotažne krivulje v mariborskih vrtinah

V vrtini MB-1/90 razpolagamo s štirimi fizikalno neodvisnimi karotažnimi merjenji (tabela 1). To so elektrokarotaža (SP, ML, DLL), naravna radioaktivnost (GR), gostota kamnin (CDL) in poroznost (CNL). V vseh preostalih vrtinah sta bili opravljeni le dve fizikalno neodvisni meritvi: konvencionalna elektrokarotaža (EL, LL, SP) in naravna radioaktivnost (GR). Med seboj smo lahko primerjali meritve, opravljene z aparaturo Gearhart Owen, torej konvencionalne elektrokarotažne meritve (EL in LL) in narav-

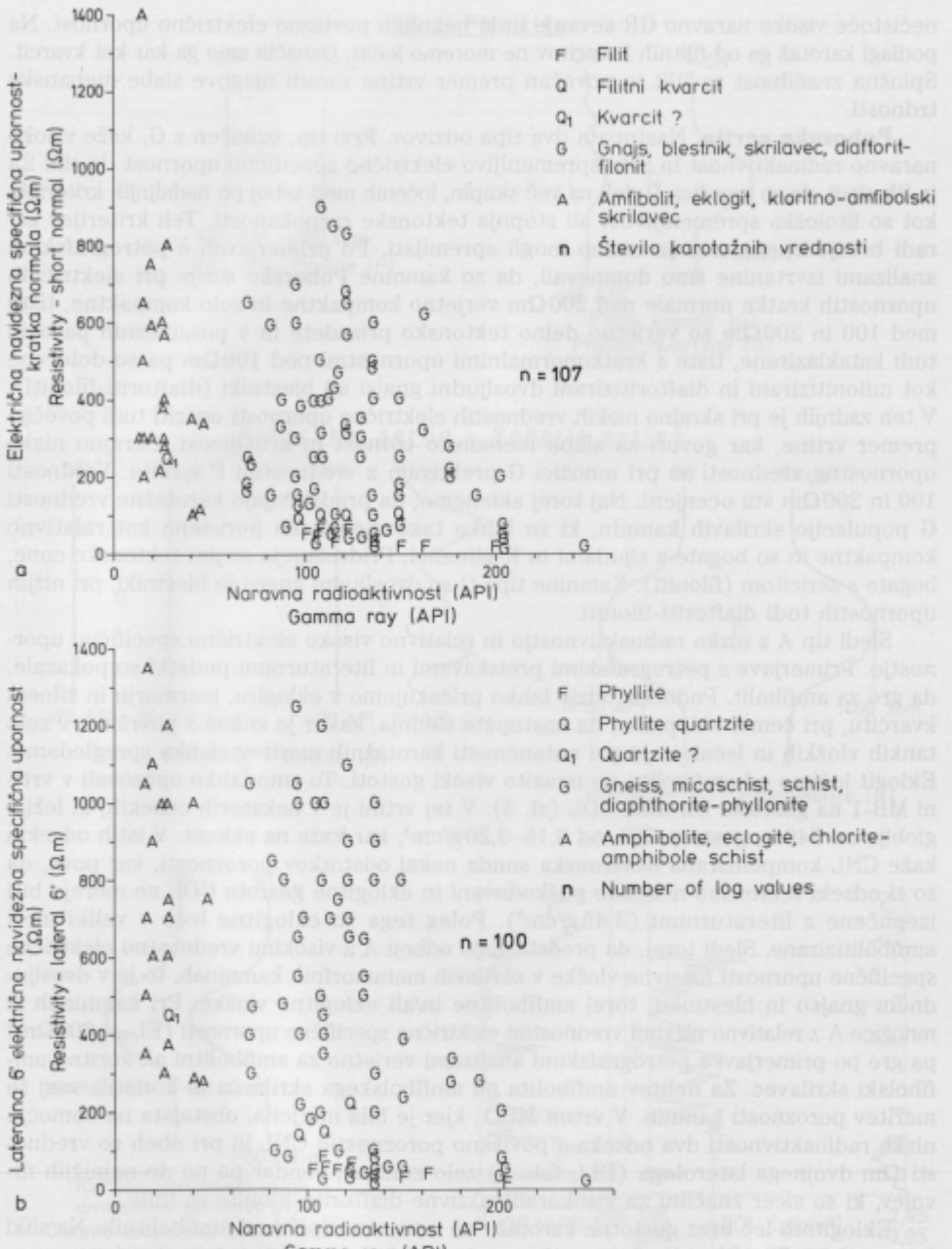
Tabela 3. Primerjalne karotažne vrednosti metamorfnih kamnin
Table 3. Log responses of metamorphic rocks

Metamorfna kamnina Metamorphic rock	Radioaktivnost Radioactivity	Prostorninska teža (g/cm³) Bulk density (g/cm³)			Poroznost Porosity
	GR (API)	Lab. meritve Laboratory data	CDL	CDL	CNL (%)
	Vir 2 in 4 Source 2 and 4	Vir 1 Source 1	Vir 2 Source 2	Vir 3 Source 3	Vir 2 Source 2
Filit - Phyllite	108 - 156[2]	/	2,75 - 2,80	2,89	6 - 10
Skrilavec - Schist	172 - 216[2]	2,73 - 3,19	2,90 - 3,10	2,83 - 3,19	≈ 3
Blestnik - Micaschist	128 - 260[2]	/	2,75 - 2,85	/	4 - 7
Gnajs - Gneiss	70 - 135[4]	2,59 - 2,84	2,65 - 2,90	2,68 - 3,04	≈ 3
Amfibolit - Amphibolite	≈ 20[4]	2,79 - 3,14	2,80 - 3,20	3,10	/
Eklogit - Eclogite	/	3,32 - 3,45	/	3,45	/
Kvarcit - Quartzite	40 - 60[2]	2,65	2,62 - 2,70	2,65	- 2
Marmor - Marble	10 - 30[2]	2,67 - 2,75	2,72 - 2,90	2,74 (kalcitni) 2,89 (dolomitni)	≈ 0

Vir: - Source:
1 - Carmichael, 1984, 34
2 - Serra, 1986, 101 and 104 after Desbrandes, 1982
3 - Dresser Atlas, 1985, 150
4 - Modified after Gatto & Casten, 1990, 255; Gatto, 1992

no radioaktivnost (GR). Skupna populacija 107 izločenih karotažnih vrednosti posameznih globinskih odsekov vrtin MB-2, MB-3, MB-4, MB-5 in MB-6 je prikazana na sliki 2a. Iz slike je razvidno, da bi bila brez rešenega geološkega modela in petrografskih litoloških informacij interpretacija nezanesljiva.Vrednosti karotažnih meritev v metamorfnih členih se namreč prekrivajo. V sliki ni nanesenih nekaj karotažnih odsekov, kjer je očitno, da se v zelo tankih odsekih menjavata dve litološko različni kamnini (npr. filit in filitni kvarcit). Krivulje tedaj ne morejo doseči resničnih vrednosti. Izločili smo tudi odsek v filitu, kjer so sonde zaradi prekomerne razširitve vrtine merile izplako. V nekaj primerih so vrednosti odsekov enake in se na diagramu prekrivajo, en odsek pa je izpuščen v delu, kjer je prišlo do zloma vrtalnega drogovja. Na sliki 2a je tako izpuščenih 11 od 118 odsekov. Po geoloških enotah so karotažne krivulje naslednje:

Filit. Nastopajo filit (F) z vložki filitnega kvarcita (Q) in silikatnega marmoriziranega apnenca. Filit kaže relativno visoko in zelo visoko radioaktivnost (GR>100API) ter nizko električno upornost kratke normale (EL_{SN}<100Ωm, sl. 2a). Odseki, kjer je povišana vsebnost kremena ali le-ti celo prehajajo v filitni kvarcit, kažejo nekoliko višjo elektroupornost, ponekod tudi zmanjšano GR, kar pa ni pravilo. Zaradi večje nečistoče se GR lahko celo poveča. Edini odboj v filitnem delu, ki je bil ugotovljen na območju nizke radioaktivnosti (GR<50 API), je odboj v vrtini MB-2, gl. 450–468m. Kaže 27API sevanja ter 250Ωm kratkonormalne specifične upornosti. Po petrografskih opisih je določen kot žilni kremen kvarcitnega videza s kloritiziranimi conami, sekundarno razpoklinsko kalcitiziran. Na sliki 2 smo ga označili s Q_1. Odsek je relativno debel in gre morda za paket subvertikalnih žil, posledično nastalih zaradi večfazne tektonske dejavnosti. Petrografsko določeni silikatni marmorizirani apnenec ima zaradi večje



Sl. 2a. Navzkrižni diagram GR-EL (kratka normala) vrtin MB-2, MB-3, MB-4, MB-5 in MB-6
Sl. 2b. Navzkrižni diagram GR-LL 6' vrtin MB-2, MB-3, MB-4 in MB-6

Fig. 2a. GR-EL_{SN} crossplot of MB-2, MB-3, MB-4, MB-5 and MB-6 boreholes
Fig. 2b. GR-LL 6' crossplot of MB-2, MB-3, MB-4 and MB-6 boreholes

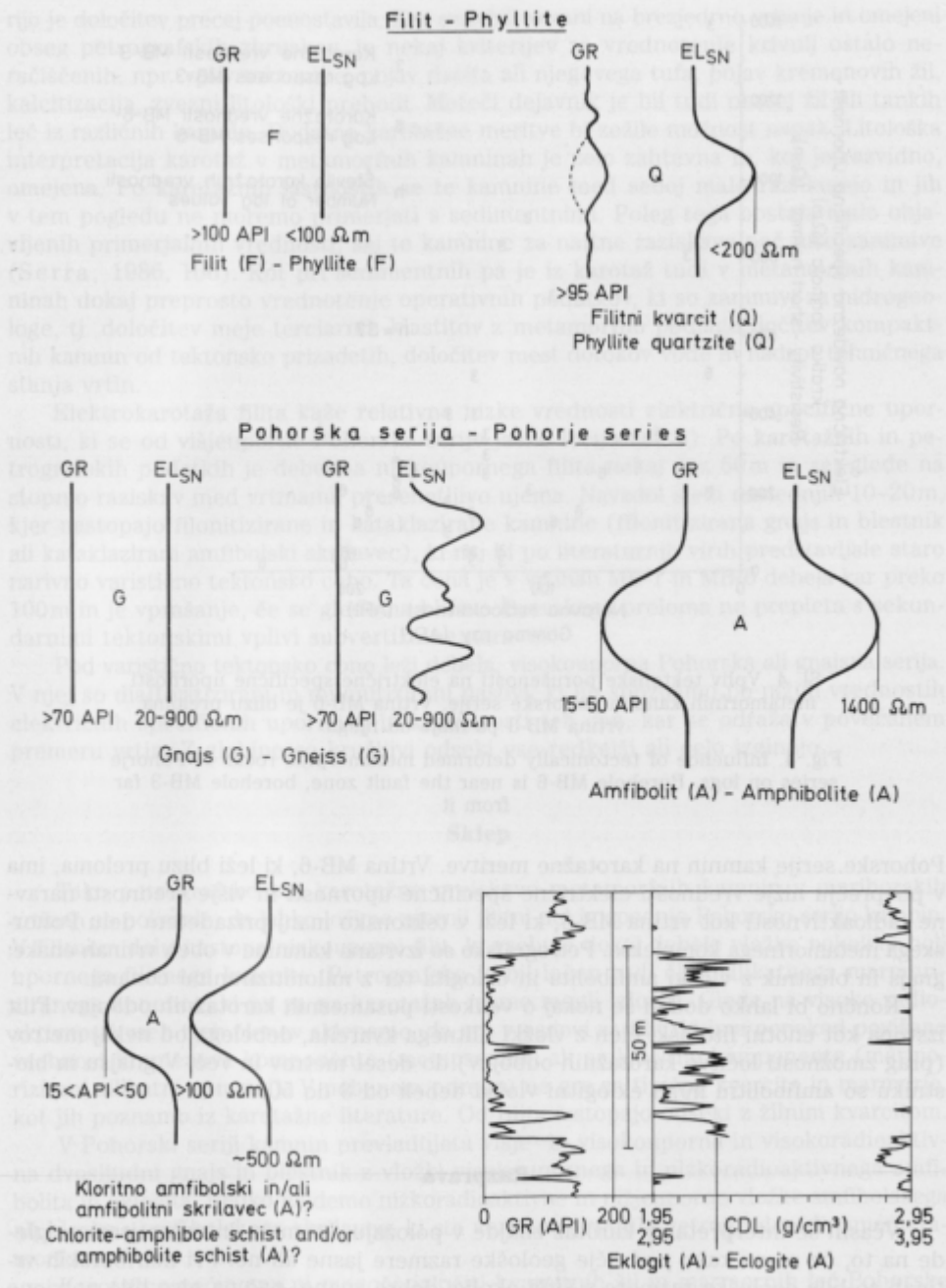
nečistoče visoko naravno GR sevanje in le nekoliko povišano električno upornost. Na podlagi karotaž ga od filitnih kvarcitov ne moremo ločiti. Označili smo ga kar kot kvarcit. Splošna značilnost za filit je povečan premer vrtine zaradi njegove slabe mehanske trdnosti.

Pohorska serija. Nastopata dva tipa odzivov. Prvi tip, označen z G, kaže visoko naravno radioaktivnost in zelo spremenljivo električno specifično upornost. Iz slik 2a in 2b sledi, da se množica G deli na več skupin, ločenih med seboj po nadaljnjih kriterijih, kot so litološka spremenljivost ali stopnja tektonske razpokanosti. Teh kriterijev zaradi brezjedrnega vrtanja nismo mogli spremljati. Po primerjavah s petrografskimi analizami izvrtanine smo domnevali, da so kamnine Pohorske serije pri električnih upornostih kratke normale nad 200 Ωm verjetno kompaktne in zelo kompaktne, tiste med 100 in 200 Ωm so verjetno delno tektonsko prizadete in v posameznih pasovih tudi kataklazirane, tiste s kratkonormalnimi upornostmi pod 100 Ωm pa so določene kot milonitizirani in diaftoritizirani dvosljudni gnajsi ali blestniki (diaftoriti-filoniti). V teh zadnjih je pri skrajno nizkih vrednostih električne upornosti opaziti tudi povečan premer vrtine, kar govori za slabo mehansko trdnost in krušljivost. Skrajno nizke upornostne vrednosti se pri množici G prekrivajo z vrednostmi F v filitu. Vrednosti 100 in 200 Ωm sta ocenjeni. Naj torej sklenemo, da predstavljajo karotažne vrednosti G populacijo skrilavih kamnin, ki so lahko tako mehansko porušene kot ralativno kompaktne in so bogate s sljudami in K-glinenci. Pridružujejo se jim tektonske cone, bogate s sericitom (filoniti). Kamnine tipa G so dvosljudni gnajsi in blestniki, pri nižjih upornostih tudi diaftoriti-filoniti.

Sledi tip A z nizko radioaktivnostjo in relativno visoko električno specifično upornostjo. Primerjave s petrografskimi preiskavami in literaturnimi podatki so pokazale, da gre za amfibolit. Podoben odziv lahko pričakujemo v eklogitu, marmorju in žilnem kvarcitu, pri čemer sklepamo, da nastopata slednja, kakor je znano s površine, v zelo tankih vložkih in lečah in ju pri natančnosti karotažnih meritev zlahka spregledamo. Eklogit ločimo od amfibolita po izrazito visoki gostoti. To smo lahko opazovali v vrtini MB-1 na gostotni karotaži CDL (sl. 3). V tej vrtini je v nekaterih odsekih, ki ležijo globlje od 840 m, gostota CDL od 3,15–3,20 g/cm^3, kar kaže na eklogit. V istih odsekih kaže CNL kompenzirana nevtronska sonda nekaj odstotkov poroznosti, kar pove, da so ti odseki tektonsko nekoliko poškodovani in eklogitne gostote CDL ne morejo biti izenačene z literaturnimi (3,45 g/cm^3). Poleg tega so eklogitne leče v veliki meri amfibolitizirane. Sledi torej, da predstavljajo odboji A z visokimi vrednostmi električne specifične upornosti masivne vložke v skrilavih metamorfnih kamninah, to je v dvosljudnem gnajsu in blestniku, torej amfibolitne in/ali eklogitne vložke. Pri kamninah iz množice A z relativno nizkimi vrednostmi električne specifične upornosti ($EL_{SN} \leq 300$ Ωm) pa gre po primerjavi s petrografskimi analizami verjetno za amfibolitni ali koritno-amfibolski skrilavec. Za delitev amfibolita od amfibolskega skrilavca bi koristila vsaj še meritev poroznosti kamnin. V vrtini MB-1, kjer je bila merjena, obstajata na območju nizke radioaktivnosti dva odseka s povišano poroznostjo CNL in pri obeh so vrednosti Ωm dvojnega laterologa (DLL tab. 1) zelo znižane, vendar pa ne do najnižjih nivojev, ki so sicer značilni za visokoradioaktivne diaftorite-filonite in filite.

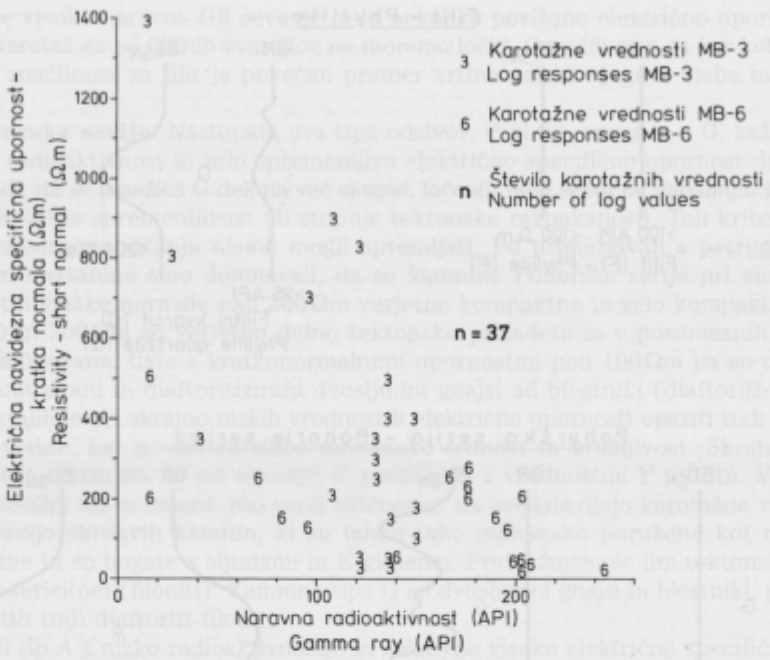
Eklogitnih leč brez gostotne karotaže ne moremo izločiti od amfibolitnih. Na sliki 2 je med 50–70 API radioaktivnosti praznina, ki ločuje množici A in G.

Karotažne krivulje v metamorfnem kompleksu mariborskih vrtin so simbolno prikazane na sliki 3. Sodimo, da je njihovo litološko vrednotenje zadovoljivo, pri čemer se v interpretiranih odsekih amfibolskega skrilavca ali amfibolita nedvomno skriva še kakšen odsek z žilnim kalcitom ali leča marmorja. Slika 4 kaže vpliv tektonske prizadetosti



Sl. 3. Idealizirane karotažne krivulje v metamorfnih kamninah mariborskih vrtin
GR – naravna radioaktivnost; EL_{SN} – električna navidezna specifična upornost – kratka normala; CDL – kompenzirana gostotna sonda (vrtina MB-1/90). Ni v merilu

Fig. 3. Idealized schematic log responses in metamorphic rocks in Maribor boreholes
GR – Gamma ray; EL_{SN} – Resistivity – short normal; CDL – Compensated density log (borehole MB-1/90). Not to scale



Sl. 4. Vpliv tektonske porušenosti na električne specifične upornosti metamorfnih kamnin pohorske serije. Vrtina MB-6 je blizu preloma, vrtina MB-3 pa dalje od njega

Fig. 4. Influence of tectonically deformed metamorphic rocks of Pohorje series on logs. Borehole MB-6 is near the fault zone, borehole MB-3 far from it

Pohorske serije kamnin na karotažne meritve. Vrtina MB-6, ki leži blizu preloma, ima v povprečju nižje vrednosti električne specifične upornosti in višje vrednosti naravne radioaktivnosti kot vrtina MB-3, ki leži v tektonsko manj prizadetem delu Pohorskega metamorfnega kompleksa. Petrografsko so izvrtane kamnine v obeh vrtinah enake: gnajs in blestnik z vložki amfibolita in eklogita ter z milonitiziranimi conami.

Končno bi lahko dodali še nekaj o velikosti posameznih karotažnih odbojev. Filit izstopa kot enotni litološki člen z vložki filitnega kvarcita, debelega od nekaj metrov (prag zmožnosti ločitve karotažnih odbojev) do deset metrov in več. V gnajsu in blestniku so amfibolitni in/ali eklogitni vložki debeli od 3 do 50 m.

Razprava

Včasih se interpretator karotaž znajde v položaju, ko mora interpretirati ne glede na to, če so za kako področje geološke razmere jasne ali ne. Pri mariborskih vrtinah so bile geološke razmere v širši okolici dobro znane, pač pa niso bile potrjene v vrtinah. Tako je bilo potrebno geološko znanje najprej prenesti na vrtine in zanje izdelati geološki pregled. Šele nato smo se lahko lotili razčiščevanja karotažnih krivulj. Delitev metamorfnega kompleksa na zgornji filitni del in spodnjo Pohorsko se-

rijo je določitev precej poenostavila. Ker smo bili vezani na brezjedrno vrtanje in omejeni obseg petrografskih zbruskov, je nekaj kriterijev za vrednotenje krivulj ostalo neračiščenih, npr. vpliv tektonike, pojav dacita ali njegovega tufa, pojav kremenovih žil, kalcitizacija, zvezni litološki prehodi. Moteči dejavnik je bil tudi obstoj žil ali tankih leč iz različnih kamnin. Dodatne karotažne meritve bi zožile možnost napak. Litološka interpretacija karotaž v metamorfnih kamninah je zelo zahtevna in, kot je razvidno, omejena. Po karotažnih lastnostih se te kamnine med seboj malo razlikujejo in jih v tem pogledu ne moremo primerjati s sedimentnimi. Poleg tega obstaja malo objavljenih primerjalnih vrednosti, saj te kamnine za naftne raziskave pač niso zanimive (Serra, 1986, 106). Kot pri sedimentnih pa je iz karotaž tudi v metamorfnih kamninah dokaj preprosto vrednotenje operativnih podatkov, ki so zanimivi za hidrogeologe, tj. določitev meje terciarnih klastitov z metamorfno podlago, ločitev kompaktnih kamnin od tektonsko prizadetih, določitev mest dotokov vode in nadzor tehničnega stanja vrtin.

Elektrokarotaža filita kaže relativno nizke vrednosti električne specifične upornosti, ki se od višjeuporne Pohorske serije jasno ločijo (sl. 5). Po karotažnih in petrografskih podatkih je debelina nizkoupornega filita nekaj čez 50 m in se, glede na stopnjo raziskav med vrtinami, presenetljivo ujema. Navzdol sledi naslednjih 10–20 m, kjer nastopajo filonitizirane in kataklazirane kamnine (filonitizirana gnajs in blestnik ali kataklazirani amfibolski skrilavec), ki naj bi po literaturnih virih predstavljale staro narivno varistično tektonsko cono. Ta cona je v vrtinah MB-1 in MB-6 debela kar preko 100 m in je vprašanje, če se glede na bližino Dravskega preloma ne prepleta s sekundarnimi tektonskimi vplivi subvertikalne narave.

Pod varistično tektonsko cono leži debela, visokouporna Pohorska ali gnajsna serija. V njej so diaftoritizirani in milonitizirani pasovi, ki jih spoznamo po nižjih vrednostih električnih specifičnih upornosti in krušljivosti teh con, kar se odraža v povečanem premeru vrtin. Z globino so krušljivi odseki vse redkejši ali celo izginejo.

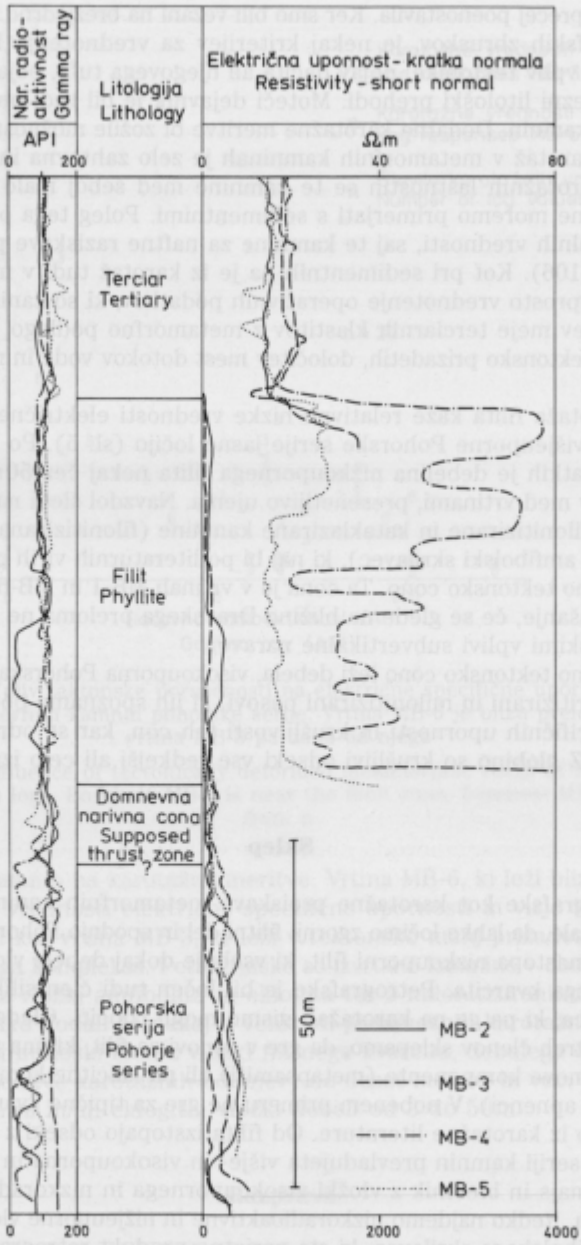
Sklep

Tako petrografske kot karotažne preiskave metamorfnih kamnin v mariborskih vrtinah so pokazale, da lahko ločimo zgornji filitni del in spodnjo Pohorsko serijo kamnin. V filitnem delu nastopa nizkouporni filit, ki vsebuje dokaj debele vložke nekoliko bolj upornega filitnega kvarcita. Petrografsko je bil ločen tudi člen silikatnega marmoriziranega apnenca, ki pa ga na karotažah nismo mogli izločiti. Glede na visoke radioaktivnosti vseh treh členov sklepamo, da gre v osnovi za filit, ki ima ponekod povišano vsebnost kremenove komponente (metapsamiti) ali pa kalcitne komponente (marmorizirani silikatni apnenci). V nobenem primeru ne gre za tipične kvarcite in marmorje, kot jih poznamo iz karotažne literature. Od filita izstopajo odseki z žilnim kvarcitom.

V Pohorski seriji kamnin prevladujeta višje- in visokouporna in visokoradioaktivna dvosljudni gnajs in blestnik z vložki visokoupornega in nizkoradioaktivnega amfibolita in eklogita. Redko najdemo nizkoradioaktivne in nižjeuporne vložke amfibolskega ali kloritno-amfibolskega skrilavca, ki sta verjetno produkt retrogradne dinamometamorfoze.

Karotažno večinoma ni mogoče izločiti kvarcitnih žil in marmornih leč Pohorske serije, ker so pretanke ali pa jih zakrivajo vložki amfibolita in amfibolskega skrilavca. V mariborskih vrtinah zaenkrat tudi petrografsko niso dokazane.

V splošnem je interpretacija karotaž tem lažja, čim mnogovrstnejše merilne me-



Sl. 5. Filit in pohorska serija kamnin v mariborskih karotažah. Karotaže so globinsko izenačene na stiku terciar-metamorfik, ki nam je služil kot primerjalna ploskev

Fig. 5. Phyllite and Pohorje series of metamorphic rocks in Maribor well logs. Logs are depth equalized on the Tertiary-metamorphic rock contact used as a reference level

tode uporabljamo. Za ustrezno vrednotenje v metamorfnih kamninah je ugodno imeti tudi meritve nevtronske poroznosti, gostotne in aktustične karotaže. Za izdelavo petrografskih analiz pa bi bilo najugodneje imeti vzorce jeder, če se že zadovoljimo z uporabo izvrtanine pa je ugodno, da so analize dovolj goste, da jih s karotažami lahko statistično povezujemo. Pričujoč prispevek po eni strani pojasnjuje geološke razmere v mariborskih vrtinah, po drugi strani pa s številnimi vprašanji poziva k celovitejšim geološkim raziskavam v teh vrtinah.

Zahvala

Prispevek je bil pripravljen z dovoljenjem in odobritvijo Pohorja – podjetja za zdravstvo, turizem in rekreacijo iz Maribora, ki je v celoti financiralo vrtanje in vsa spremljevalna dela na vrtinah. Posebej se zahvaljujemo gospodu direktorju Krešimirju Čabrijanu, dipl, jur., ki nas je pri delu vseskozi spremljal in nam kočno tudi omogočil objavo pričujočega prispevka.

Well log responses in metamorphic rocks near Maribor

Introduction

In the Stražun forest at Pobrežje near Maribor (NE Slovenia) six boreholes from 860 to 1600m deep (fig. 1a and 1b) have been drilled. The aim of investigations was to supply sufficient amount of thermal water for this region. The boreholes are designated MB-1/90 to MB 6/94. They are situated on the Drava river alluvial plain. Apart from three short intervals the boreholes were not cored. Rock cuttings have been recovered at two metres intervals. By well logs 400 to 510 metres of Quaternary-Tertiary sedimentary beds and several hundred metres of metamorphic rocks were investigeted. In the borehole MB-1/90 the Dresser Atlas CLS-2 equipment was used and in boreholes MB-2 to MB-6 the Gearhart Owen 3500 PLS equipment. As the drilling program of MB-2 to MB-6 was the same, logs from these boreholes are directly comparable.

In the present paper the vertical lithological succesion, well log responses and problems concerning the log interpretation in metamorphic rocks are described.

Geology of the region

The margin of the Maribor area lies at the boundary between the Eastern Alps and the Pannonian basin. The Pohorje metamorphic complex belongs to the first one and Tertiary beds to the second. The following authors studied its rocks from the geological, tectonical and petrological aspects: Germovšek (1954), Mioč (1977), Mioč and Žnidarčič (1982, 1989), Premru (1976), Faninger (1973), Hinterlechner-Ravnik (1973, 1977, 1982). The metamorphic complex originated as a consequence of multistage regional metamorphic and magmatic activity. The Variscan metamorphism has had the strongest influence, while the Alpine tectonics, is reflected mainly in displacements. The Drava fault is important for the discussed region. The

metamorphic basement is divided into the upper phyllitic part with dacite intrusions, inclusions of phyllitic quartzite and silicate marmorized limestone, and the lower part. The latter is further divided into the Kobansko and Pohorje series. Chlorite-amphibole and biotite-chlorite schists belong to the Kobansko series, while gneisses and micaschists with inclusions of amphibolite, eclogite, quartzite and marble belong to the Pohorje series. The phyllitic part is overthrusted on the Kobansko or the Pohorje series, and thick mylonitized and retrogressed boundary zones occur in them. There are local occurrences of aplitoid and pegmatoid gneisses within the Pohorje series.

Reviw of metamorphic lithology

The succession of metamorphic lithology in the boreholes is based on the petrography of cuttings and the three cored intervals. The phyllite part and the Pohorje series of rocks were determined.

Phyllites are present in all boreholes. Lithologically they represent the quartz-sericite phyllites with variable amount of chlorite and opaque minerals (pyrite, graphite matter). Usually they include schistose quartz metasandstones that can be according to the cuttings, a few metres thick. Their clastic structure is partly still preserved. This metasandstones contain admixtures of chlorite, sericite and accessory minerals, and phyllitic laminae. With higher amount of chlorite they are very similar to chlorite schists. Locally they are calcitized. Calcite zones can as well be the result of filling the tectonic fractures by veined calcite. In the further text we shall in short call them phyllitic quartzite. Thicker inclusions of schistose marmorized silicate limestone occur only in borehole MB-5. Rocks of the phyllitic sequence indicate the greenschist facies metamorphism. Admixtures of dacite cuttings are frequent in phyllite but their relation cannot be determined.

Only one borehole (MB-4) includes green biotite-amphibole schist, strongly epidotized and chloritized. The rock is frequently calcitized along cracks. In fact it represents the epidotized chlorite-amphibole schist with quartz and some albite. Its thickenss is about 50m. Downward it passes into amphibolite. Its appearance is not yet a satisfactory proof for the presence of the Kobansko rock series, so we do not consider it in the Maribor boreholes. The chlorite-amphibole schists occur also in some deeper parts of Pohorje series in amphibolite lenses where they represent product of retrograde metamorphism.

Phyllites lie over the Pohorje series. Their contact is of tectonic character that has a stronger effect on the underlying gneiss and micaschist. Cuttings indicate strong dynamometamorphism owing to which the rocks near contact are mylonitized (phyllonitized) and therefore very similar to phyllites. Away from the contact rocks are cataclastic which is often accompanied by fissure calcitization. This occurs also in fissure systems which are the consequence of younger tectonic activity.

Pohorje series. It is called also gneiss series, since gneisses pravail over micaschists. Both rock types contain variable amounts of biotite which rarely predominates over muscovite. Content of garnets is variable, too. The influence of tectonic activity is seen in degradation recrystallization of quartz that shows characteristic mortar texture. Quartz is frequently concentrated in quartzite veins, laminae and lenses as a consequence of easier silica migration. So it is likely that quartz and calcite cuttings originate from veins secreted from tectonized rocks and from thinner lenses of quartzite and marble. We intend to devote more attention to these problems in fur-

ther investigations. Muscovite is very often degraded to sericite. Partial late-tectonic or post-syntectonic recrystallization is cleary expressed by porphyrolepidoblasts. Topotactic replacement of chlorite after biotite is obserwed. Below about 1400m of depth occur frequent porphyroclasts of microcline, acid plagioclase and pink garnets. The structure may point to the presence of augen gneiss. Above it a zone with kyanite and staurolite occurs, and cuttings show the presence of micaschist. In such cases numerous pink garnets and graphite flakes occur.

The first appearance of amphibolite varieties in gneiss and micaschist is at the depth of 600 to 800m. They are distinctly schistose in the upper part (amphibole and amphibolite schists). Downward their structure becomes massive with relict minerals showing their eclogite origin. Several reaction rims are seen around pyroxene, garnet, plagioclase, kyanite and other blasts. Hornblende has the sieve texture. Apart from amphibolitization, zoisitization is strong and to a lesser extent chloritization and calcitization.

The lithological succession fits with the Hinterlechner-Ravnik data (1971, 1982), and Hinterlechner-Ravnik et al. (1991a, 1991b). Circumstances are similar in Austria and Hungary. Neubauer and Sassi (1993), Lelkes-Felvari and Sassi (1981) and numerous other authors consider the old Palaeozioc polymetamorphic rocks of epidote-amphibole and amphibolite facies in the footwall of phyllitic complexes. The polyphase Variscan metamorphism prevails, locally with Alpine metamorphism imprints. Although the rocks in the boreholes are strongly affected by younger tectonics, especially distinctive in borehole MB-6/94, the following lithological succession can be established.

1. Quaternary, Plioquarternary and Miocene-Ottnangian and Karpathian beds: gravel, carbonate siltstone, sandstones, rarely silty shales (so called marl series). Dacite occurs in the lower part.
2. Phyllite: quartz-sericite phyllite, phyllitic quartzite and marmorized silicate limestone. Some dacite occur.
3. Greenschists: epidote-chlorite-amphibole schist. Here too some dacite occurs.
4. Very finegrained varieties of biotite-muscovite gneiss and micaschist, phyllonitized at the contact with phyllite; inclusions of amphibole schists.
5. Two-mica gneiss and schist with staurolite and amphibolite lenses.
6. Two-mica schist and subordinately gneiss with frequent amphibolitized eclogite lenses.
7. Predominantly muscovite gneiss with transitions to augengneiss and micaschist.

If comparing this succession with the one given by Hinterlechner-Ravnik (1982, 258–262), the absence of low metamorphic Magdalensberg rocks, aplite and pegmatite gneisses, lenses of marble and quartzite can be noted. The reasons can be two. According to Hinterlechner-Ravnik, there is no complete rock development along a single profile. The second reason can be the occurrence of aplite and pegmatite gneisses in very thin layers which can remain unnoticed in mixed cutting samples of two metres intervals.

Expected well log responses

Table 2 shows the most important metamorphic rocks, according to their frequency in the boreholes, together with their major mineral composition. By an asterisk potassium bearing minerals with increased natural radioactivity are marked.

Gamma ray (GR). It is known that about 0,012% of natural potassium is radioactive owing to the K^{40} isotope that radiates during its decay. Potassium is an important constituent of micas (muscovite, biotite) and K-feldspars (orthoclase, microcline). In rocks containing these minerals we therefore expect increased natural radioactivity. An important source of radiation are also accessory uranium and thorium minerals (e.g. zircon). They together have far the greatest contribution to the degree of natural radioactivity (Carmichael, 1984, 283). In some schists with organic matter and oil schists U and Th can be enriched. In investigated boreholes the phyllites are locally enriched with graphitic matter, rarely also micaschists and gneisses. Traces of oil were stated during water pumping.

Amphibolite has a very low radioactivity, while that of eclogite is extremely low (Dresser Atlas, 1985, 152). Radioactivity of amphibolite from South German crystalline basement in Oberpfalz amounts to about 20 API* units, while that of gneiss there is from 70 to 135 API (Gatto & Casten, 1990, 255; Gatto, 1992). Keys (1988, 32/3) quotes high radioactivity in gneisses and biotite schists, and states that chlorite schist has radioactivity similar to amphibolite, i.e. very low.

Low radioactivity of chlorite schist is stated also by Serra (1986, 101). Consequently we expect high radioactivity of gneiss, micaschist and phyllite and low radioactivity of amphibolite, eclogite, quartzite and marble inclusions in the Pohorje series. Presence of biotite in chlorite schists may increase their radioactivity. Anomalous values are expected at rapid lithological changes or in tectonized zones.

Specific electrical resistivity (EL, LL, ML, DLL). Electrical properties in metamorphic rocks show great oscillations due to their relatively high lithological anisotropy that is caused by rapid changes of rock properties, as for example veins, inclusions, laminae, fracturing, schistosity (foliation) and degree of tectonic deformation. Metamorphic rocks have in general relatively high specific electrical resistivities. Lower values occur in tectonically affected zones with schistosity or increased fracture porosity. Distinctively low values can be expected in phyllite due to its mineral composition and schistosity. In contrary, the expected values in massive metamorphic rocks of extremely low porosity (amphibolite, eclogite, marble, quartzite) should be high. Laboratory measurements in metamorphic rocks at standard conditions ($T = 15.6\,°C$, $P = 1$ bar) show very large oscillations. Values for gneiss are from 100 to 10000 Ωm (Gearhart Owen, 1976, 28). Important is the direction of measurements with respect to the schistosity.

Spontaneous potential (SP) is not diagnostic for metamorphic rocks. Electrical currents flow between distant sections that are of moderate electric conductivity. The responses are long curves, changing only at the contacts or high conductivity, to low conductivity segments. Tectonic zones are important, as well as changes of the ground water or formation liquid salinity.

Compensated density log (CDL), compensated neutron log (CNL) and caliper log (CAL). Density and neutron logs were measured only in borehole MB-1/90. Laboratory density values are in general slightly lower than the log values. In both cases they are influenced by impurities and tectonic deformations (Carmichael, 1982, 312). Density log is diagnostic to distinguish amphibolite from eclogite. The former has by far the greatest density ($3.45\,g/cm^3$) among metamorphic rocks. The lowest density log values have quartzite and gneiss. Except for phyllite, all metamorphic

* API - abbreviation for American Petroleum Insitute. The API unit of gamma radiation corresponds to 1/200 of the deflection measured between two reference levels (low and high) of gamma ray activity in a test pit at the University of Houston.

rocks have very low porosity. It is increased in tectonized zones. This is valid also for the caliper. Increased caliper is expected in phyllite because of its high content of sericite and chlorite. Table 3 includes literature log values for petrographically pure rocks. They can differ much from values for tectonically disturbed and compositionally mixed rock varieties.

Log responses in Maribor boreholes

We were able to correlate conventional electrical log measurements (EL and LL) with gamma ray (GR) measurements, both made by Gearhart Owen equipment. Population of 107 selected log measurements for particular MB-2 to MB-6 borehole sections is shown in figures 2a and 2b. Log responses of geological units are as follows.

Phyllite. It is represented by phyllite (F) with phyllite quartzite (Q) and silicate marmorised limestone inclusions. Phyllite has relatively high and very high radioactivity (GR >100 API) and low electrical log short normal (EL_{SN}<100Ωm, fig. 2a). Segments with higher quartz content that can even pass to phyllite quartzite show somewhat higher electrical resistivity, and locally also reduced GR, which is not the rule. Impurities can even increase GR. The only value stated in phyllite within the low radioactivity field (GR < 50API) was in borehole MB-2 at depth 450 to 468m. The gamma ray was 27API and electrical log short normal 250Ωm. Petrography is determined as veined quartz with chloritized zones and secondary fracture calcitization. In figure 2 it is marked by Q_1. This section is relatively thick. We suppose there occurs a subvertical system of veins originating from polyphase tectonic activity. High GR and slightly increased electrical resistivity shows also the marmorized silicate limestone due to impurities. The rock cannot be separate from phyllitic quartzites by well logs. Therefore we marked it as quartzite. The general characteristics for phyllite is the increased caliper owing to its low mechanical strength.

Pohorje series. Two kinds of responces occur. The one marked by G is characterized by high natural radioactivity and very variable electrical specific resistivity. It can be seen from figures 2a and 2b that the set G is further divided into several groups. Separation is made according to lithologic variation and degree of tectonic deformation. These criteria could not be checked owing to uncored drilling. On the basis of correlation of log values with petrographic analyses of cuttings we suppose that the Pohorje series rocks with electrical resistivity short normal above 200Ωm are probably relatively massive, those with values between 100 and 200Ωm partly disturbed or locally cataclastic, while those under 100Ωm belong to mylonitized and diaphthoritic two-mica gneisses and schists (phyllonites). Within the last one, when electrical resistivity is extremely low, greater caliper appears which indicates low mechanic strength and crumbling. The extremely low resistivity values of G coincide with values F in phyllite. Values of 100 and 200Ωm are only estimated, since the investigations without core recovery do not permit statistical connections. We conclude that the G log values represent schistose rocks either compact or mechanically destroyed, and rich in micas and K-feldspars (table 2). Similar are zones rich in sericite (phyllonites). The G type rock are two-mica gneisses and schists, and those with lower resistivity also diaphthorites – phyllonites.

Next is the A type with low radioactivity and relatively high electrical specific resistivity. Comparisons of results and literature data indicate amphibolite. Similar responses can be expected in eclogite, marble and veined quartzite. The last two

usually occur as thin inclusions and lenses, so they can easily be overlooked regarding the well log accuracy. Eclogite can be distinguished from amphibolite by its high density. This can be seen from compensated density log made in borehole MB-1 (fig. 3). There the CDL values in some sections deeper than 840m were 3.15–3.20g/cm^3, which suggests eclogite. Within the same section CNL showed a few percent porosity as a result of tectonics. Therefore the CDL values of eclogite are not the same as in literature (3.45g/cm^3); besides, the eclogite lenses are usually strongly amphibolitized. We conclude that the A responses with high values of specific electrical resistivity represent massive inclusions in schistose metamorphic rocks, i.e. amphibolite and/or eclogite lenses within gneiss and micaschist. Low radioactivity and relatively low specific electrical resistivity readings of A ($EL_{SN} \leq 300\,\Omega m$) indicate, when correlated with petrographic analyses, amphibolite schist or chlorite-amphibole schist. At least the porosity measurements would be necessary for more accurate separation of amphibolites from amphibolite schists.

We are not able to distinguish eclogite lenses from amphibolite lenses without the density log. Figure 2 shows an open space between the 50 and 70API radioactivity values, which clearly separates the sets A and G.

The idealized log response curves from boreholes in the Pohorje metamorphic complex are shown in figure 3. We think that the lithologic interpretation of logs in Maribor boreholes is satisfactory. It is probable that some sections with veined calcite or lenses of marble remain hidden within the interpreted amphibolite and amphibolite schist. Figure 4 shows the influence of tectonics upon log measurements in the Pohorje series rocks. Borehole MB-6 which is situated close to the fault has on average lower values than borehole MB-3 which is in tectonically less affected part of the Pohorje metamorphic complex.

Finally we can comment the thicknesses of particular well log segments. Phyllite represents a relatively uniform lithologic sequence with inclusions of phyllitic quartzite which can reach up to ten metres and more. In gneiss and micaschist the amphibolite and/or eclogite lenses can reach thicknesses from 3 to 50m. The whole phyllitic sequence of low resistivity is about 50m thick (fig. 5). It is succeeded by a 10–20m thick phyllonitized and cataclastic zone. According to literature data it represents a Variscan overthrust zone. Below is the thick Pohorje or gneiss serie of high resistivity. It includes mylonitized and diaphthorised belts which are recognized by their lower specific electrical resistivity values, and if brittle, by larger caliper. With increasing depth the brittle sections become rare or absent.

Literatura

Carmichael, R. S. 1982: Handbook of physical properties of rocks. – V. II., CRC Press, Boca Raton, Florida.

Carmichael, R. S. 1984: Handbook of physical properties of rocks. – V. III., CRC Press, Boca Raton Florida.

Dresser Atlas 1985: Dresser Atlas log interpretation charts. – Rev. *02*/85, Dresser Industries, Inc., Houston, Texas.

Faninger, E. 1973: Pohorske magmatske kamenine. – Geologija *16*, 271–315, Ljubljana.

Faninger, E. 1982: Ali je predkambrij na Pohorju? – Geologija *25*/1, 191–200, Ljubljana.

Gatto, H. 1992: Relationen zwischen Konzentration, Aktivität und Wärmeproduktion von natürlichen radioaktiven Isotopen. – KTB Report *92*/1, Grundlagenforschung und Bohrlochgeophysik (Bericht 13), 215–217, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

Gatto, H. & Casten, U. 1990: Bohrlochgravimetrisch ermittelte Dichte (BHGM) in

Vergleich zur Logdichte (RHOB). – KTB Report *90/1*, Grundlagenforschung und Bohrloch Geophysik (Bericht 8), 247–264, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

Gearhart Owen 1976: Formation evaluation data handbook. – Gearhart Owen Industries, Inc., Fort Worth, Texas.

Germovšek, C. 1954: Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. – Geologija *2*, 191–210, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1971: Pohorske metamorfne kamnine. – Geologija *14*, 187–226, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1973: Pohorske metamorfne kamnine II. – Geologija *16*, 245–271, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1977: Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of the Pohorje mountains. – Geologija *20*, 107–140, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1982: Pohorski eklogit. – Geologija *25/2*, 251–288, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A., Sassi, P. F. & Visona, D. 1991a: The Austridic eclogites, metabasites and metaultrabasites from the Pohorje area (Eastern Alps, Yugoslavia): 1. The eclogites and related rocks. – Atti della Accademia nazionale dei Lincei, Rendiconti Lincei, Sci. fis. e nat., S. 9, V. *2*, N°2, 157–173, Roma.

Hinterlechner-Ravnik, A., Sassi, P. F. & Visona, D. 1991b: The Austridic eclogites, metabasites and metaultrabasites from the Pohorje area (Eastern Alps, Yugoslavia): 2. The metabasites and metaultrabasites and concluding remarks. – Atti della Accademia nazionale dei Lincei, Rendiconti Lincei, Sci. fis. e nat., S. 9, V. *2*, N°2, 175–190, Roma.

Keys, W. S. 1988: Borehole geophysics applied to ground-water investigations. – US Geological Survey, Open-file Report 87–539, Denver, Colorado.

Lelkes-Felvari, G. & Sassi, F. P. 1981: Outlines of the Pre-Alpine Metamorphisms in Hungary. – IGCP No. 5, Newslett., V. *3*, 89–99.

Mioč, P. 1977: Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. – Geologija *20*, 193–230, Ljubljana.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1982: Komparacija metamorfnih stijena Slovenije sa širim Jugoslavenskim područjem, 10. Jubilarni kongres geologa Jugoslavije. – Zbornik radova, Knjiga *1*, 341–350, Organizacioni odbor 10. jubilarnog kongresa geologa Jugoslavije, Budva.

Mioč, P., & Žnidarčič, M. 1989: Tolmač za lista Maribor in Leibnitz. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Neubauer, F. & Sassi, F. P. 1993: The Austro-Alpine quartzphyllites and related Palaeozoic formations. In: von Raumer and Neubauer (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps. – Spr. Verlag, 423–439, New York, Berlin, Heidelberg.

Premru, U. 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. – Geologija *19*, 211–249, Ljubljana.

Ravnik, D. 1991: Globoko znanstveno vrtanje v zemljino skorjo. – Rudarsko-metalurški zbornik *38/3*, 369–384, Ljubljana.

Serra, O. 1986: Fundamentals of well-log interpretation, 2. The interpretation of logging data. – Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 483–549 (1994/95), Ljubljana

Modeliranje refleksijskih seizmičnih podatkov za podzemno skladiščenje plina v strukturah Pečarovci in Dankovci – Murska depresija

Modelling of seismic reflection data for underground gas storage in the Pečarovci and Dankovci structures – Mura Depression

Andrej Gosar
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Antiformni strukturi Pečarovci in Dankovci v Murski depresiji sta bili izbrani kot najprimernejši v Sloveniji za gradnjo podzemnega skladišča plina v vodonosniku. Da bi dokazali velikost in zaprtost struktur, je bilo posnetih 17 refleksijskih seizmičnih profilov v skupni dolžini 157km in izvrtane so bile tri vrtine. S programom Sierra Mimic je bil izdelan strukturni model dveh interpretiranih horizontov (mezozojska podlaga terciarnih kamnin in meja badenij-sarmatij). Vrednotenje različnih hitrostnih podatkov (analiza hitrosti, akustična karotaža, meritve seizmičnih hitrosti v vrtinah in laboratorijsko na jedrih) je omogočilo natančno spremembo časa v globino ter ugotovitev bočnih sprememb hitrosti. Primerjava ročno in računalniško konstruiranih kart je pokazala dobro ujemanje, z nekoliko večjim odstopanjem le na SE strani strukture Pečarovci. Porozno plast predstavlja v tej strukturi 70m debela plast dolomita v globini 1900m, neprepustno krovnino pa več sto metrov debele plasti laporja. Struktura Dankovci v globini 1200m, kjer predstavljajo ustrezne porozne kamnine tanke plasti konglomerata in peščenjaka, je bila zaradi prelomov ocenjena za manj primerno. Z 1D sintetičnimi seizmogrami je bila opravljena korelacija geoloških in seizmičnih podatkov v vrtinah, posebno na intervalih s tankimi plastmi. Metoda sledenja žarkov na 2D modelih (programski paket Sierra Quik) je bila uporabljena za ugotavljanje zveznosti nekaterih horizontov in za ugotavljanje obstoja prelomov, ki so pomemben dejavnik za skladiščenje plina.

Abstract

Two antiform structures in the Mura Depression were selected as the most promising in Slovenia for the construction of an underground gas storage facility in an aquifer. Seventeen reflection lines with a total length of 157km were recorded, and three boreholes were drilled. Structural models corresponding to two different horizons (the pre-Tertiary basement and the Badenian-Sarmatian boundary) were constructed using the Sierra Mimic program. Evaluation of different velocity data (velocity analysis, sonic log, the down-hole method, and laboratory measurements on cores) was carried out in order to perform correct time-to-depth conversion and to establish lateral velocity variations. The porous rock

in Pečarovci structure is 70m thick layer of dolomite, occurring at a depth of 1900m, whereas layers of marl, several hundred meter thick, represent the impermeable cap-rock. Due to faults, the Dankovci structure, at a depth of 1200m, where the reservoir rocks consist of thin layers of conglomerate and sandstone, was proved to be less reliable. 1D synthetic seismograms were used to correlate the geological and seismic data at the borehole locations, especially at intervals with thin layers. The raytracing method on 2D models (the Sierra Quik package) was applied to confirm lateral continuity of some horizons and to improve the interpretation of faults which are the critical factor for gas storage.

Uvod

Zemeljski plin se je v svetu že uveljavil kot gorivo prihodnosti, ki naj bi z nadomeščanjem drugih fosilnih goriv zmanjšalo onesnaževanje okolja. Poleg tega ga odlikuje visoka kurilna vrednost in preprosta distribucija po plinovodnem omrežju; visoka je le začetna investicija. Tudi v Sloveniji se stalno povečuje delež zemeljskega plina v energetski bilanci, kar je bil tudi sklep posvetovanja Ekologija – energija – varčevanje, ki je bilo leta 1987 v Ljubljani (Novak, 1987). Namen uporabe zemeljskega plina se v zadnjih letih precej spreminja. V primerjavi z industrijsko porabo se povečuje delež za ogrevanje, zaradi česar so sezonska nihanja porabe vse večja.

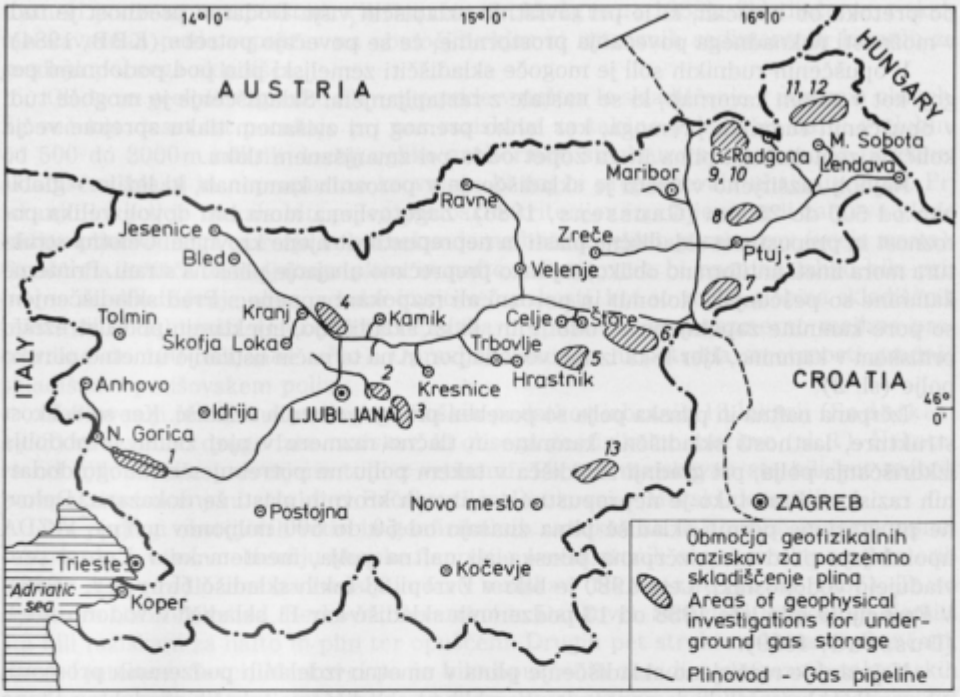
V Sloveniji smo leta 1990 porabili 241 milijard MJ energije. Od tega smo s fosilnimi gorivi in lesom proizvedli 78% energije (28% s premogom, 33% s tekočimi gorivi, 13% s plinom in 4% z lesom in lesnimi odpadki). Iz drugih virov pa smo porabili še: iz hidroelektrarn 5%, iz JE Krško 11%, uvozili pa smo 6% električne energije (Boštjančič, 1992).

Domača proizvodnja zemeljskega plina je zanemarljiva. Slovenija uvaža skoraj celotno količino zemeljskega plina, ki ga potrebuje, iz Rusije. Zanesljivost preskrbe je od leta 1992 povečana z uvozom zemeljskega plina tudi iz Alžirije. Petrol-Zemeljski plin je v Sloveniji v letih od 1976 do 1980 zgradil plinovodno omrežje v skupni dolžini preko 900km, ki povezuje vse večje industrijske kraje. Plinovodno omrežje poteka mimo Maribora (odcep proti M. Soboti), Celja (odcep proti Ravnam), Ljubljane, Anhova in Jesenic (sl. 1). Nanj je bilo leta 1988 priključenih 89 industrijskih porabnikov in tri mestne plinarne – v Ljubljani, Mariboru in Celju. Transportna zmogljivost omrežja je 3,5 milijarde $m^3(n)$* plina na leto. Od tega je v Sloveniji predvidena po letu 2000 poraba 2,2 milijarde $m^3(n)$, ostanek, to je 1,3 milijarde $m^3(n)$ pa naj bi transportirali v sosednjo Hrvaško (Lorger, 1988).

Dotok zemeljskega plina od dobavitelja je enakomeren, ne glede na porabo, ki pa niha tako letno kot tudi tedensko. Predvsem moramo uskladiščiti poletni višek plina, da z njim pokrijemo zimski primanjkljaj. Poleg letnega in dnevnega nihanja porabe pa so razlogi za skladiščenje plina še strateški in ekonomski.

Poraba zemeljskega plina v Sloveniji je bila leta 1988 okoli 1 milijardo $m^3(n)$, pri čemer je 90% plina porabila industrija, 10% pa je šlo za ogrevanje (Lorger, 1988). Pri takšni strukturi je letna enakomernost porabe do 80%. Razlika 20%, ki nastane med zimsko in poletno porabo plina, pomeni torej letno okoli 200 milijonov $m^3(n)$ plina. Ker pa je v prihodnjih letih predvideno priključevanje novih, zahtevnejših potrošnikov, to je gospodinjstev in komunalne potrošnje, se bo ta razlika še povečala, ker je njihova poraba bolj podvržena letnim nihanjem kot poraba v industriji. Zato je bil pri iskanju ustreznih struktur postavljen zahtevek, da je omogočena delovna prostornina skladišča večja od 200 milijonov $m^3(n)$.

* (n) normalne razmere: p = 1 bar, T = 0 °C.



Sl. 1. Plinovodno omrežje v Sloveniji in raziskane lokacije za podzemno skladiščenje plina (dopolnjeno po Lorgerju, 1988)

Fig. 1. The network of gas pipelines in Slovenia, and the investigated locations for underground gas storage (after Lorger, 1988)

1 Vipavska dolina; *2* Ljubljansko polje; *3* Litija (Janče); *4* Vodice; *5* Šmarjeta–Lahomno; *6* Rudniška antiklinala (Šentjur pri Celju); *7* Haloze; *8* Gabrnik pri Ptuju; *9* Cmurek; *10* Šomat (Slovenske gorice); *11* Pečarovci; *12* Dankovci; *13* Krško polje

Skladiščenje tako velikih količin plina je iz ekonomskega in varnostnega vidika smotrno le podzemno. Slovenija ima trenutno zakupljene skladiščne zmogljivosti v Avstriji in na Hrvaškem. Že več kot deset let pa potekajo raziskave za gradnjo domačega skladišča.

Zemeljski plin lahko skladiščimo podzemno na štiri načine:
- v solnih kavernah,
- v opuščenih rudnikih,
- v poroznih plasteh, ki so lahko vodonosniki ali pa opuščena naftna ali plinska polja,
- v skalnih kavernah.

Sol se pojavlja na nekaterih območjih v obliki debelih plasti ali v obliki solnih čokov. Zaradi njene popolne neprepustnosti predstavlja skoraj idealen medij za skladiščenje plina. Podzemni prostor, v globinah do 2000 m, dobijo z raztapljanjem soli z vrtinami v solni masi. Raztopljen prostor je zaradi stabilnostnih zahtev zvonaste oblike. Skladiščna prostornina solnih kavern znaša od 100000 do 500000 m^3(n). Skladiščenje v solnih kavernah je dražje od skladiščenja v vodonosnikih (Dussaud, 1989), zato je primerno le za območja, kjer ni ustreznih vodonosnih struktur ali kjer obstajajo posebne zahteve

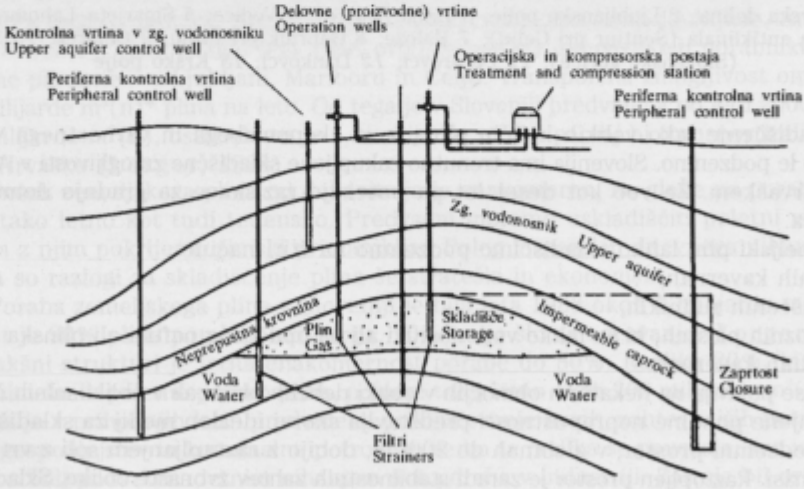
po pretoku ob konicah, ki je pri tovrstnih skladiščih višji. Dodatna prednost je tudi v možnosti naknadnega povečanja prostornine, če se povečajo potrebe (KBB, 1984).

V opuščenih rudnikih soli je mogoče skladiščiti zemeljski plin pod podobnimi pogoji kot v solnih kavernah, ki so nastale z raztapljanjem. Skladiščenje je mogoče tudi v opuščenih rudnikih premoga, ker lahko premog pri zvišanem tlaku sprejme večje količine zemeljskega plina in ga zopet odda pri zmanjšanem tlaku.

Najbolj razširjeno v svetu je skladiščenje v poroznih kamninah, ki ležijo v globinah od 500 do 2500m (Gaussens, 1986). Zagotovljena mora biti dovolj velika poroznost in prepustnost skladiščne plasti in neprepustnost njene krovnine. Celotna struktura mora imeti antiformno obliko, saj tako preprečimo uhajanje plina na strani. Primerne kamnine so peščenjak, dolomit in porozni ali razpokani apnenec. Pred skladiščenjem so pore kamnine zapolnjene z vodo. Plin, ki ga skladiščijo, injektirajo pod ustreznim pritiskom v kamnino, kjer le-ta izrine vodo iz por in na ta način ustvarijo umetno plinsko polje (sl. 2).

Izčrpana naftna in plinska polja so poseben primer tovrstnih skladišč. Ker so velikost strukture, lastnosti skladiščne kamnine in tlačne razmere v njej znane iz obdobja izkoriščanja polja, pri gradnji skladišča v takem polju ne potrebujemo mnogo dodatnih raziskav. Prav tako je neprepustnost njihovih krovnih plasti že dokazana. Delovne prostornine pornih skladišč plina znašajo od 50 do 500 milijonov $m^3(n)$. V ZDA uporabljajo predvsem izčrpana plinska ali naftna polja, medtem ko v Evropi prevladujejo vodonosniki. Leta 1980 je bilo v Evropi 33 takih skladišč (Lorger, 1988). V Franciji je bilo leta 1988 od 13 podzemnih skladišč kar 11 skladišč v vodonosnikih (Dussaud, 1989).

Najmanj je razširjeno skladiščenje plina v umetno izdelanih podzemnih prostorih v kompaktni kamnini, ki se pogosteje uporablja za skladiščenje tekočih produktov. Stene so lahko prevlečene z neprepustno kovinsko ali plastično oblogo ali pa opravlja to funkcijo vodna zavesa. V tem primeru preprečuje uhajanje plina visok gradient vodnega toka



Sl. 2. Skladiščenje plina v vodonosniku (po Gaussensu, 1986)

Fig. 2. The storage of gas in an aquifer (after Gaussens, 1986)

v smeri podzemnega prostora (Winqvist & Melgren, 1988). Skladiščenje v skalnih kavernah pride v poštev na območjih, kjer ni ustreznih sedimentnih kamnin za gradnjo pornega skladišča.

Glede na geološko zgradbo Slovenije pride v poštev le skladiščenje v poroznih plasteh. Že več kot deset let potekajo pri nas raziskave za takšno skladišče, da bi v globini od 500 do 2000m odkrili dovolj veliko antiformno strukturo sestavljeno iz porozne, skladiščne plasti in neprepustne krovnine, ki naj bi preprečevala uhajanje plina. Pri iskanju lokacij je morala biti poleg geoloških kriterijev izpolnjena tudi zahteva glede bližine plinovodnega omrežja in kot sekundarna bližina velikih porabnikov (večja mesta). Opuščena ležišča zemeljskega plina in nafte v Petišovcih bi pogojno lahko bila primerna za skladiščenje plina, vendar imajo več slabosti, kot so velika globina skladiščnih plasti, ki bi zahtevala visoke pritiske, slaba prepustnost in sorazmerno majhne prostornine do 100 milijonov $m^3(n)$. Opravljena študija ni potrdila smotrnosti gradnje skladišča v petišovskem polju.

V Sloveniji je bilo na podlagi geoloških podatkov izbranih 13 lokacij (Sadnikar, 1993) za izvedbo druge faze raziskav, ki obsega geofizikalne meritve (sl. 1). Nekatere od njih so bile preverjene tudi z vrtinami. Po teh raziskavah sta bili kot najbolj perspektivni ocenjeni strukturi Pečarovci in Dankovci v Murski depresiji.

Na podlagi obstoječih vrtin in geofizikalnih raziskav za nafto, plin in termomineralne vode je bilo na območju Murske depresije ovrednotenih enajst struktur, od katerih so bile štiri predložene za nadaljnjo fazo raziskav (Skaberne et al., 1987). To so strukture Gabrnik vzhod, Berkovci, Pečarovci in Dankovci. Strukturi Rakičan in Noršici sta bili raziskani za nafto in plin ter opuščeni. Drugih pet struktur: Vadarci, Bunčani, Cven–Ljutomer, Savci, Markovci pa je bilo opuščenih zaradi neustreznih tektonskih razmer s številnimi prelomi preko struktur. Perspektivne kolektorske plasti so pri nekaterih strukturah v terciarnih sedimentih, pri drugih pa v predterciarni podlagi.

Pri raziskavah lokacij za podzemno skladiščenje plina imajo pomembno vlogo geofizikalne metode. V fazi iskanja antiformne strukture so to predvsem gravimetrične in geoelektrične metode ter – v manjši meri – dražja refleksijska seizmika. Ko pa želimo neko strukturo podrobno raziskati in izračunati prostornino skladiščne plasti, pa dá le primerno gosta mreža seizmičnih profilov dovolj informacij o obliki in velikosti strukture ter o prelomih na njenem območju. Raziskovalno vrtanje in refleksijska seizmika se pri tovrstnih raziskavah dopolnjujeta. Podatki iz vrtin omogočajo boljšo interpretacijo seizmičnih profilov in spremembo časa v globino, seizmični profili pa ekstrapolacijo podatkov iz vrtin na širše območje.

Pri strukturah Pečarovci in Dankovci sem z uporabo programa za modeliranje površin želel zmanjšati subjektivni dejavnik pri konstrukciji strukturnih kart. Računalniški model je omogočal tudi natančnejšo spremembo časa v globino z upoštevanjem bočnih sprememb hitrosti. Ker so bile predhodno izdelane karte z ročnim konstruiranjem izohron, je bila mogoča neposredna primerjava obeh načinov obravnavanja seizmičnih podatkov. Na podlagi obeh modelov smo ocenili prostornino skladišča v izbrani strukturi Pečarovci.

Za preverjanje interpretacije seizmičnih podatkov in njihovo korelacijo z rezultati vrtanja pri tovrstnih raziskavah uspešno uporabljamo seizmično modeliranje. Za model, narejen na podlagi interpretacije seizmičnih profilov, izdelamo sintetične seizmograme, ki jih primerjamo z originalnimi. Postopek je interaktiven, vhodni model popravljamo tako dolgo, da dobimo dovolj dobro ujemanje.

Z enodimenzionalnimi sintetičnimi seizmogrami sem izvedel korelacijo med geološkimi in karotažnimi podatki iz vrtin ter seizmičnimi profili, kar je bilo posebno

pomembno na intervalih s tankimi plastmi. Z dvodimenzionalnim modeliranjem seizmičnih profilov po metodi sledenja žarkov pa sem želel ugotoviti zveznost nekaterih horizontov in preveriti obstoj prelomov, ki so pomemben dejavnik za skladiščenje plina.

Geološka zgradba

Murska depresija

Območje struktur Pečarovci in Dankovci pripada Murski depresiji, ki je del Panonskega bazena. Panonski bazen pa je mediteranski »back-arc« tip ekstenzijskega bazena, ki je nastal za lokom Karpatov ob koliziji evropske in fragmentirane afriške plošče med kredo in miocenom (Royden et al., 1983). Po nastanku konjugiranega sistema velikih zmičnih prelomov (v smeri NE so levozmični, v smeri NW pa desnozmični) je bil osrednji del izrinjen proti vzhodu. Raztezanje v smeri E–W, ki je bilo najmočnejše v srednjem in zgornjem miocenu, se je kompenziralo v subdukcijski coni na območju vzhodnih Karpatov. Rezultat takšnih tektonskih razmer je sočasno nastajanje kompresijskih in nateznih struktur v Panonskem bazenu. Pri tem se je formiralo več globokih depresij, ki so pogostnejše v obrobnem predelu. V neogenu so bile v Panonskem bazenu in še posebno v globokih obodnih depresijah ustvarjene možnosti za nastajanje in akumulacijo nafte in plina (Grandić & Ogorelec, 1986).

Območje Murske depresije, ki leži v Sloveniji, pokrivajo naslednji listi osnovne geološke karte: Goričko, Čakovec, Maribor in Leibnitz, manjša področja pa še listi Rogatec, Varaždin, Nagykanisza in Slovenj Gradec. Kartiranje lista Goričko je bilo končano leta 1963, karta in tolmač pa sta izšla leta 1970 (Pleničar, 1970a, 1970b), list Čakovec pa še ni izšel. Novejši podatki o geološki zgradbi Murske depresije so zbrani v tolmaču za lista Maribor in Leibnitz (Žnidarčič & Mioč, 1989). Podatke o geološki zgradbi Murske depresije sem povzel delno po tem viru, delno pa po poročilu Plan in program raziskav ležišč nafte in plina v SR Sloveniji za obdobje 1986–1990 (Grandić & Ogorelec, 1986).

Murska depresija leži na SW obrobju Panonskega bazena, sega pa v Slovenijo, Avstrijo, Madžarsko in Hrvaško. Na SW in S jo omejujejo Pohorje, Boč, Donačka gora in Ravna gora (podaljšek Karavank) ter Ivanščica in Kalnik (podaljšek Posavskih gub), N in NE mejo pa določajo izdanki paleozojskih kamnin pri Gleichenbergu v Avstriji in Kőzagu na Madžarskem. Murska depresija je ločena od Dravske z masivom Inke. Na območju Slovenije obsega površino približno 2640 km^2. Geomorfološko se deli na hribovit del (Goričko, Lendavske gorice, Slovenske gorice, Haloze) z nadmorsko višino do 400 m in na ravninski del (Murska in Dravska ravnina) z nadmorsko višino okoli 200 m.

Murska depresija ne predstavlja enotnega prostora, ampak je s pragovi, potekajočimi v smeri NEE–SWW, razdeljena v manjše kadunje (Žnidarčič & Mioč, 1989). Na območju Slovenije so znotraj Murske depresije izdvojene naslednje tektonske enote (sl. 3):

- Radgonska depresija,
- Murskosoboški masiv,
- Ptujsko-Ljutomerska sinforma,
- Ormoško-Selniška antiforma.

Slednja prehaja proti jugu v Čakovško kadunjo.

Podlaga terciarja leži najgloblje v Ptujsko-Ljutomerski sinformi in doseže zahodno od Lendave globino več kot 5500 m.

Geološko zgradbo Panonskega bazena in tudi Murske depresije delimo v tri stratigrafske celote in sicer (Grandić & Ogorelec, 1986):
- podterciarna ali predneogenska podlaga,
- neogenski sedimenti (pretežno miocen in pliocen),
- kvartarni sedimenti.

Predneogenska podlaga. V globokih vrtinah na tem območju so navrtali predvsem metamorfne kamnine, ki izdanjajo na zahodnem in južnem obrobju Murske depresije ter na Rdečem bregu (Grandić & Ogorelec, 1986). To so kremenovo sericitni skrilavci, filiti in filitni skrilavci, amfiboliti in amfibolitni skrilavci, piroksen iti in gnajs paleozojske starosti. Nad njimi leže ponekod do nekaj sto metrov debele plasti mezozojskih karbonatov.

Neogenski sedimenti. V Murski depresiji so od terciarnih kamnin zastopane miocenske gline, peski, laporji, peščenjaki in konglomerati v medsebojnem menjavanju ter pliocenski glineni sedimenti. Neogenski sedimenti so na površini na Goričkem, Slovenskih goricah in Halozah. Na območju Haloz pri Žetalah so tudi peski, peščenjaki in peščena glina oligomiocenske starosti.

Kronostratigrafska razdelitev miocena in pliocena v Panonskem bazenu (Centralna Paratetida) se je v preteklih letih pogosto spreminjala in dopolnjevala. Novejše razdelitve najdemo v delih Steiningerja s sodelavci (1988) ter Grandića in Ogorelca (1986). Madžarski avtorji večinoma uporabljajo nekoliko modificirano kronostratigrafsko razdelitev (Horvath & Pogacsas, 1988).

Korelacijo litostratigrafskih in kronostratigrafskih enot v Murski depresiji sta podala Žnidarčič in Mioč (1989). Na podlagi podatkov iz številnih vrtin so neogenski sedimenti Murske depresije razvrščeni v murskosoboško, lendavsko in mursko formacijo.

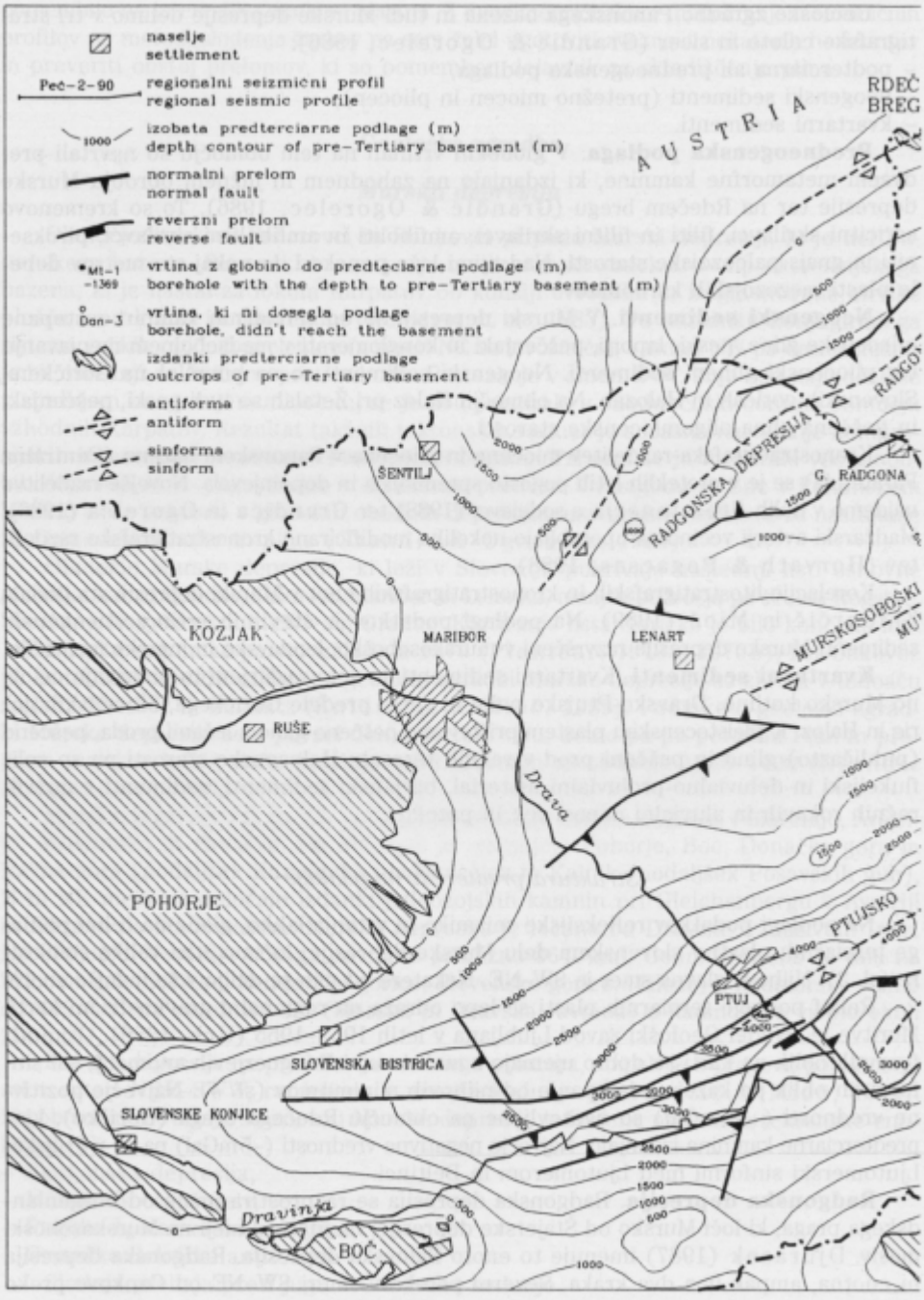
Kvartarni sedimenti. Kvartarni sedimenti so zelo razširjeni in pokrivajo celotno Mursko kotlino, Dravsko-Ptujsko polje in večje predele Goričkega, Slovenskih goric in Haloz. K pleistocenskim plastem prištevamo peščeno glino z lečami proda, peščeno (puhličasto) glino in peščeni prod v rečnih terasah. Holocenske starosti pa so soliflukcijski in deluvialno-proluvialni material, barjanski sedimenti, sedimenti v mrtvih rečnih rokavih in aluvialni nanosi rek in potokov.

Struktura predterciarne podlage

Na podlagi podatkov refleksijske seizmike in vrtanja lahko, glede na relief podlage terciarnih plasti v slovenskem delu Murske depresije, ločimo štiri velike strukture (sl. 3). Njihova glavna smer je SW–NE. Nekatere od njih se delijo v še manjše enote.

Relief podlage terciarnih plasti se lepo odraža na regionalni gravimetrični karti. Meritve je izvedel Geološki zavod Ljubljana v letih 1952–1955 (Urh, 1956). Osi antiformnih oblik na karti se dobro ujemajo z maksimumi Bouguerjevih anomalij, osi sinformnih oblik pa kažejo odstopanje od njihovih minimumov (sl. 4). Največje pozitivne vrednosti (+46mGal) so ugotovljene na območju Rdečega brega (Goričko), kjer predterciarne kamnine izdanjajo. Največje negativne vrednosti (–5mGal) pa so v Ptujsko-Ljutomerski sinformi med Ljutomerom in Beltinci.

Radgonska depresija. Radgonska depresija se razprostira južno od burgenlandskega praga, ki loči Mursko od Štajerske depresije, na jugu pa meji na Murskosoboški masiv. Djurasek (1987) imenuje to enoto Šalovska depresija. Radgonska depresija ni enotna, ampak ima dva kraka. Severni poteka v smeri SW–NE od Cankove preko Mačkovcev proti Dolencem na madžarski meji. Podlaga terciarja tone v smeri od SW proti NE in leži v globini od 1700m pri Cankovi do 4500m pri Dolencih. Po doslej



Sl. 3. Strukturna karta podlage terciarja v Murski depresiji (dopolnjeno po Djurasku, 1988 ter Grandiću & Ogorelcu, 1986). Označeno je območje, zajeto pri modeliranju seizmičnih podatkov (8 × 8km) in situacija treh regionalnih seizmičnih profilov

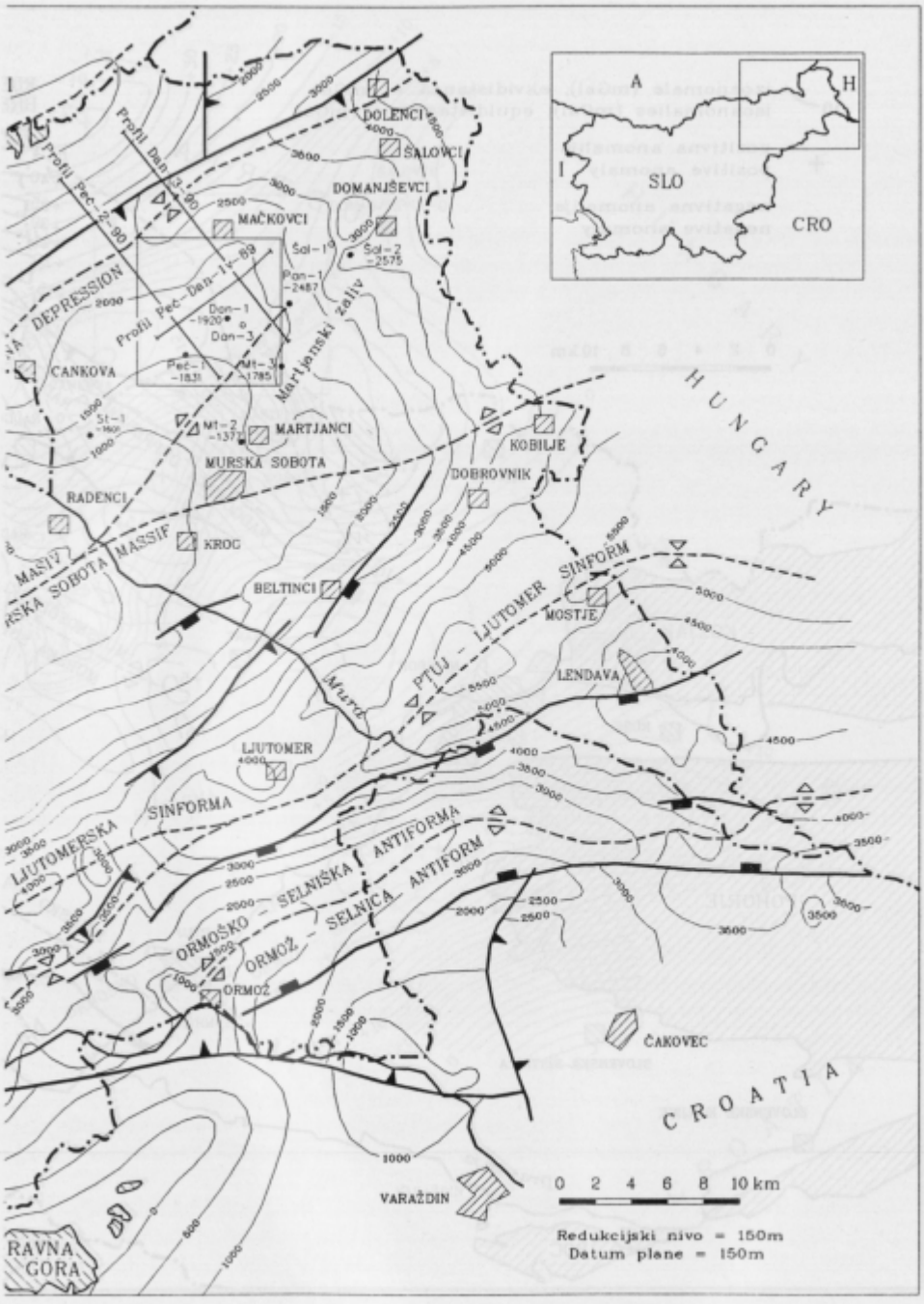
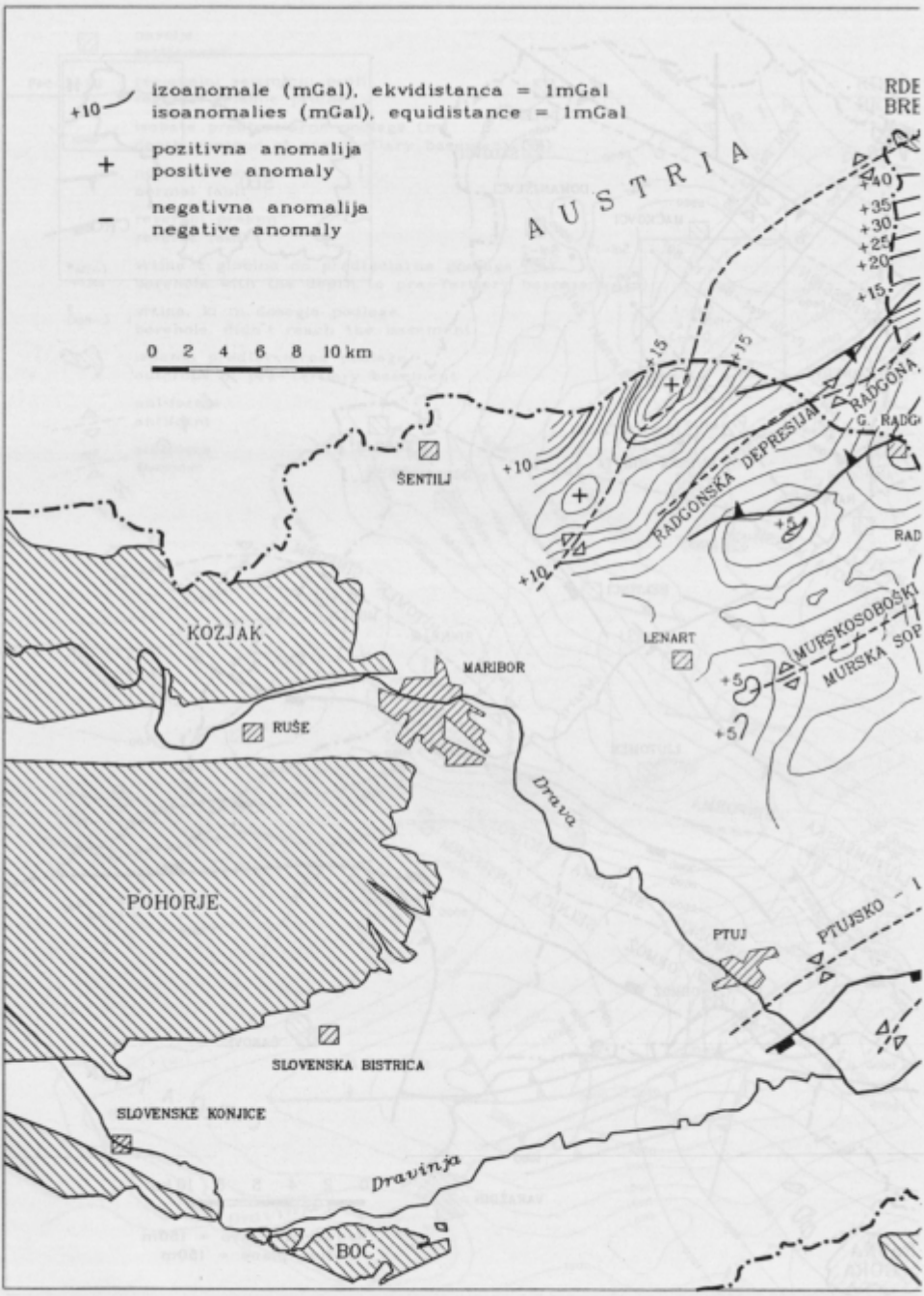


Fig. 3. Structural map of the pre-Tertiary basement in the Mura Depression (modified after Djurasek, 1988 and Grandić & Ogorelec, 1986). The area included in the modelling of the seismic data is shown (8 × 8km), and the position of three regional profiles



Sl. 4. Karta Bouguerjevih anomalij v Murski depresiji (po Urhu, 1956). Označeno je območje detajlnih gravimetričnih raziskav (pravokotnik) in območje, zajeto pri modeliranju seizmičnih podatkov (kvadrat)

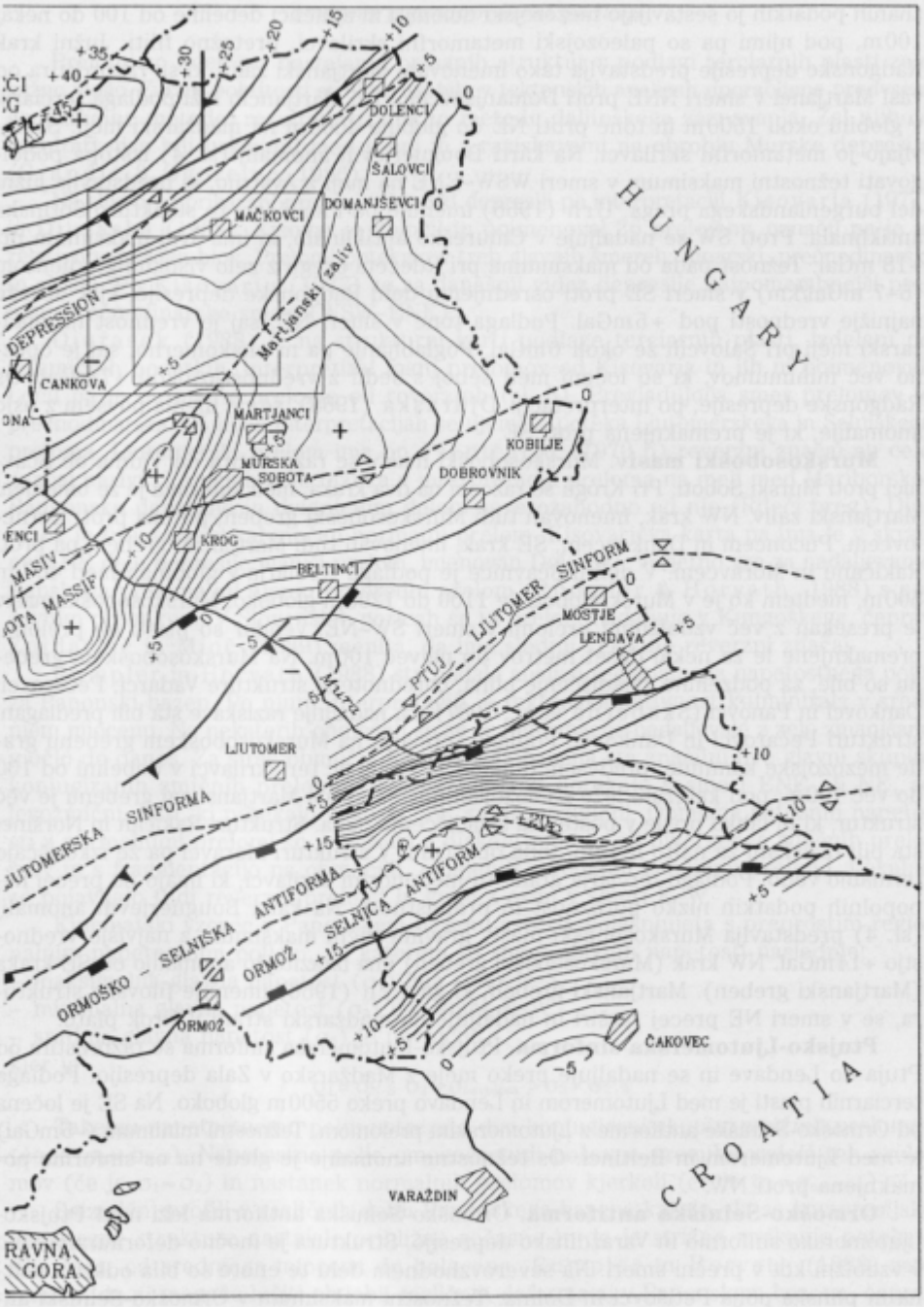


Fig. 4. Map of Bouguer anomalies in the Mura Depression (after Urh, 1956). The location of detailed gravity investigations is shown (area enclosed by a rectangle), and area included in modelling of the seismic data (area enclosed by a square)

znanih podatkih jo sestavljajo mezozojski dolomiti in apnenci debeline od 100 do nekaj 100m, pod njimi pa so paleozojski metamorfni skrilavci, pretežno filiti. Južni krak Radgonske depresije predstavlja tako imenovani Martjanski zaliv, ki se razprostira od vasi Martjanci v smeri NNE proti Domanjševcem. Pri Martjancih leži podlaga terciarja v globini okoli 1500m in tone proti NE do globine 4000m na madžarski meji. Sestavljajo jo metamorfni skrilavci. Na karti Bouguerjevih anomalij (sl. 4) izstopa podolgovati težnostni maksimum v smeri WSW–ENE na meji z Avstrijo, ki predstavlja južni del burgenlandskega praga. Urh (1956) imenuje po Pleničarju to strukturo Sotinska antiklinala. Proti SW se nadaljuje v Cmureško antiklinalo, ki ima svoj maksimum pri +18 mGal. Težnost pada od maksimuma pri Rdečem bregu z zelo visokim gradientom (5–7 mGal/km) v smeri SE proti osrednjemu delu Radgonske depresije, kjer doseže najnižje vrednosti pod +5mGal. Podlaga tone v smeri NE, saj je vrednost na madžarski meji pri Šalovcih že okoli 0mGal. Poglabljanje pa ni enakomerno, saj je opazno več minimumov, ki so ločeni med seboj s sedli z vrednostjo okoli +7mGal. Os Radgonske depresije, po interpretaciji Djuraska (1988), se ne ujema povsem z osjo anomalije, ki je premaknjena proti SE.

Murskosoboški masiv. Murskosoboški masiv se razprostira od Vidma ob Ščavnici proti Murski Soboti. Pri Krogu se razcepi na dva kraka, med katerima je že omenjeni Martjanski zaliv. NW krak, imenovan tudi Murskosoboški greben, poteka proti Černelovcem, Puconcem in Dankovcem, SE krak, imenovan tudi Martjanski greben, pa proti Rakičanu in Moravcem. V dolini Ščavnice je podlaga terciarja v globinah med 400 in 500m, medtem ko je v Murski Soboti že 1100 do 1200m globoko. Murskosoboški masiv je presekan z več vzdolžnimi prelomi v smeri SW–NE, vendar so plasti ob prelomu premaknjene le za nekaj deset metrov do največ 100m. Na Murskosoboškem grebenu so bile, za podzemno skladiščenje plina, ovrednotene strukture Vadarci, Pečarovci, Dankovci in Panovci (Skaberne et al., 1987). Za nadaljnje raziskave sta bili predlagani strukturi Pečarovci in Dankovci. Podlago terciarja na Murskosoboškem grebenu grade mezozojske kamnine, predvsem dolomit in apnenec ter skrilavci v debelini od 100 do več 100m, pod katerimi leže paleozojski filiti. Tudi na Martjanskem grebenu je več struktur, ki bi lahko prišle v poštev za skladiščenje plina. Strukturi Rakičan in Noršinci sta bili raziskani za nafto in plin, toda opuščeni. V strukturi Moravci pa že izkoriščajo termalno vodo. Podlago terciarja grade tu metamorfni skrilavci, ki imajo po precej nepopolnih podatkih nizko poroznost in prepustnost. Na karti Bouguerjevih anomalij (sl. 4) predstavlja Murskosoboški masiv gravimetrični maksimum z najvišjo vrednostjo +14mGal. NW krak (Murskosoboški greben) ima izrazitejšo anomalijo od SE kraka (Martjanski greben). Martjanski greben, ki ga Urh (1956) imenuje filovska struktura, se v smeri NE precej razširi in nadaljuje na madžarski strani v širok plato.

Ptujsko-Ljutomerska sinforma. Ptujsko-Ljutomerska sinforma se razprostira od Ptuja do Lendave in se nadaljuje preko meje z Madžarsko v Zala depresijo. Podlaga terciarnih plasti je med Ljutomerom in Lendavo preko 5500m globoko. Na SE je ločena od Ormoško-Selniške antiforme z Ljutomerskim prelomom. Težnostni minimum (–5mGal) je med Ljutomerom in Beltinci. Os težnostne anomalije je glede na os sinforme pomaknjena proti NW.

Ormoško-Selniška antiforma. Ormoško-Selniška antiforma leži med Ptujsko-Ljutomersko sinformo in Varaždinsko depresijo. Struktura je močno deformirana tako v vzdolžni kot v prečni smeri. Na severovzhodnem delu te enote so bila odkrita naftna in plinska polja Petišovci in Dolina. Težnostni maksimum v Ormoško-Selniški antiformi doseže vrednost +20mGal. Gravimetrični podatki kažejo, da je severno krilo antiforme bolj strmo od južnega.

Prelomi v predterciarni podlagi

Prelomi so imeli pri nastajanju opisanih struktur v podlagi terciarnih plasti zelo važno vlogo. Zaradi pokritosti struktur so bile v tektonskih analizah uporabljene predvsem geofizikalne metode, rezultati vrtanja in metode daljinskega zaznavanja. Žal njihovi rezultati niso bili usklajeni med seboj in z raziskavami na obrobju Murske depresije (Grandić & Ogorelec, 1986).

Na sliki 5 so prikazani prelomi v Murski depresiji po interpretaciji Kisovarja (1977) in Djuraska (1988). Kisovar je določil in poimenoval 26 prelomov, označil pa je le relativno spuščen blok. Prelomi potekajo v treh glavnih smereh: dinarski, prečnodinarski in alpski. Po Kisovarju (1977) so za današnji videz depresije najpomembnejši prelomi prečnodinarske smeri (WSW–ENE).

Djurasek (1988) je na strukturni karti podlage terciarnih plasti, izdelani po seizmičnih podatkih, interpretiral manj prelomov od Kisovarja in jih ni poimenoval. Ločil pa je normalne prelome od reverznih (sl. 5). Prevladujoča smer prelomov je prečnodinarska. Po obeh interpretacijah se ujemata poteka Ljutomerskega in Selniškega preloma. Ljutomerski prelom ima po Pleničarju (1970 b) reverzni značaj ali celo značaj nariva. Pomembna je razlika v interpretaciji preloma na meji med Mariborsko-Radgonsko depresijo in dvignjenim delom severozahodno od nje (Rdeči breg). Djurasek je tu interpretiral močan normalni prelom. Kisovarjeva karta pa ima le v skrajnem NE delu depresije manjši prelom, imenovan Dolenški. Verjetno gre za nadaljevanje Rabskega preloma ali njemu vzporedni prelom (Rumpler & Horvath, 1988) s poševnim premikom. V Slovenskih goricah se ta prelom nadaljuje v Kungoškega, čeprav Žnidarčič in Mioč (1989) menita, da ima slednji verjetno reverzni značaj.

Rumpler in Horvath (1988) sta podala analizo regionalnega napetostnega polja za Panonski bazen. Po njuni interpretaciji je tektonska aktivnost kulminirala v srednjem miocenu. Na nekaterih območjih so se te deformacije nadaljevale z zelo zmanjšano močjo do danes. Za širše območje Panonskega bazena sta značilni dve glavni skupini konjugiranih zmičnih prelomov. Vsi prelomi, ki potekajo v smeri ENE ali NE, so levozmični, tisti, ki potekajo v smeri NW, so desnozmični. Območja nateznih napetosti z normalnimi prelomi so povezana z diskontinuiteto ali divergenco zmičnih prelomov in s fragmentacijo na območjih, omejenih z velikimi zmičnimi prelomi. Lokalno se pojavljajo tudi reverzni prelomi in gube z osmi v smeri E–W.

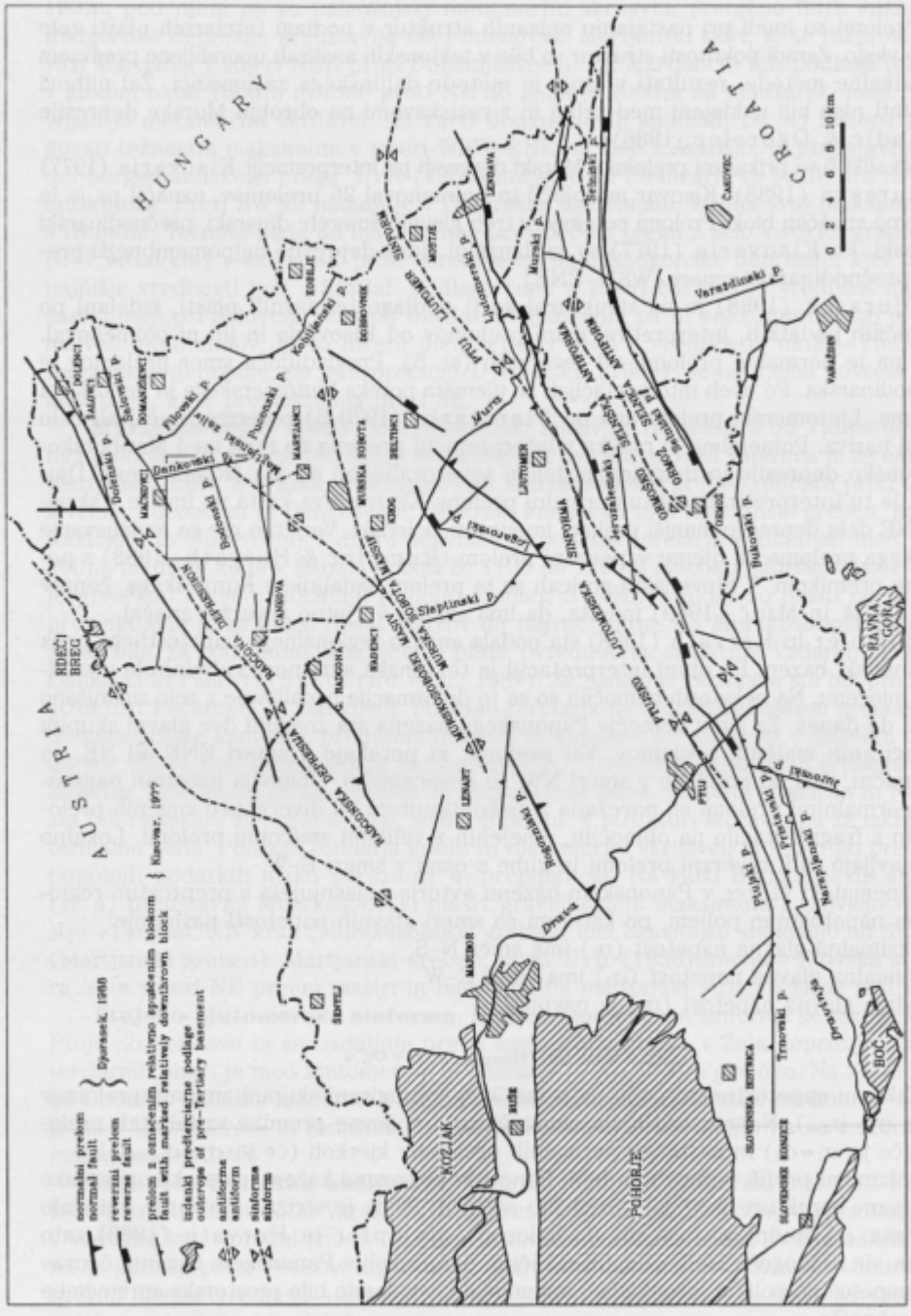
Kinematski vzorec v Panonskem bazenu avtorja pojasnjujeta s preprostim regionalnim napetostnim poljem, po katerem so smeri glavnih napetosti naslednje:
- maksimalna glavna napetost (σ_1) ima smer N–S,
- minimalna glavna napetost (σ_3) ima smer E–W,
- srednja glavna napetost (σ_2) je navpična,

kjer je

$$\sigma_1 = \sigma_{N-S} \; \sigma_2 = \sigma_{navpična} > \sigma_3 = \sigma_{E-W}$$

Takemu napetostnemu polju ustrezata dve konjugirani skupini zmičnih prelomov (če je $\sigma_1 = \sigma_{N-S}$). Napetostno polje omogoča tudi poševne premike vzdolž teh prelomov (če je $\sigma_1 \approx \sigma_2$) in nastanek normalnih prelomov kjerkoli (če je $\sigma_1 = \sigma_{navpična}$).

Seizmični profili v različnih delih Panonskega bazena kažejo, da so kompresijske in natezne strukture nastajale približno sočasno in da je strižno zmikanje potekalo dlje časa, od srednjega miocena do holocena. Rumpler in Horvath (1988) zato menita, da ni mogoče ločiti obdobij različnih deformacij v Panonskem bazenu, čeprav se je napetostno polje s časom lahko spreminjalo, vendar so bile prostorske spremembe pomembnejše.



Sl. 5. Tektonska karta Murske depresije (po Kisovarju, 1977 in Djurasku, 1988)

Fig. 5. Tectonic map of the Mura Depression (after Kisovar, 1977 and Djurasek, 1988)

Strukturi Pečarovci in Dankovci

Območje, veliko 8 × 8km, ki je bilo vključeno v modeliranje seizmičnih podatkov za podzemno skladiščenje plina, je na tematskih kartah Murske depresije označeno s kvadratom (sl. 3, 4 in 5). Leži na Murskosoboškem grebenu, ki je del Murskosoboškega masiva, s svojim NW delom pa sega v SE pobočje Radgonske depresije. Geografsko pripada večina območja Goričkemu, južni del pa Murski kotlini. Površinske plasti na Goričkem so zgrajene iz pliocenskih kamnin, predvsem peskov, proda, glin in lapornatih glin, v Murski kotlini in dolinah Mačkovskega in Bodonskega potoka pa iz kvartarnih naplavin.

Globinska geološka zgradba je znana iz štirih vrtin. Tri od njih (Peč-1, Dan-1 in Mt-3) so dosegle predterciarno podlago, vrtina Dan-3 pa se konča znotraj terciarnih plasti. Podlaga tone od globine okoli 1400m na južnem delu do 2500m na severnem delu. V območju Murskosoboškega masiva in Radgonske depresije je zgrajena večinoma iz metamorfnih kamnin, in sicer kremenovo-sericitnih ter filitnih skrilavcev, grafitnih skrilavcev in gnajsa. V štirih vrtinah (St-1, Dan-1, Peč-1 in Pan-1) ležijo nad metamorfnimi kamninami apnenci in dolomiti, ki nastopajo sami ali pa se menjavajo s tufi in muljevci (Skaberne, 1992). Karbonatne kamnine, predvsem dolomit, so ponekod močno razpokane, tako da imajo brečast videz in prehajajo v tektonsko brečo. V smeri proti SE se karbonatni paket izklinja, medtem ko v smeri NW njegovo nadaljevanje ni znano. Po navedbah Pandzića (cf. Grandić & Ogorelec, 1986) so karbonatne kamnine v vrtinah St-1 in Dan-1 zgornjekredne, senonske starosti. Enako stare so tudi kamnine v vrtini Peč-1 (Skaberne, 1992).

Terciar je zastopan s klastičnimi laporastimi in peščenimi sedimenti badenijske, sarmatijske, panonijske in pontijske starosti. Največjo debelino imajo badenijske in sarmatijske plasti. Petrofizikalne analize kamnin iz globokih vrtin (Dan-1, St-1, Pan-1, Mt-3) so pokazale, da so kolektorske kamnine (peščenjaki in konglomerati) tu in tam zelo dobro razvite. Krovne plasti z dobrimi tesnilnimi lastnostmi predstavljajo laporji in meljasti laporji badenija, sarmatija in spodnjega panonija, medtem ko plasti zgornjega panonija in pontija slabše tesnijo (Kranjc et al., 1990).

Karbonatno kolektorsko plast v predterciarni podlagi prekrivajo v območju vrtine Dan-1 drobnozrnate klastične kamnine, odložene v mirnem okolju, ki izklinjajo proti SW. Na njih leže kremenove breče ali konglomerati, debeli okoli 50m, ki v območju vrtine Peč-1 nalegajo neposredno na podlago. Te debelozrnate kamnine predstavljajo verjetno sedimente vršajev vodnih tokov s prevladujočim talnim načinom transporta materiala (Skaberne, 1992) in ne predstavljajo tesnilnih plasti za kolektor pod njimi. Nad njimi leže kamnine, ki so se sedimentirale v relativno mirnem okolju. Gre za menjavanje meljastega laporja in tankih plasti drobnozrnatega peščenjaka. Plasti imajo dobre tesnilne lastnosti in zaradi svoje debeline (več 100m do meje med badenijem in sarmatijem) predstavljajo dobro tesnenje karbonatnega kolektorja.

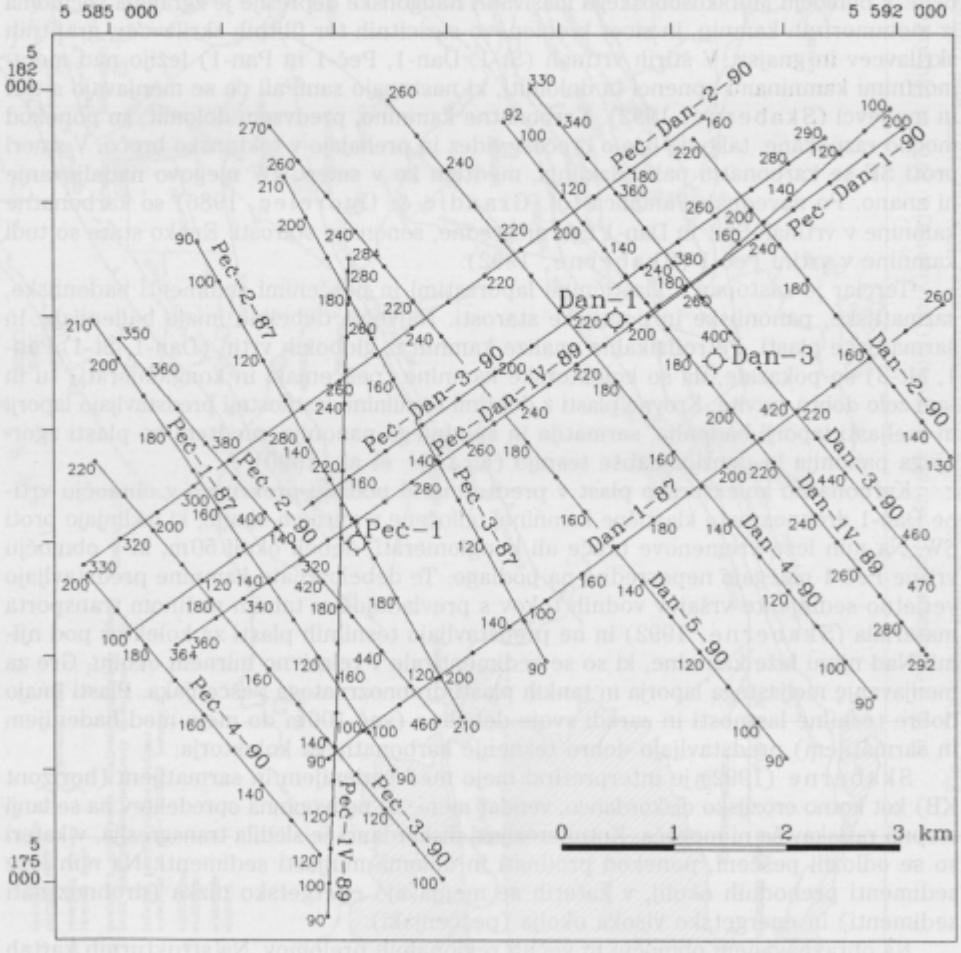
Skaberne (1992) je interpretiral mejo med badenijem in sarmatijem (horizont KB) kot kotno erozijsko diskordanco, vendar meni, da nedvoumna opredelitev na sedanji stopnji raziskav še ni mogoča. Kotni erozijski diskordanci je sledila transgresija, v kateri so se odložili peščeni, ponekod prodnati in deloma muljasti sedimenti. Na njih leže sedimenti prehodnih okolij, v katerih se menjavajo energetsko nizka (drobnozrnati sedimenti) in energetsko visoka okolja (peščenjaki).

Na obravnavanem območju ni večjih regionalnih prelomov. Na strukturnih kartah horizontov Pt (podlaga terciarja) in KB je sicer interpretiranih več prelomov, ob katerih pa je prišlo le do manjših premikov in so lokalnega značaja. Sicer pa so tektonske razmere na širšem območju Murske depresije še dokaj slabo pojasnjene.

Strukturno modeliranje seizmičnih podatkov

Območje struktur Pečarovci in Dankovci je bilo raziskano z gosto mrežo refleksijskih seizmičnih profilov. Pri modeliranju sem uporabil 17 profilov, ki so bili posneti v letih 1987, 1989 in 1990. Situacijo profilov na 8 × 8km velikem območju prikazuje slika 6, njihovi osnovni podatki pa so zbrani v tabeli 1. Terenske meritve je izvedla Geofizika Zagreb, podatki pa so bili obdelani deloma v elektronskem računskem centru INA-Naftaplin v Zagrebu, deloma pa pri Western Geophysical v Londonu (Brzović, 1987; Joksović, 1989; Djurasek & Bezuh, 1991). Izbran redukcijski nivo za vse seizmične raziskave v Murski depresiji je nadmorska višina 150m.

Večina seizmičnih meritev je bila izvedena s podoranim linijskim eksplozivnim



Sl. 6. Situacija seizmičnih profilov in vrtin na območju Pečarovci-Dankovci (8 × 8km)

Fig. 6. Position map of the seismic profiles and boreholes at the Pečarovci-Dankovci location (8 × 8km)

Tabela 1. Podatki o seizmičnih profilih na območju struktur Pečarovci in Dankovci

Table 1. The seismic profiles recorded at the Pečarovci and Dankovci structures

Ime profila Name of the profile	Smer profila Direction of the profile	Dolžina profila Length (m)	Dolžina na območju Length in area 8 x 8 km (m)	Seizmični vir Seismic source	Razdalja med geofoni Dist. between geophones (m)	Prekrivanje Coverage	Razvrstitev Layout	Obdelava Processing
Peč-Dan-1v-89	SW-NE	7920	7920	Vibroseis	30	24	Split	INA
Dan-1v-89	NW-SE	6000	6000	Vibroseis	30	24	Split	INA
Peč-1v-89	N-S	5820	5820	Vibroseis	30	24	Split	INA
Dan-1-87	SW-NE	6800	6800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-1-87	NW-SE	4800	4800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-2-87	NW-SE	4800	4800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-3-87	NW-SE	4800	4800	Geoflex	40	24	End	INA
Peč-Dan-1-90	SW-NE	7560	2800	Primacord	40	30	End	WG
Peč-Dan-2-90	SW-NE	12280	6800	Primacord	40	30	End	WG
Peč-Dan-3-90	SW-NE	10080	7600	Primacord	40	30	End	WG
Dan-2-90	NE-SW	6040	3600	Primacord	40	30	End	WG
Dan-3-90	NE-SW	16360	5600	Primacord	40	30	End	WG
Dan-4-90	NE-SW	8040	6800	Primacord	40	30	End	WG
Dan-5-90	NE-SW	15760	7200	Primacord	40	30	End	WG
Peč-2-90	NE-SW	16880	4400	Primacord	40	30	End	WG
Peč-3-90	NE-SW	6000	4800	Primacord	40	30	End	WG
Peč-4-90	NE-SW	16880	3200	Primacord	40	30	End	WG
	Σ	156 820 m	93 740 m					

nabojem (Geoflex in Primacord), seizmografom Texas Instruments DFS IV in nedeljeno razvrstitvijo geofonov (end offset). Trije profili so bili posneti z vibratorskim virom valovanja (Vibroseis), deljeno (split) razvrstitvijo geofonov in seizmografom Texas Instruments DFS V. Prekrivanje podatkov je bilo 24- ali 30-kratno. Pri meritvah so bile uporabljene linijske geofonske figure s 24 geofoni tipa SM-4/UB (Sensor), z lastno frekvenco 10 Hz.

Na območju struktur Pečarovci in Dankovci so bile do sedaj izvrtane tri globoke vrtine: Dan-1, Dan-3 in Peč-1. Osnovni podatki o vrtinah so zbrani v tabeli 2. V vrtinah Dan-3 (Božović et al., 1991) in Peč-1 (Božović & Matoz, 1991) so bile izvedene kompletne karotažne meritve, vključno z akustično karotažo, medtem ko so bile v vrtini Dan-1 opravljene le elektrokarotažne meritve (lastni potencial in normalna upornostna karotaža). V vrtinah Dan-3 in Peč-1 so izvedli tudi meritve seizmičnih hitrosti v vrtini in jedrovali več odsekov.

Tabela 2. Podatki o vrtinah na območju Pečarovci-Dankovci
Table 2. Boreholes drilled in the area of Pečarovci-Dankovci

Vrtina Borehole	Leto izdelave Year of drilling	Namen vrtanja Scope of drilling	Nadmorska višina Above sea level	Končna globina Final depth	Globina do Pt Depth to Pt		Globina do KB Depth to KB	
					Od ustja From surf.	Od DP From DP	Od ustja From surf.	Od DP From DP
Dan-1	1979	naftna	255 m	2350 m	2021 m	1916 m	≈1300 m	≈1195 m
Dan-3	1990	skladiščenje plina	233,8 m	1400 m	—	—	1324 m	1166 m
Peč-1	1991	skladiščenje plina	308,2 m	2001.4 m	1915 m	1831 m	1245 m	1161 m

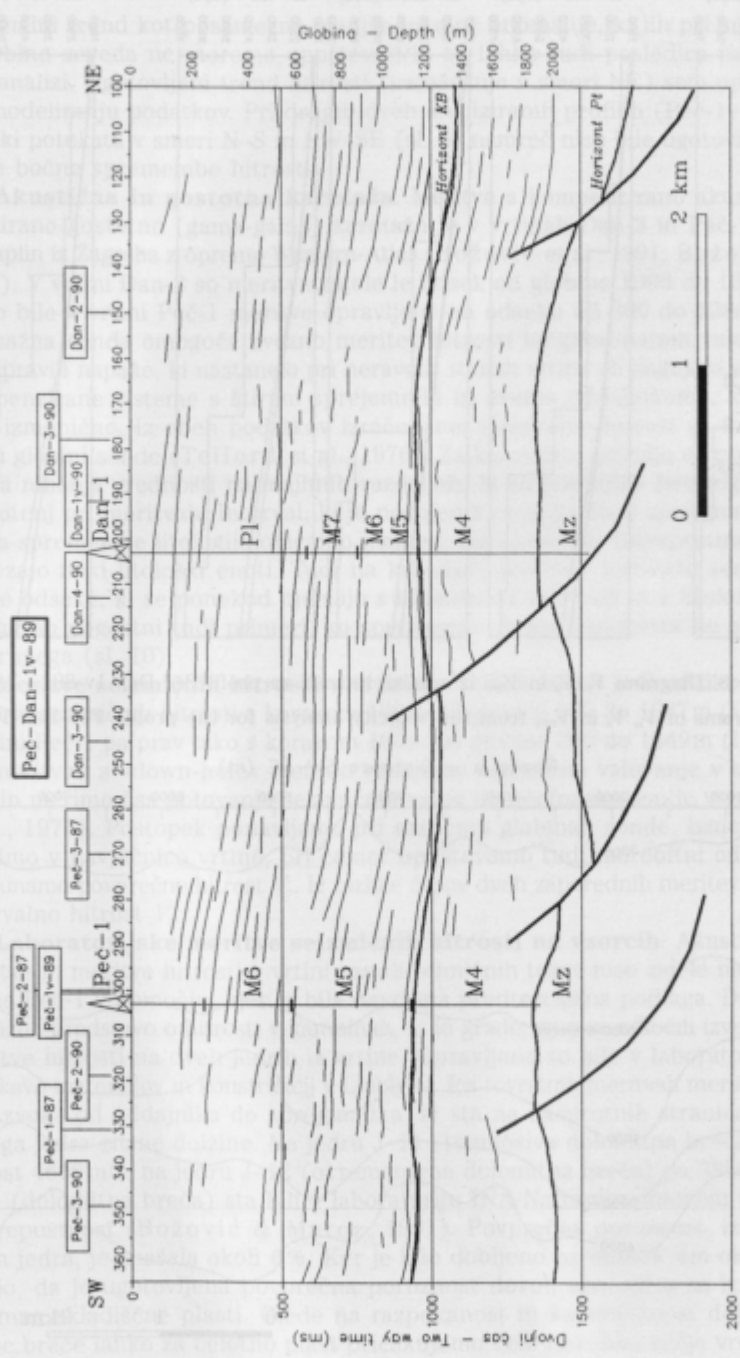
Seizmične hitrosti in gostota

Na obravnavanem območju smo razpolagali s štirimi vrstami podatkov o seizmičnih hitrostih. To so:

1. analiza hitrosti iz refleksijskih seizmičnih profilov,
2. akustična karotaža (sonic log) v vrtinah Dan-3 in Peč-1,
3. meritve seizmičnih hitrosti v vrtinah Dan-3 in Peč-1,
4. laboratorijske meritve seizmičnih hitrosti na dveh jedrih iz najglobjega dela vrtine Peč-1.

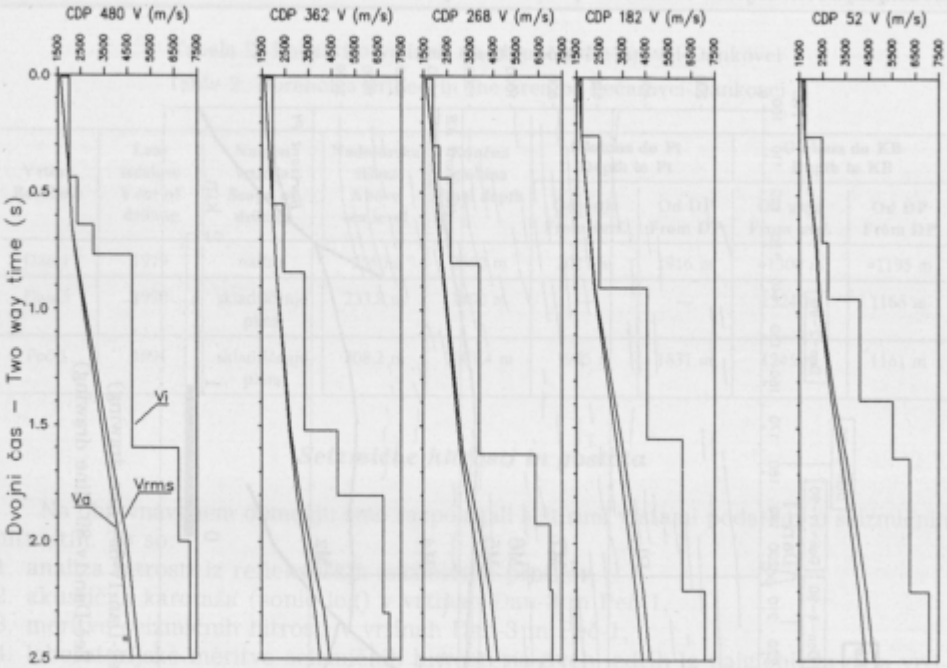
Cilj kompilacije različnih vrst podatkov je bila hitrostna funkcija, ki bi bila uporabljena za spremembo časa v globino ter pri seizmičnem modeliranju. Želeli smo tudi ugotoviti, kako se bočno spreminjajo hitrosti, kajti le ob majhnih spremembah je mogoče za celotno območje uporabiti enotno hitrostno funkcijo. Podatke o gostoti kamnin smo dobili iz kompenzirane gostotne karotaže.

Analiza hitrosti iz seizmičnih podatkov. Refleksijska seizmična metoda skupne sredinske točke (CMP-common midpoint) omogoča pridobitev hitrostnih podatkov z metodami analize hitrosti (Yilmaz, 1987). Ti podatki se uporabijo pri NMO (normal moveout) korekciji, migraciji in spremembi časa v globino. Hitrost, dobljena s tako analizo, je »stacking« hitrost V_s. Da lahko primerjamo hitrosti iz hitrostne analize s hitrostmi, dobljenimi z meritvami v vrtini, moramo preračunati V_s v povprečno hitrost V_a. V seizmiki privzemamo, da je V_s enaka hitrosti srednjih kvadratnih vrednosti V_{rms} (root mean square), iz katere izračunamo intervalne hitrosti V_i po Dixovi enačbi (Dix, 1955), iz njih pa povprečno hitrost V_a. Analiza hitrosti iz seizmičnih podatkov je predstavljena na primeru seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89, ki poteka v smeri SW–NE preko struktur Pečarovci in Dankovci (sl. 7). Ker je iz številčnih vrednosti ali diagramov (sl. 8) intervalnih (V_i) in povprečnih hitrosti (V_a) ter hitrosti srednjih kvadratnih vrednosti (V_{rms}) težko ugotavljati morebitne bočne spremembe, sem grafično obdelal rezultate hitrostnih analiz, pri čemer sem izdelal diagram izolinij enakih intervalnih hitrosti z ekvidistanco 1000m/s (sl. 9). Osnova za izris izolinij so točke z vrednostjo intervalne hitrosti V_i, postavljene v sredino posameznega intervala. Ker intervali niso enako široki, je to precejšen približek, ki lahko služi le za orientacijsko ugotovitev trenda bočnega spreminjanja hitrosti. Izolinije ne kažejo večjih bočnih sprememb hitrosti do približno 1,0s dvojnega časa (izolinija 3000m/s). Globlje, tja do 1,4s dvojnega časa, kar ustreza globini do predterciarne podlage pa je opazna tendenca naraščanja hitrosti v smeri proti NE (izolinija 4000m/s). Pri tem je pomembnejši



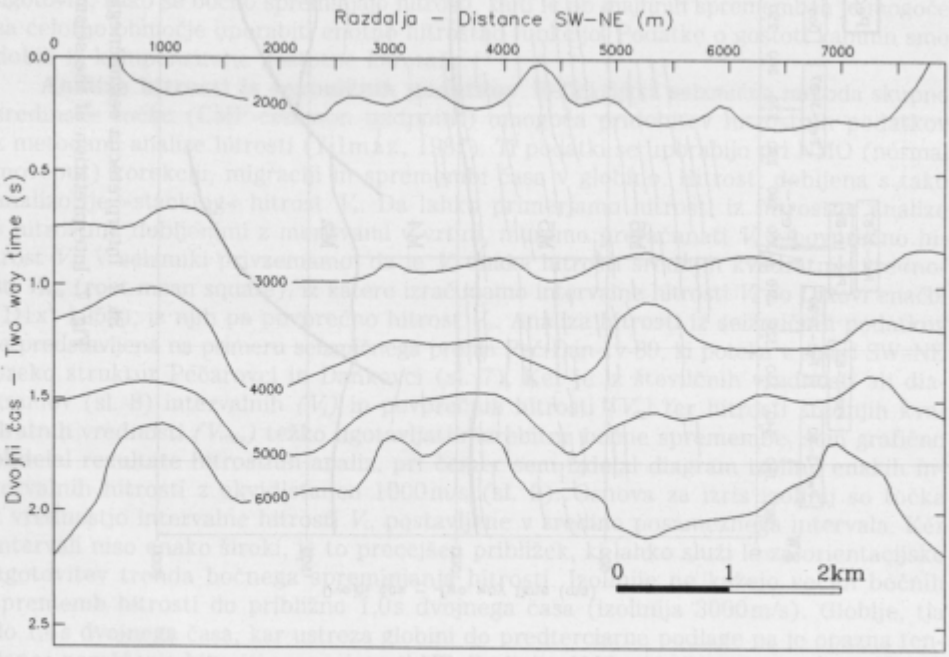
Sl. 7. Interpretacija seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89 (line drawing)

Fig. 7. Interpretation of the seismic profile Peč-Dan-1v-89 (line drawing)



Sl. 8. Diagrami V_i, V_a in V_{rms} iz analize hitrosti za profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 8. Diagrams of V_i, V_a in V_{rms} from the velocity analysis for the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 9. Izolinije enakih intervalnih hitrosti (v m/s) za profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 9. Isolines of equal interval velocity (in m/s) for the profile Peč-Dan-1v-89

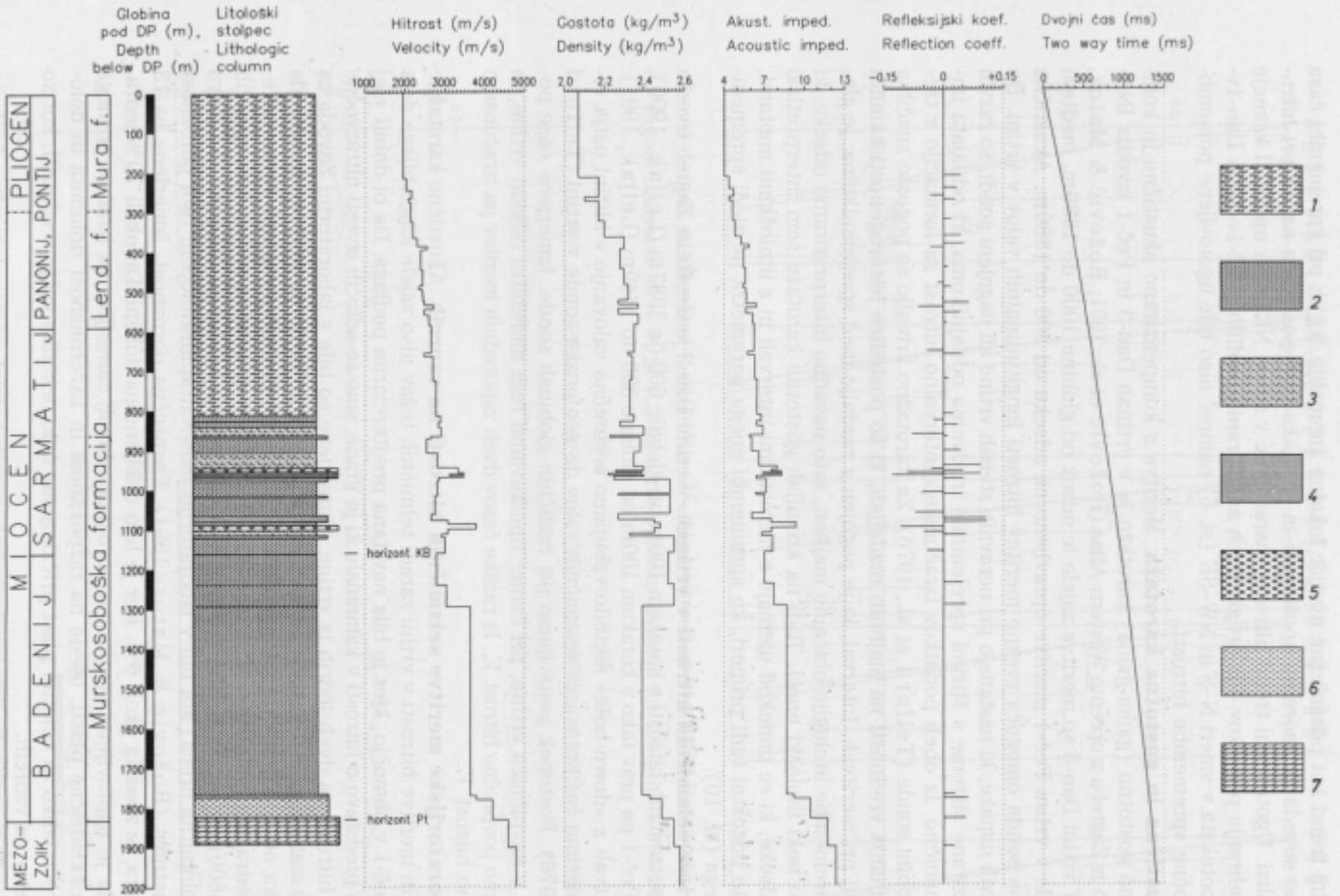
regionalni trend kot posamezne manjše lokalne anomalije, ki jih pri spremembi časa v globino seveda ne moremo upoštevati in so lahko tudi posledica napak pri hitrostni analizi. Ugotovljeni trend hitrosti (naraščanje v smeri NE) sem uporabil kasneje pri modeliranju podatkov. Pri drugih dveh analiziranih profilih (Peč-1v-89 in Dan-1v-89), ki potekata v smeri N–S in NW–SE (sl. 6) namreč niso bile ugotovljene pomembnejše bočne spremembe hitrosti.

Akustična in gostotna karotaža. Meritve s kompenzirano akustično in kompenzirano gostotno (gama-gama) karotažo je v vrtinah Dan-3 in Peč-1 izvedla INA-Naftaplin iz Zagreba z opremo Western-Atlas (Božović et al., 1991; Božović & Matoz, 1991). V vrtini Dan-3 so meritve zajele le odsek od globine 1000 do 1380m, medtem ko so bile v vrtini Peč-1 meritve opravljene na odseku od 300 do 1380m. Akustična karotažna sonda omogoča zvezno meritev hitrosti longitudinalnih valov v vrtini. Da bi odpravili napake, ki nastanejo pri neravnih stenah vrtine ali nagnjeni sondi, so razvili kompenzirane sisteme s štirimi sprejemniki in dvema oddajnikoma, ki oddajata impulz izmenično. Iz obeh podatkov izračunamo intervalno hitrost za formacijo v trenutni globini sonde (Telford et al., 1976). Za karotažno krivuljo so pogosto značilna velika nihanja vrednosti na majhnih razdaljah, ki so posledice heterogenosti kamnin in motenj pri meritvah. Interval, ki je pogojen z razdaljo med sprejemnikoma, je glede na spremembe litologije običajno majhen, zato navadno interpretiramo odseke, ki ustrezajo neki litološki enoti. Tudi na krivuljah gostotne karotaže sem interpretiral daljše odseke, ki se ponekod ujemajo s hitrostnimi intervali in z litološkimi enotami, vendar so pogostni tudi primeri, ko spremembi enega parametra ne sledi sprememba drugega (sl. 10).

Meritve seizmičnih hitrosti v vrtinah. V vrtini Dan-3 je Geofizika Zagreb izvedla meritve seizmičnih hitrosti s korakom 100m od globine 600 do 1387m (Leljak, 1990), v vrtini Peč-1 pa prav tako s korakom 100m od globine 300 do 1649m (Leljak, 1991). Pri meritvah z »down-hole« metodo vzbujamo seizmično valovanje v bližini ustja vrtine in merimo čas potovanja seizmičnih valov do geofonske sonde v vrtini (Telford et al., 1976). Postopek ponavljamo pri različnih globinah sonde. Izmerjene čase popravimo v navpičnico vrtine, pri čemer upoštevamo tudi morebitni odklon vrtine, in izračunamo povprečno hitrost V_a. Iz razlike časov dveh zaporednih meritev pa izračunamo intervalno hitrost V_i.

Laboratorijske meritve seizmičnih hitrosti na vzorcih. Akustične karotažne meritve in meritve hitrosti v vrtini zaradi tehničnih težav niso zajele najglobljega dela vrtine Peč-1 v območju, kjer je bila navrtana predterciarna podlaga. Da bi dobili vsaj približno predstavo o hitrosti v kamninah, ki jo grade, smo se odločili izvesti ultrazvočne meritve hitrosti na dveh jedrih iz vrtine. Opravljene so bile v laboratoriju Zavoda za raziskavo materialov in konstrukcij v Ljubljani. Pri tovrstnih meritvah merimo čas prehoda ultrazvoka od oddajnika do sprejemnika, ki sta na nasprotnih stranicah ravno odrezanega jedra znane dolžine. Na jedru J–11 (temnosiva dolomitna breča) smo izmerili hitrost 4600m/s, na jedru J–12 (okremenjena dolomitna breča) pa 3850m/s. Na jedru J–11 (dolomitna breča) sta bili v laboratoriju INA-Naftaplin določeni tudi poroznost in prepustnost (Božović & Matoz, 1991). Povprečna poroznost, izmerjena na 13 kosih jedra, je znašala okoli 6%. Ker je bilo dobljeno na dolžini 4m okoli 70% jedra, sodijo, da je ugotovljena povprečna poroznost dovolj zanesljiva za izračun pornega volumna skladiščne plasti. Glede na razpokanost in kavernoznost dolomita in dolomitne breče lahko za celotno plast pričakujemo celo nekoliko večje vrednosti, kot so ugotovljene na vzorcih.

Na podlagi različnih hitrostnih podatkov sem izdelal enotno hitrostno funkcijo



Sl. 10. Litološki stolpec in diagrami V_i, ρ, Z, R in dvojni čas za vrtino Peč-1
1 peščena glina; *2* lapor; *3* peščen lapor; *4* peščenjak; *5* konglomerat; *6* breča; *7* dolomit

Fig. 10. Lithologic column and V_i, ρ, Z, R and two way time diagrams for the borehole Peč-1
1 sandy clay; *2* marl; *3* sandy marl; *4* sandstone; *5* conglomerate; *6* breccia; *7* dolomite

za vrtino Peč-1. Na podlagi akustične in gostotne karotaže ter litološkega stolpca vrtine sem ločil 49 plasti z različnimi fizikalnimi lastnostmi (sl. 10). Osnova za hitrostno funkcijo so bili rezultati akustične karotaže, ki so bili popravljeni z »down-hole« meritvami in navezani na redukcijski nivo. V najglobljem delu vrtine, kjer ni bilo na voljo drugih podatkov, so bili uporabljeni rezultati laboratorijskih meritev na vzorcih in rezultati analiz hitrosti iz seizmičnih podatkov. Hitrostna funkcija, ki je bila uporabljena za spremembo časa v globino, je bila tabelirana v hitrostni zakon, ki povezuje dvojni čas in globino, s korakom 5ms dvojnega časa, prikazana pa je tudi v obliki diagrama (sl. 10).

Strukturno modeliranje

Na refleksijskih profilih, posnetih na območju struktur Pečarovci in Dankovci (sl. 6), sta bila interpretirana dva pomembnejša horizonta. Horizont KB (krovnina badenija) predstavlja mejo med badenijem in sarmatijem. Skaberne (1992) jo je interpretiral kot kotno erozijsko diskordanco, nad katero se prične progradirajoče sedimentacijsko zaporedje. Zanj je značilno menjavanje plasti laporja in peščenjaka s tankimi plastmi konglomerata. Horizont Pt (podlaga terciarja) predstavlja mejo med neogenskimi sedimenti in predterciarno podlago, ki jo na tem območju grade karbonatne kamnine (dolomit).

Že pri prvih ocenah struktur v Murski depresiji (Skaberne et al., 1987) je bilo ocenjeno, da bi bilo mogoče skladiščiti plin v dolomitnem vodonosniku pod horizontom Pt ali pa v poroznih plasteh konglomeratov in peščenjakov, ki leže nad horizontom KB. Takrat so izdelali strukturno-tektonske karte izohron teh dveh horizontov za večji del Murske depresije (Djurasek, 1987). Kasneje so bile, na osnovi novih seizmičnih profilov, te karte na posameznih lokacijah dopolnjene. Na območju struktur Pečarovci in Dankovci je bilo posnetih še 17 novih profilov, kar je omogočilo izdelavo popolnoma novih, natančnejših strukturnih kart (Djurasek & Bezuh, 1991). Ti profili (tab. 1, sl. 6) v skupni dolžini 157km (94km na območju velikosti 8 × 8km) so bili osnova za računalniško modeliranje. Ker je le šest profilov imelo vrisano interpretacijo, sem pred izdelavo začetnega modela večino profilov ponovno interpretiral. Po 2D seizmičnem modeliranju pa je bila interpretacija nekaterih profilov še popravljena. Računalniški strukturni model horizontov KB in Pt je služil za:

- primerjavo ročno konstruiranih strukturnih kart izohron (Djurasek & Bezuh, 1991) s kartami, izdelanimi s programom za geološko modeliranje,
- spremembo časovnih strukturnih kart v globinske z uporabo bočno spremenljive hitrosti,
- vhodni podatek pri 3D seizmičnem modeliranju.

Strukturne karte časovnih (seizmičnih) in globinskih (geoloških) horizontov sem izdelal s programom Mimic iz programskega paketa Sierra za geološko in seizmično modeliranje (Sierra, 1990a) na delovni postaji Digital VAX station 3100 SPX M38 z operacijskim sistemom VMS 5.3-1 in DEC Windows.

Mimic je program za izdelavo geoloških modelov iz seizmičnih podatkov v dveh ali treh dimenzijah. Omogoča spremembo časovnega modela v globinskega tako pri plasteh konstantne hitrosti kakor pri spremenljivi hitrosti v vertikalni ali horizontalni smeri. Grafični rezultat so karte izolinij (izohron ali izobat), perspektivni pogledi na 3D modele in profili. Globinski model iz programa Mimic predstavlja vhodni podatek za seizmično modeliranje z metodo sledenja žarkov s paketom Quick.

S programom Mimic lahko zgradimo tridimenzionalno površino z interpolacijo neenakomerno vzorčevanih točk v pravilno mrežo ali s sestavljanjem preprostih geometričnih oblik. V programu Mimic sta na voljo dva interpolacijska algoritma, in sicer:
1. Akima algoritem, ki deluje le na neprekinjenih površinah (brez prelomov),
2. Sierra algoritem, ki deluje tako na neprekinjenih kot na površinah, prekinjenimi s prelomi.

Horizonta KB in Pt sekajo številni prelomi, zato sem pri modeliranju uporabil Sierra algoritem, ki je tudi sicer primernejši za kompleksnejše geološke površine. S tem algoritmom dobimo tudi boljše rezultate, če je vzorčevanje horizonta izrazito neenakomerno, kot je pri seizmičnih profilih, ko imamo podatke le vzdolž ravnih linij. Sierra algoritem izračuna, iz neenakomerno razporejenih podatkov, vrednosti v vozliščih pravokotne mreže po inverzni interpolacijski metodi. Algoritem izrazi vhodno z vrednost kot linearno kombinacijo z vrednosti sosednjih vozlišč mreže. To je izvedeno z linearno enačbo, ki poveže vhodno z vrednost s 36-imi bližnjimi vozlišči mreže z neznano z vrednostjo. Kadar je znotraj skupine 36-tih točk prelom, točk na drugi strani preloma ne upoštevamo. Vrednosti vozlišč mreže z izračunamo z inverzijo sistema linearnih enačb, ki se oblikuje iz vseh vhodnih digitaliziranih točk. Sierra algoritem izdela najprej zelo približno karto, ki jo potem izboljšuje z vedno natančnejšimi mrežami, dokler ne doseže želenega učinka. Na vsakem nivoju izvede algoritem več iteracij, ki konvergirajo k ustreznemu ujemanju. Relativno glajenje se uporabi na vsakem nivoju za kontrolo stopnje, do katere so vhodne točke uporabljene v izračunu.

Za dosego optimalnega rezultata morajo biti podatki pravilno digitalizirani, kar pomeni, da:
a) je na območju sprememb strmine digitaliziranih veliko točk,
b) so strma pobočja digitalizirana vzdolž vpada,
c) segajo končne točke prelomov preko meja karte,
d) znotraj normalnih prelomov ni točk kartiranega horizonta.

Pri digitalizaciji horizontov KB in Pt sem lahko upošteval priporočili a) in d), le delno pa priporočili b) in c). Smer digitalizacije je bila omejena s smerjo profilov, prelomi pa so večinoma omejenega obsega in jih ni bilo mogoče ekstrapolirati preko meja karte. Digitalizacija je bila izvedena s programom AutoCAD. Gostota točk je bila v mejah od 15 do 25 točk/km.

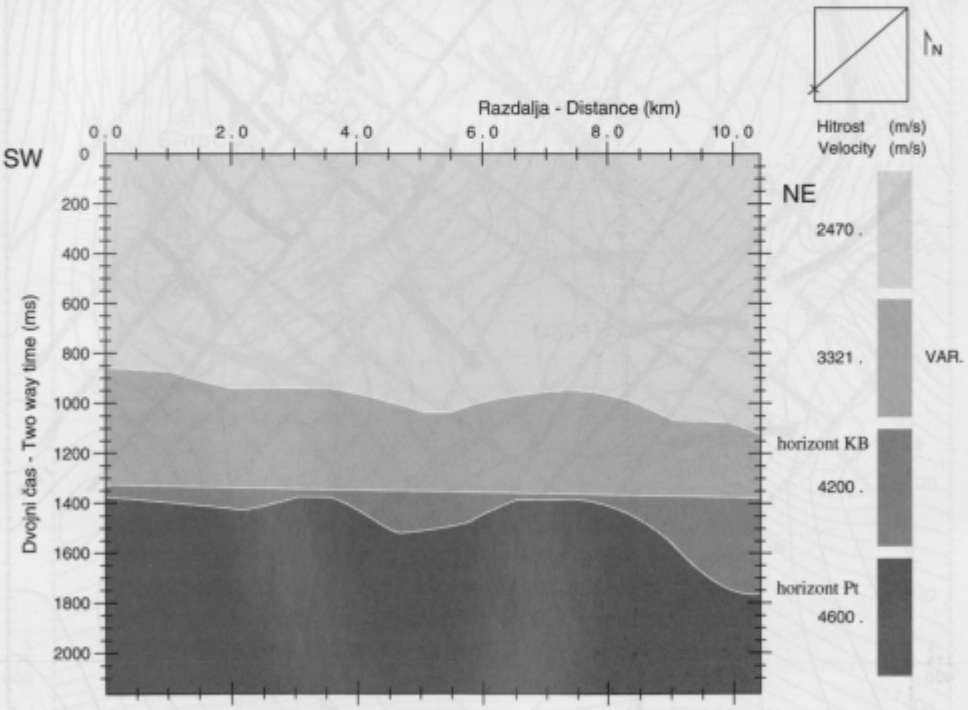
Vhodni podatek v program za modeliranje površin je datoteka s 3D koordinatami točk (x, y in z) interpretiranega horizonta, pri čemer predstavlja koordinata z dvojni čas potovanja seizmičnih valov. 2D koordinate vozlišč črtovja, s katerim je na risbi predstavljen seizmični horizont, so bile izločene iz datoteke programa AutoCAD v formatu ASCII. Prva koordinata predstavlja oddaljenost od začetka profila, druga pa dvojni čas. Dvodimenzionalne koordinate sem spremenil v 3D koordinate s pomočjo kratkega programa.

Izdelava modela v programu Mimic poteka po naslednjih stopnjah:
1. izračun posameznih časovnih horizontov modela z algoritmom za izdelavo mreže,
2. izdelava hitrostnih plasti, kjer hitrosti med horizonti niso konstantne,
3. združitev vseh horizontov in hitrostnih plasti v časovni model,
4. sprememba časovnega modela v globinski model,
5. izdelava profilov preko modela.

Pri interpolaciji sem izbral gostoto mreže 100 × 100 z velikostjo celice 80 × 80 m. Pri izrisu izolinij sem uporabil glajenje, da bi delno odpravil nepravilnosti, ki so posledice neenakomerno vzorčevanega horizonta in razlik na presečiščih profilov. Za določitev ustreznega nivoja glajenja je bilo potrebno večje število testov.

Časovni model je sestavljen iz dveh glavnih horizontov (KB in Pt) in pomožnega horizonta med njima (sl. 11). Nad horizontom KB je plast s konstantno hitrostjo 2470 m/s. Pri kompilaciji hitrostnih podatkov sem ugotovil, da je potrebno za pravilno spremembo časa v globino med horizontoma KB in Pt uporabiti plast z bočno spremembo hitrosti in vertikalnim hitrostnim gradientom. Hitrosti v globljem delu sedimentacijskega bazena so namreč zaradi večje kompaktnosti kamnin višje. Sprememba hitrosti v dveh smereh v isti plasti pa ni podprta v programu Mimic, zato sem vertikalni gradient nadomestil s pomožno plastjo. Pod horizontom KB je zato najprej plast z bočno spremembo hitrosti, pod njo pa je pomožna plast s hitrostjo, ki ustreza krovnini predterciarne podlage (4200 m/s). V polprostoru pod horizontom Pt je hitrost 4600 m/s.

Glede na rezultate analiz hitrosti in na podatke iz vrtin Peč-1 in Dan-1, sem privzel, da hitrost med horizontoma KB in Pt narašča v smeri NE. Glede na pomanjkljive podatke o hitrosti na preostalem delu obravnavanega območja, sem se odločil za geometrijsko preprosto hitrostno plast. Hitrost je v smeri od SW proti NE najprej konstantna (2950 m/s), nato pa linearno narašča od 2950 m/s do 3750 m/s. V skrajnem NE kotu karte je potem hitrost zopet konstantna (3750 m/s).

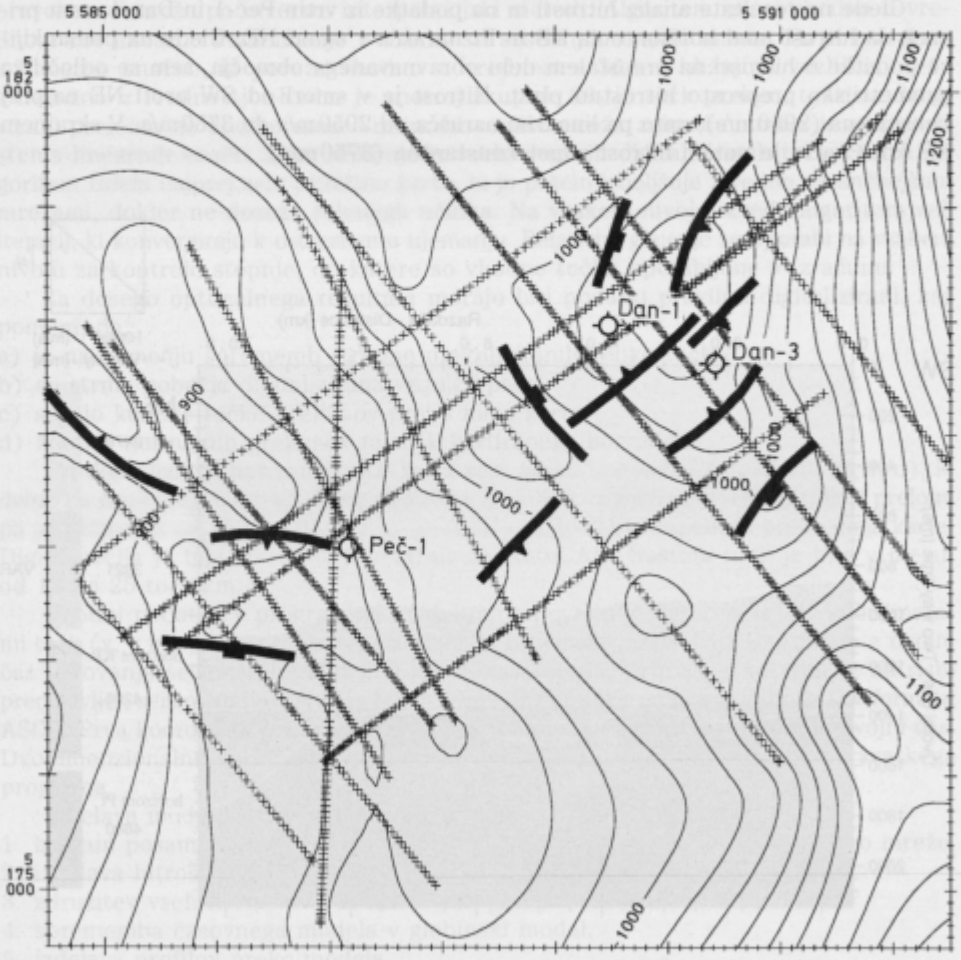


Sl. 11. Časovni profil preko 3D strukturnega modela

Fig. 11. Time profile across the 3D structural model

Časovne in globinske strukturne karte

Na strukturni karti izohron horizonta KB (sl. 12) je na območju Dankovcev vidna antiformna struktura, ki jo zapirata izohroni 980ms ali 990ms. Definirana je z devetimi seizmičnimi profili. Vrh strukture je pri približno 950ms. Strukturo seka 5 prelomov, ob katerih sicer ni večjih premikov, vendar je zaradi njih vprašljiva povezanost kolektorskih plasti. Tesnost krovnih plasti dokazujejo ogljikovodiki v plasteh konglomerata in peščenjaka, ki so bili ugotovljeni v vrtini Dan-3 (Božović et al., 1991). Na območju Pečarovcev ni videti zaprte antiformne strukture, ki bi bila dovolj velika za podzemno skladiščenje plina.

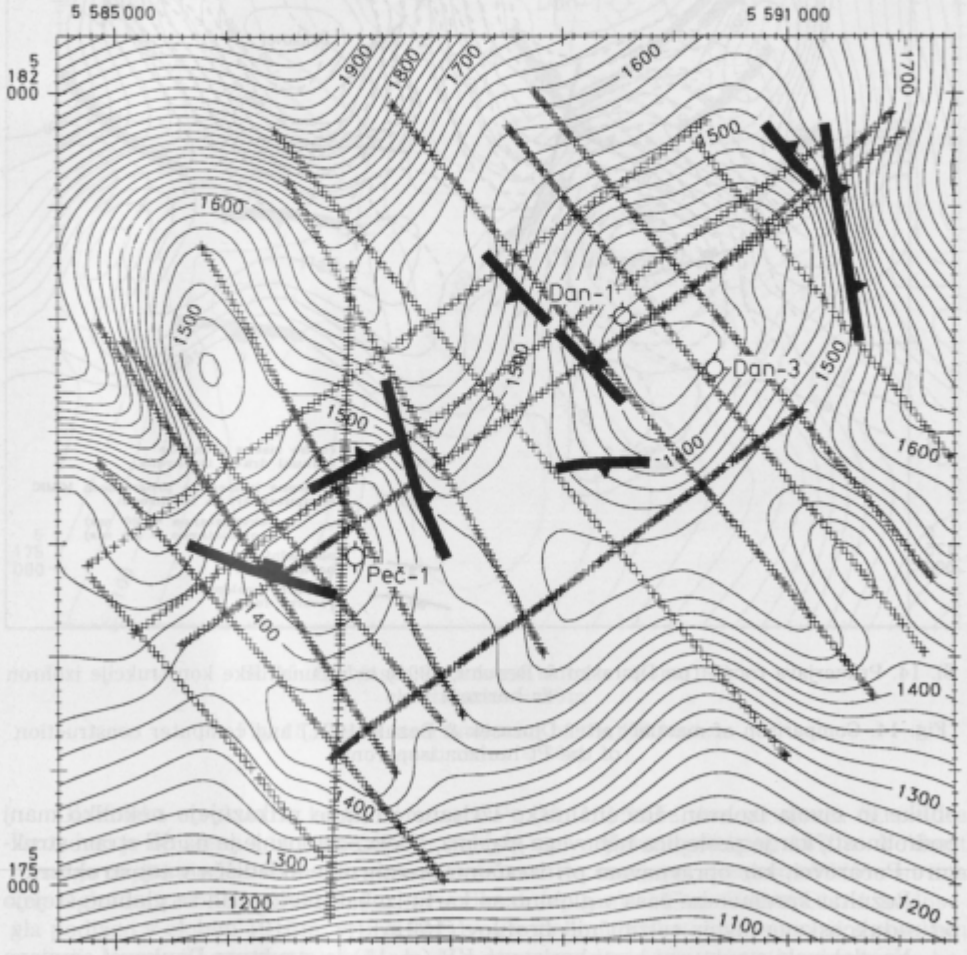


Sl. 12. Časovna strukturna karta horizonta KB
ekvidistanca = 20ms, x-digitalizirane točke

Fig. 12. Time structural map of the KB horizon
equidistance = 20ms, x-digitized points

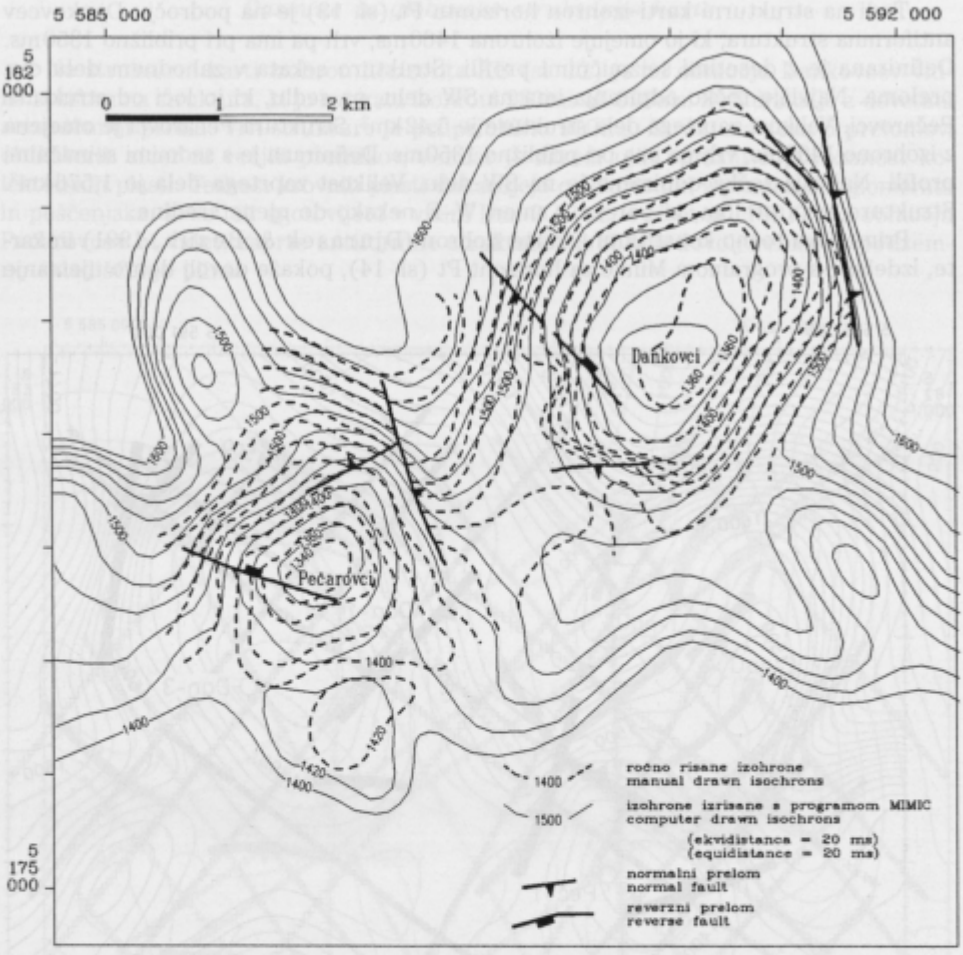
Tudi na strukturni karti izohron horizonta Pt (sl. 13) je na področju Dankovcev antiformna struktura, ki jo omejuje izohrona 1460ms, vrh pa ima pri približno 1350ms. Definirana je z desetimi seizmičnimi profili. Strukturo sekata v zahodnem delu dva preloma. Najvišjo točko odpiranja ima na SW delu, na sedlu, ki jo loči od strukture Pečarovci. Velikost zaprtega dela strukture je 5,42km^2. Struktura Pečarovci je omejena z izohrono 1400ms, vrh pa ima pri približno 1350ms. Definirana je s sedmimi seimičnimi profili. Najvišja točka odpiranja je na SW delu. Velikost zaprtega dela je 1,576km^2. Strukturo seka prelom, ki poteka v smeri W–E nekako do njene sredine.

Primerjava ročno konstruirane karte izohron (Djurasek & Bezuh, 1991) in karte, izdelane s programom Mimic za horizont Pt (sl. 14), pokaže dovolj dobro ujemanje



Sl. 13. Časovna strukturna karta horizonta Pt
ekvidistanca = 20ms, x-digitalizirane točke

Fig. 13. Time structural map of the Pt horizon
equidistance = 20ms, x-digitized points



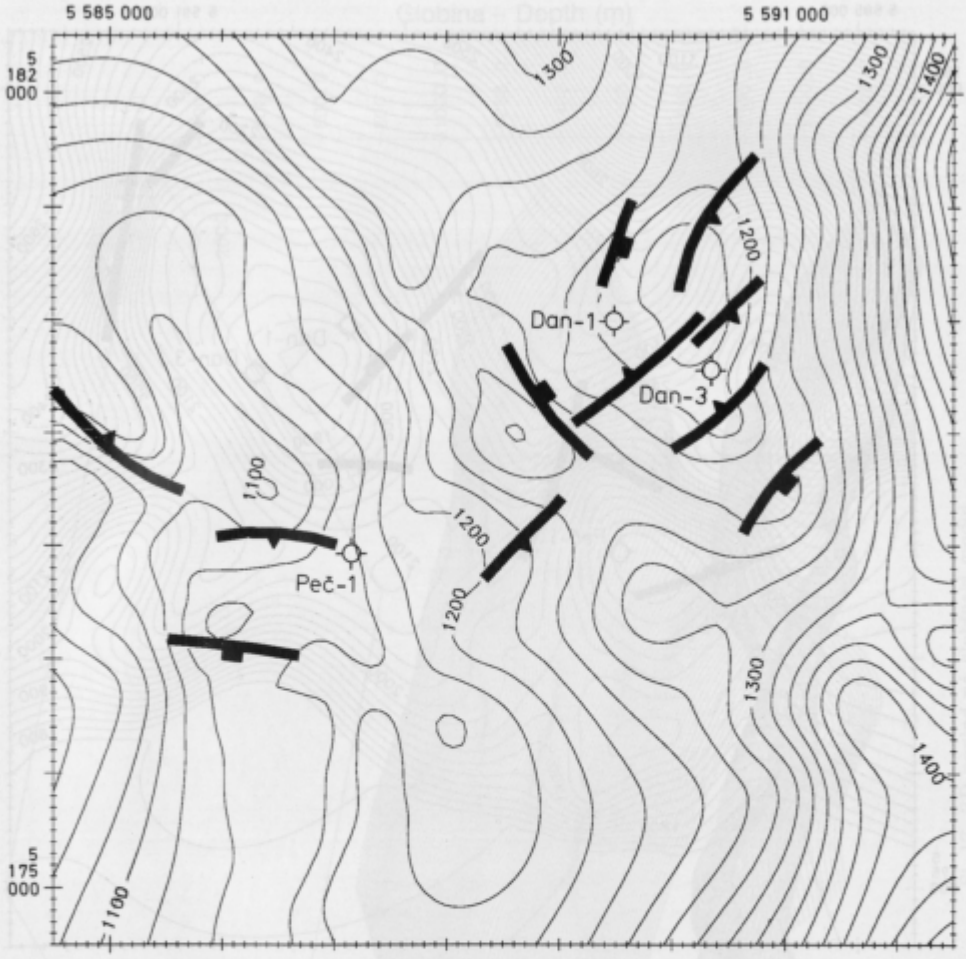
Sl. 14. Primerjava ročne (po Djurasku & Bezuhu, 1991) in računalniške konstrukcije izohron za horizont Pt

Fig. 14. Comparison of manual (after Djurasek & Bezuh, 1991) and computer construction of the Pt horizon isochrons

oblike in nivoja izohron. Računalniško izrisane izolinije prikazujejo nekoliko manj podrobnosti, kar je posledica njihovega glajenja. Večje odstopanje je na SE strani strukture Pečarovci, kar obravnavam pri izračunu prostornine skladišča v tej strukturi.

Rezultat spremembe časa v globino so karte izobat, na katerih se globine štejejo od redukcijskega nivoja seizmičnih profilov (150m).

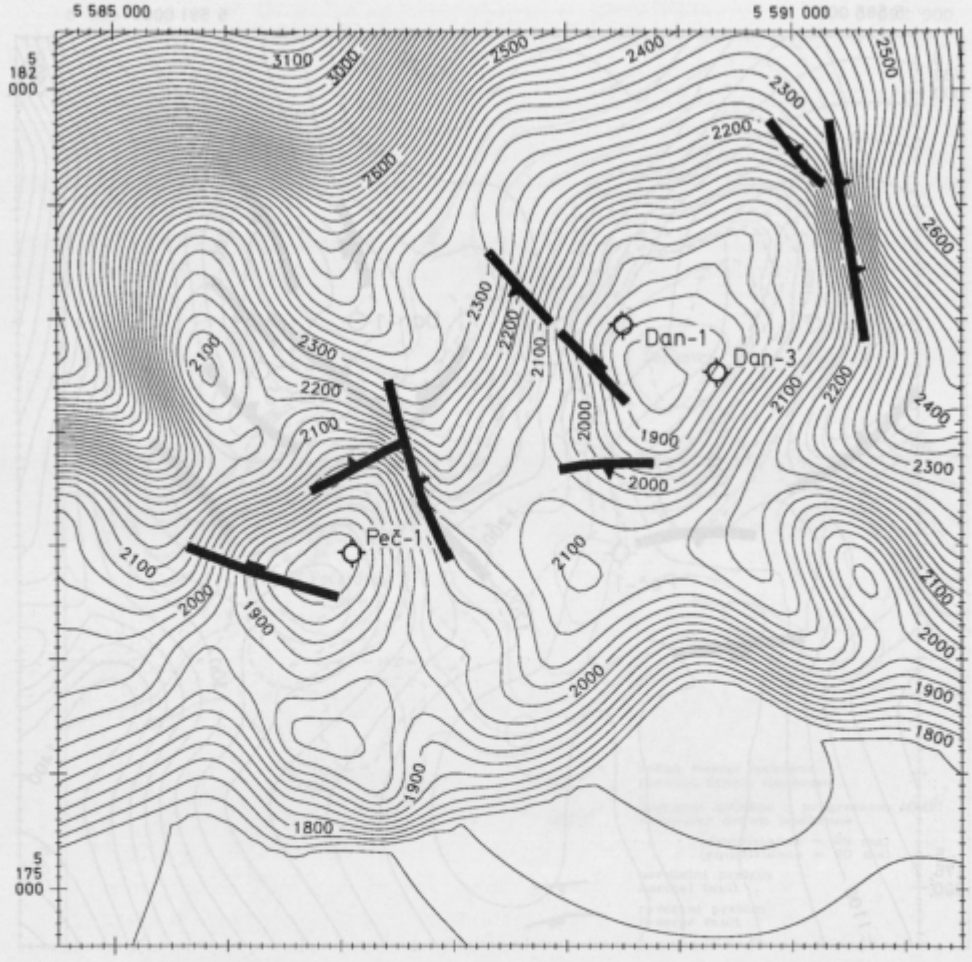
Na globinski strukturni karti horizonta KB (sl. 15) je struktura Dankovci omejena z izobatama 1200m ali 1210m. Vrh strukture je na globini okoli 1170m. Na območju Pečarovcev na horizontu KB ni zaključene antiformne strukture. V vrtini Dan-1 je bil navrtan horizont KB v globini 1195m, v vrtini Dan-3 v globini 1166m in v vrtini Peč-1 v globini 1161m, kar se ujema s potekom izobat.



Sl. 15. Globinska strukturna karta horizonta KB
ekvidistanca = 20 m

Fig. 15. Depth structural map of the KB horizon
equidistance = 20 m

Globinska strukturna karta horizonta Pt (sl. 16) kaže dve strukturi. Struktura Dankovci je omejena z izobato 2050 m, vrh pa ima v globini približno 1870 m. Velikost njenega zapiranja je 180 m. Struktura Pečarovci je omejena z izobato 1925 m in ima vrh v globini približno 1800 m, kar da velikost zapiranja 125 m. Vrtina Dan-1 je dosegla podlago v globini 1916 m, vrtina Peč-1 pa v globini 1831 m, kar se ujema s potekom izolinij. Nepravilne izobate v južnem delu karte so posledice sekanja pomožnega horizonta s horizontom Pt. Perspektivni pogled na globinski model iz smeri SE pod kotom 30° (sl. 17) lepo pokaže obe strukturi v predterciarni podlagi, medtem ko struktura Dankovci na horizontu KB, zaradi manjše amplitude, ni tako izrazita.



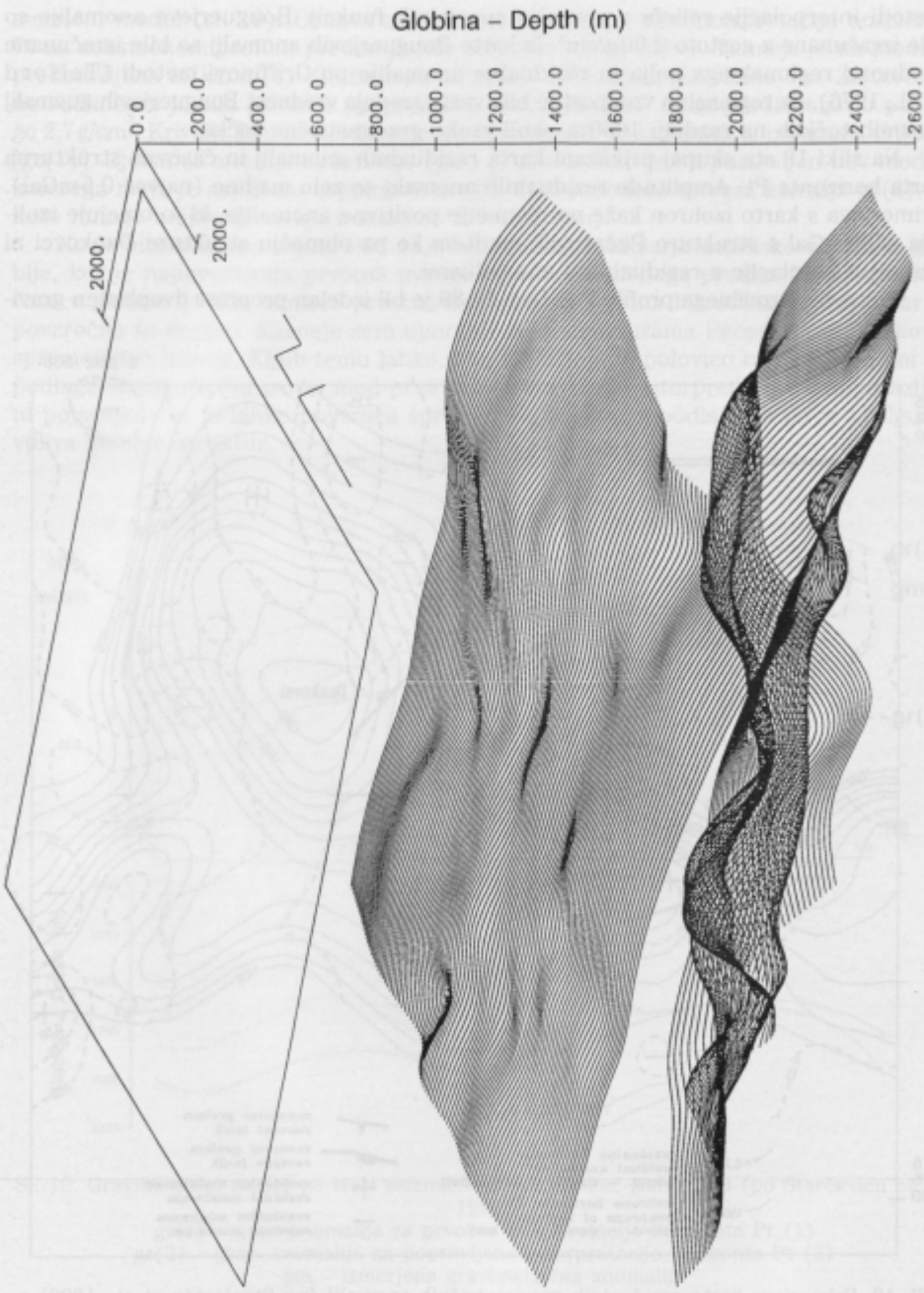
Sl. 16. Globinska strukturna karta horizonta Pt
ekvidistanca = 25m

Fig. 16. Depth structural map of the Pt horizon
equidistance = 25m

Gravimetrične raziskave

Poleg regionalnih gravimetričnih raziskav (sl. 4), ki so zajele večji del Murske depresije (Urh, 1956), je bilo področje Pečarovcev in Dankovcev gravimetrično podrobneje raziskano v okviru projekta podzemnega skladiščenja plina v letih od 1987 do 1989 (Starčević et al., 1990). Na površini 57km^2 je bilo z gravimetrom Worden izmerjenih 872 točk, kar da poprečno gostoto 15,3 točke/km^2.

Podatke so obdelali na Geofizikalnem inštitutu v Beogradu z računalnikom VAX 11/750. Terenske korekcije so bile izračunane v polmeru 2km okoli vsake točke po

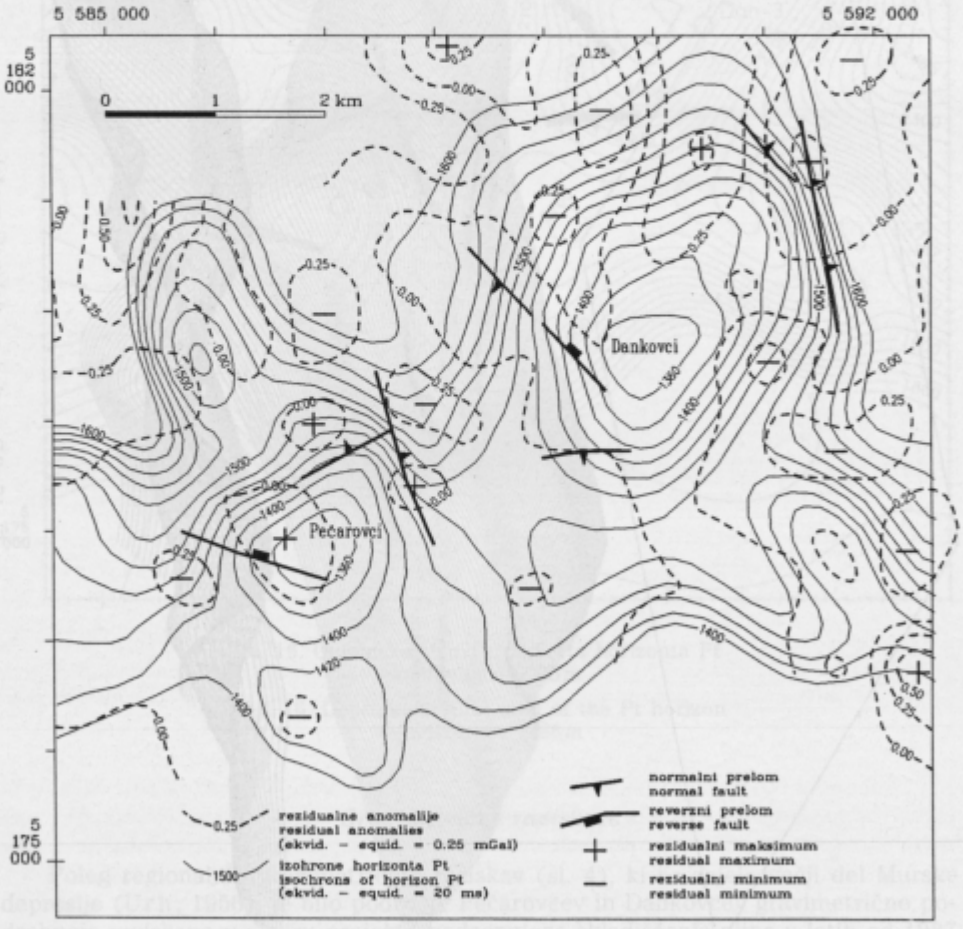


Sl. 17. 3D pogled na globinski model
Fig. 17. 3D view of the depth model

metodi interpolacije reliefa s pomočjo specialnih funkcij. Bouguerjeve anomalije so bile izračunane z gostoto 2,00 g/cm³. Iz karte Bouguerjevih anomalij so bile izračunane vrednosti regionalnega polja in rezidualne anomalije po Griffinovi metodi (Telford et al., 1976). Za regionalno vrednost je bila vzeta srednja vrednost Bouguerjevih anomalij v osmih točkah na razdalji 1000 m okoli vsake gravimetrične točke.

Na sliki 18 sta skupaj prikazani karta rezidualnih anomalij in časovna strukturna karta horizonta Pt. Amplitude rezidualnih anomalij so zelo majhne (največ 0,5 mGal). Primerjava s karto izohron kaže na ujemanje pozitivne anomalije, ki jo omejuje izolinija +0,0 mGal s strukturo Pečarovci, medtem ko na območju strukture Dankovci ni očitnejše korelacije z rezidualnimi anomalijami.

Po trasi seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89 je bil izdelan preprost dvoplasten gravi-

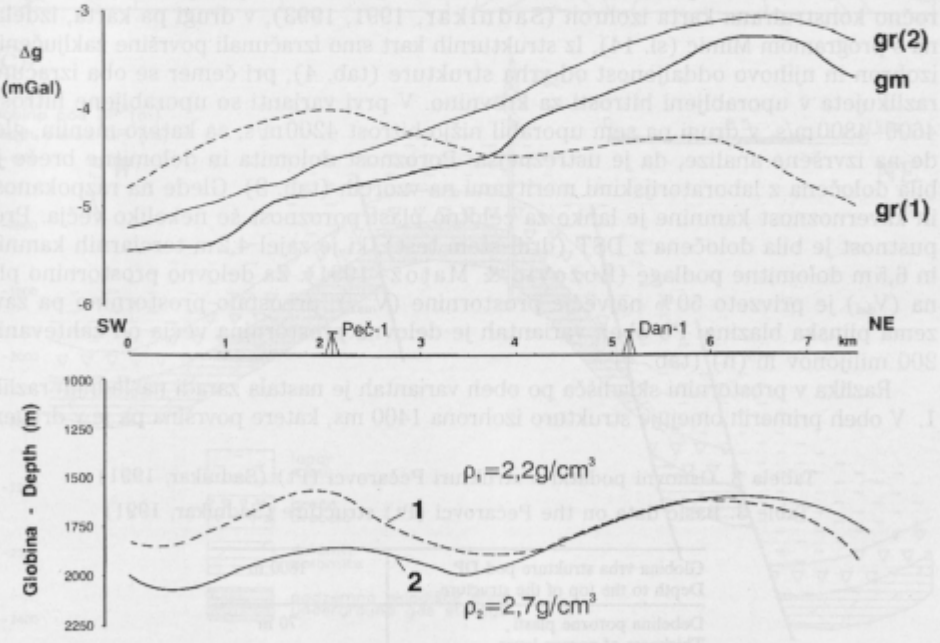


Sl. 18. Primerjava karte rezidualnih gravimetričnih anomalij (po Starčeviću et al., 1990) s časovno strukturno karto horizonta Pt

Fig. 18. Comparison of residual gravity map (after Starčević et al., 1990) with the time structural map of the Pt horizon

metrični model (sl. 19). Osnova za izdelavo modela je bila interpretacija horizonta Pt na seizmičnem profilu, preden je bila izdelana vrtina Peč-1. Ta meja je na modelu predstavljena črtkano (1). Globine so računane od nadmorske višine 0m. Za terciarne sedimente je bila privzeta povprečna gostota 2,2g/cm^3 in za predterciarno podlago 2,7g/cm^3. Krivulja Bouguerjevih anomalij, izračunanih za ta model, je prikazana črtkano [gr(1)]. Ujemanje z merjeno krivuljo (gm) je slabo. Zato je bil postavljen nov model, katerega meja je označena s polno črto (2). Temu modelu ustreza krivulja gr(2), ki kaže mnogo boljše ujemanje z merjeno krivuljo (gm).

Ko je bila končana vrtina Peč-1, je bila podlaga terciarja dejansko navrtana globlje, kot je napovedovala prvotna interpretacija seizmičnega profila. Pri spremembi časa v globino je bila namreč prvotno uporabljena enotna hitrostna funkcija, kar je povzročilo to razliko. Kasneje sem uporabil med strukturama Pečarovci in Dankovci spremenljivo hitrost. Kljub temu lahko tako razložimo le polovico razlike v globini do podlage strukture Pečarovci med prvo (1) in drugo (2) interpretacijo. Druga razlika ni pojasnjena in jo lahko povzroča sprememba gostote v podlagi ali pa je posledica vpliva globljih struktur.



Sl. 19. Gravimetrični model po trasi seizmičnega profila Peč-Dan-1v-89 (po Starčeviću et al., 1990)
gr(1) – grav. anomalija za prvotno interpretacijo horizonta Pt (1)
gr(2) – grav. anomalija za popravljeno interpretacijo horizonta Pt (2)
gm – izmerjena gravimetrična anomalija

Fig. 19. Gravity model along the seismic profile Peč-Dan-1v-89 (after Starčević et al., 1990)
gr(1) – gravity anomaly for the first interpretation of the Pt horizon (1)
gr(2) – gravity anomaly for corrected interpretation of the Pt horizon (2)
gm – measured gravity anomaly

Ocena prostornine skladišča v strukturi Pečarovci

Na podlagi rezultatov seizmičnih raziskav in vrtanja sta bili izbrani dve antiformni strukturi kot najbolj perspektivni za podzemno skladiščenje plina. Prva v podlagi terciarnih plasti (horizont Pt) na lokaciji Pečarovci in druga v poroznih plasteh nad horizontom KB na lokaciji Dankovci. Struktura v predterciarni podlagi pri Dankovcih je bila zaradi velikosti ocenjena za manj primerno.

Obe izbrani strukturi sta bili ocenjeni s programom Evasit za vrednotenje pornih skladišč plina (Gaz de France, 1990). Rezultati izračuna s tem programom so: največja in delovna prostornina plina, potrebna moč kompresorjev, čas polnjenja skladišča in drugi tehnični parametri. Izračunana je tudi splošna verjetnost uspešnosti neke strukture iz številnih podatkov, ki jih vnesemo, kot so debelina skladiščnih plasti, poroznosti, prepustnosti, površina strukture, pogoji sedimentacije, podatki o prelomih. Ker so številni od teh parametrov ocenjeni subjektivno, so bistveni kriteriji za njihovo vrednotenje.

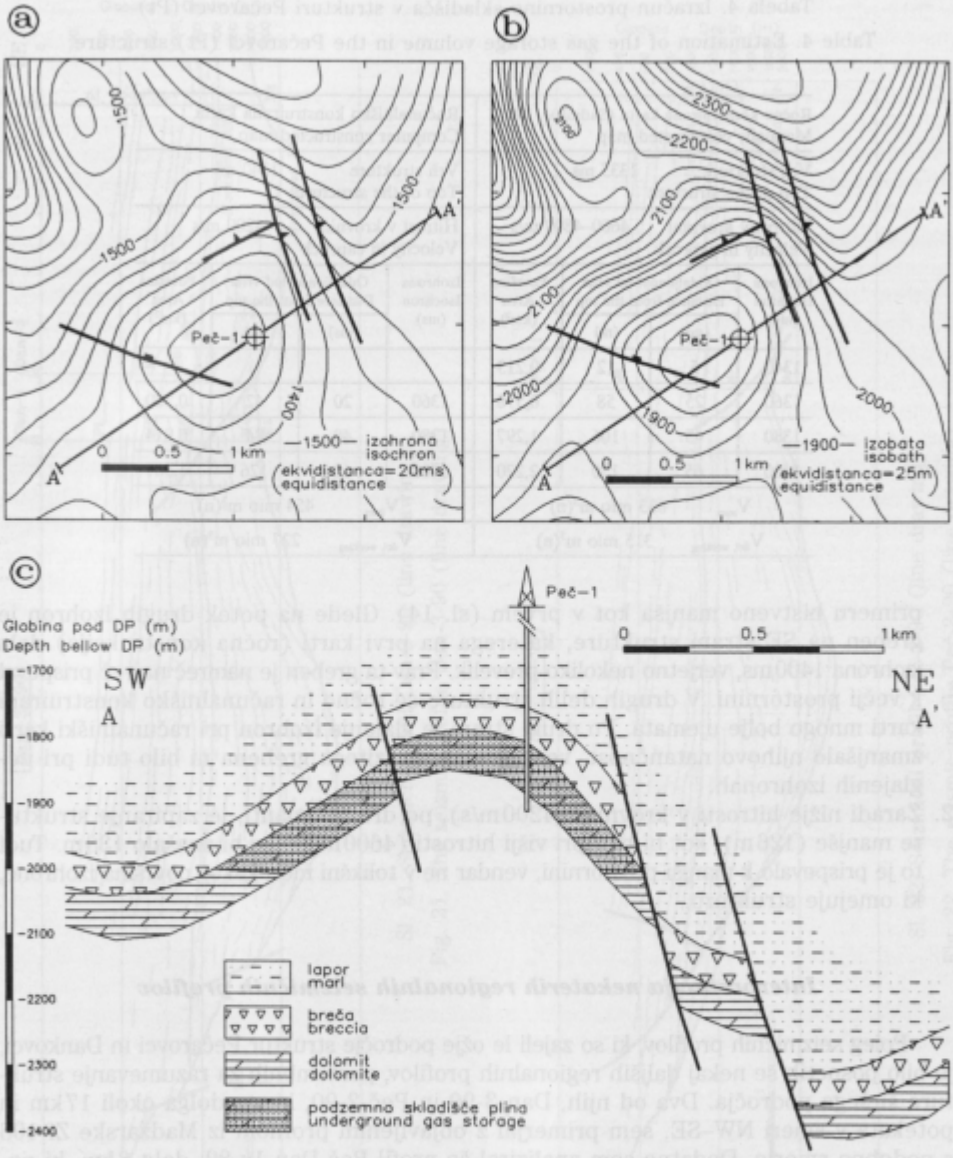
Po izdelavi računalniškega modela sem uporabil program Evasit za ponovno oceno prostornine skladišča v strukturi Pečarovci (Pt) (sl. 20, tab. 3), zato podajam rezultate izračuna prostornine po dveh variantah vhodnih podatkov. V prvi je bila uporabljena ročno konstruirana karta izohron (Sadnikar, 1991, 1993), v drugi pa karta, izdelana s programom Mimic (sl. 14). Iz strukturnih kart smo izračunali površine zaključenih izohron in njihovo oddaljenost od vrha strukture (tab. 4), pri čemer se oba izračuna razlikujeta v uporabljeni hitrosti za krovnino. V prvi varianti so uporabljene hitrosti 4600–4800 m/s, v drugi pa sem uporabil nižjo hitrost 4200 m/s, za katero menim, glede na izvršene analize, da je ustreznejša. Poroznost dolomita in dolomitne breče je bila določena z laboratorijskimi meritvami na vzorcih (tab. 3). Glede na razpokanost in kavernoznost kamnine je lahko za celotno plast poroznost še nekoliko večja. Prepustnost je bila določena z DST (drill-stem test), ki je zajel 4,2 m terciarnih kamnin in 6,5 m dolomitne podlage (Božović & Matoz, 1991). Za delovno prostornino plina (V_{del}) je privzeto 50% največje prostornine (V_{max}), preostalo prostornino pa zavzema plinska blazina. Po obeh variantah je delovna prostornina večja od zahtevanih 200 milijonov $m^3(n)$ (tab. 4).

Razlika v prostornini skladišča po obeh variantah je nastala zaradi naslednjih razlik:
1. V obeh primerih omejuje strukturo izohrona 1400 ms, katere površina pa je v drugem

Tabela 3. Osnovni podatki o strukturi Pečarovci (Pt) (Sadnikar, 1991)

Table 3. Basic data on the Pečarovci (Pt) structure (Sadnikar, 1991)

Globina vrha strukture pod DP Depth to the top of the structure	1800 m
Debelina porozne plasti Thickness of porous layer	70 m
Poroznost porozne plasti Porosity of porous layer	6 %
Prepustnost porozne plasti Permeability of porous layer	130 mD
Temperatura v porozni plasti Temperature in porous layer	85°C
Viskoznost fluida v vodonosniku Viscosity of the fluid in aquifer	0,35 mPa.s



Sl. 20. Predvideno podzemno skladišče plina v strukturi Pečarovci (Pt)
a) časovna strukturna karta
b) globinska strukturna karta
c) prognozni geološki profil A – A'

Fig. 20. Planned underground gas storage facility in the Pečarovci (Pt) structure
a) time structural map
b) depth structural map
c) estimated geological profile A – A'

Tabela 4. Izračun prostornine skladišča v strukturi Pečarovci (Pt)

Table 4. Estimation of the gas storage volume in the Pečarovci (Pt) structure

Ročno konstruirana karta (Sadnikar, 1991) Manually constructed map				Računalniško konstruirana karta Computer constructed map			
Vrh strukture Top of the structure	1335 ms			Vrh strukture Top of the structure	1340 ms		
Hitrost v krovnini Velocity in caprock	4600–4800 m/s			Hitrost v krovnini Velocity in caprock	4200 m/s		
Izohrona Isochron (ms)	Oddaljenost od vrha Distance from the top		Površina Area (km^2)	Izohrona Isochron (ms)	Oddaljenost od vrha Distance from the top		Površina Area (km^2)
	(ms)	(m)			(ms)	(m)	
1340	5	12	0,213				
1360	25	58	0,578	1360	20	42	0,380
1380	45	106	1,297	1380	40	84	0,914
1400	65	150	2,220	1400	60	126	1,587
V_{max}	633 mio m^3(n)			V_{max}	454 mio m^3(n)		
$V_{del, working}$	315 mio m^3(n)			$V_{del, working}$	227 mio m^3(n)		

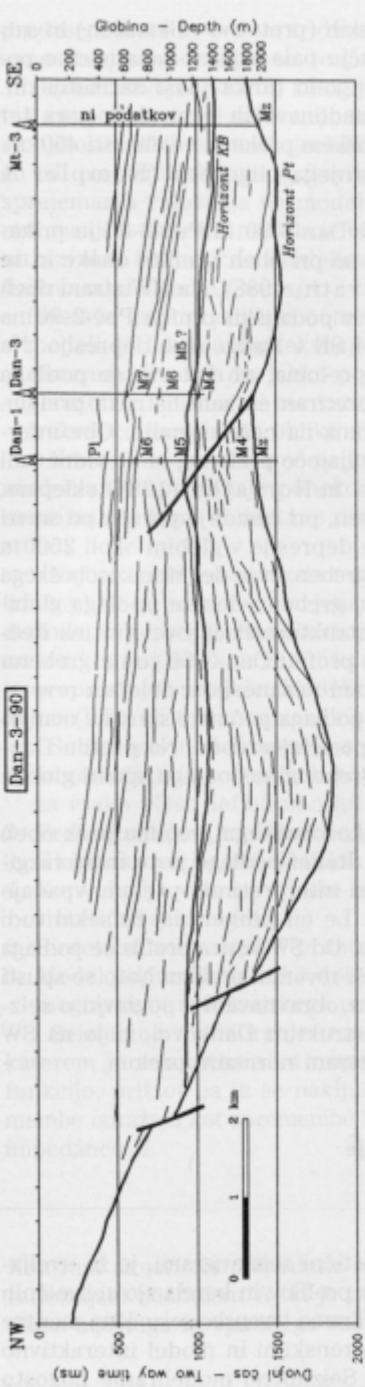
primeru bistveno manjša kot v prvem (sl. 14). Glede na potek drugih izohron je greben na SE strani strukture, katerega na prvi karti (ročna konstrukcija) dela izohrona 1400ms, verjetno nekoliko prevelik. Prav ta greben je namreč največ prispeval k večji prostornini. V drugih delih strukture se ročno in računalniško konstruirani karti mnogo bolje ujemata. Po drugi strani je glajenje izohron pri računalniški karti zmanjšalo njihovo natančnost, vendar tako izrazitega grebena ni bilo tudi pri neglajenih izohronah.

2. Zaradi nižje hitrosti v krovnini (4200m/s), po drugi varianti, je zapiranje strukture manjše (126m), kot bi bilo pri višji hitrosti (4600m/s), ko bi znašalo 138m. Tudi to je prispevalo k manjši prostornini, vendar ne v tolikšni meri kakor površina izohrone, ki omejuje strukturo.

Interpretacija nekaterih regionalnih seizmičnih profilov

Poleg seizmičnih profilov, ki so zajeli le ožje področje struktur Pečarovci in Dankovci, je bilo posnetih še nekaj daljših regionalnih profilov, pomembnih za razumevanje strukture širšega področja. Dva od njih, Dan-3-90 in Peč-2-90, ki sta dolga okoli 17km in potekata v smeri NW–SE, sem primerjal z objavljenim profilom iz Madžarske Zi-108 s podobno smerjo. Dodatno sem analiziral še profil Peč-Dan-1v-89, dolg 8km, ki poteka v smeri SW–NE. Lega profilov je prikazana na strukturni karti Murske depresije (sl. 3).

Seizmični profil Zi-108 poteka v smeri NW–SE pravokotno na Rabski prelom v neposredni bližini meje s Slovenijo. Na profilu leži vrtina Öri-2, ki je dosegla podlago (triasni dolomit) neogenskih sedimentov v globini okoli 3km (2 s dvojnega časa). V NW delu profila leži podlaga mnogo plitveje in je zgrajena iz nizkometamorforiziranih skrilavcev. Prelom na stiku obeh vrst kamnin je listričen s poševnim premikom. Normalno prelamljanje in ugrezanje triasnega kompleksa se je pričelo v srednjem miocenu



Sl. 21. Seizmični profil Dan-3-90 (line drawing)

Fig. 21. The seismic profile Dan-3-90 (line drawing)

Sl. 22. Seizmični profil Peč-2-90 (line drawing)

Fig. 22. The seismic profile Peč-2-90 (line drawing)

in je povzročilo odlaganje debele skladovnice badenijskih (pretežno vulkanskih) in sarmatijskih (pretežno lapornih) sedimentov. Na področju paleozojske metamorfne podlage ni sedimentov badenijske starosti, obstaja pa zelo tanka plast sarmatijskih. S korelacijo faciesov in favne med kamninami Transdonavskih centralnih gora ter Vzhodnih in Južnih Alp so ugotovili levi premik ob Rabskem prelomu v velikosti 450km. Zmikanje je potekalo od srednjega eocena do zgornjega oligocena (Rumpler & Horvath, 1988).

Interpretacija (line drawing) seizmičnih profilov Dan-3-90 in Peč-2-90 je prikazana na slikah 21 in 22. Osnovne strukturne poteze so pri obeh profilih enake in se ujemajo s tistimi na profilu Zi-108 (Rumpler & Horvath, 1988). Na NW strani obeh profilov se podlaga dviguje proti površini in izdanja v podaljšku profila Peč-2-90 na Rdečem bregu. Od tu se horizont Pt spušča v smeri SE v Radgonsko depresijo. Na profilu Dan-3-90 sta interpretirana dva normalna preloma, ob katerih se podlaga stopničasto spušča. Na profilu Peč-2-90 pa je interpretiran en sam listrični prelom. V obeh primerih gre za nadaljevanje Rabskega preloma na naše ozemlje. Obe interpretaciji sta možni, ker gre ob več prelomih za spremljajoče prelome, ki so vidni tudi na profilu Zi-108. Glede na interpretacijo Rumplerja in Horvatha (1988) sklepam, da je premik ob prelomu tudi na našem ozemlju poševen, pri čemer je premik po smeri mnogo večji od premika po vpadu. Iz dna Radgonske depresije v globini okoli 2500m se podlaga dokaj enakomerno dvigne v Murskosoboški greben, ki je del Murskosoboškega masiva. Na tem delu ni opaznih prelomov. Na samem grebenu doseže podlaga globino okoli 1800m. Na profilu Peč-2-90 je na grebenu struktura Pečarovci (vrtina Peč-1), ki ima na SE strani manjši normalni prelom. Na profilu Dan-3-90 je na grebenu struktura Dankovci (vrtina Dan-3), ki ima na SE strani nezanesljivo določen reverzni prelom. Na SE strani Murskosoboškega grebena se podlaga ponovno spusti v manjšo depresijo, vendar se kmalu spet dvigne v manjši vzporedni greben. Na profilu Dan-3-90 je na tem mestu vrtina Mt-3. Šele onkraj tega grebena se podlaga spusti globlje v Martjanski zaliv, ki ni več zajet na profilih.

Profil Peč-Dan-1v-89 (sl. 7) poteka vzdolž Murskosoboškega grebena prek obeh obravnavanih struktur v bližini vrtin Peč-1 in Dan-1. Relief podlage je tu manj razgiban, prav tako ni močnejših regionalnih prelomov. Vsi interpretirani prelomi vpadajo v smeri NE, z globino pa se njihov vpad zmanjšuje. Le en prelom naj bi sekal tudi horizont KB. Dva preloma sta normalna in dva reverzna. Od SW konca profila se podlaga najprej dvigne v strukturo Pečarovci. Tu je viden manjši reverzni prelom. Nato se spusti v smeri NE ob enem ali dveh normalnih prelomih, kar obravnavam v poglavju o seizmičnem modeliranju. Enaka situacija se ponovi pri strukturi Dankovci, ki jo na SW strani prav tako omejuje reverzni prelom in na NE strani normalni prelom.

Seizmično modeliranje

Osnove

Seizmično modeliranje, katerega rezultat so sintetični seizmogrami, je že uveljavljena metoda za preverjanje interpretacije seizmičnih profilov in korelacijo seizmičnih in geoloških podatkov. Pri seizmičnem modeliranju simuliramo terenske seizmične meritve na modelih. Sintetične seizmograme primerjamo s terenskimi in model interaktivno popravljamo tako dolgo, da se zadovoljivo ujemajo. Seizmično modeliranje pogosto uporabljamo tudi pri testiranju algoritmov za obdelavo podatkov. Tako preizkušamo

predvsem metode dvo- in tridimenzionalne migracije. Testiranje na modelih je namreč zanesljivejše in cenejše od testiranja v naravnih razmerah.

Pred razvojem dovolj zmogljivih računalnikov so uporabljali fizične modele, ki so bili zgrajeni iz snovi ustreznih akustičnih impedanc, tako da so refleksijski koeficienti na njihovih stikih ustrezali geološkim mejam (McDonald & Gardner, 1983). Ti modeli so bili omejeni tako glede števila plasti kot velikosti. Razporeditev točk vzbujanja in sprejemanja valovanja na modelu je posnemala razmere pri terenskih meritvah. Zaradi manjših dimenzij modela je bilo treba uporabljati ustrezno višje frekvence iz območja ultrazvoka. Numerično modeliranje z računalniki je danes že skoraj povsem izrinilo fizično modeliranje (Nelson, 1983). Njegove prednosti so:

- izdelava in popravljanje numeričnega modela z računalnikom je lažje in cenejše,
- modeli so lahko kompleksnejši glede števila plasti in strukture,
- dimenzije modela so lahko poljubne,
- geometrija seizmične razvrstitve ni omejena,
- frekvenco in valovno obliko vhodnega signala je mogoče bolje definirati.

Numerično modeliranje pa ima tudi nekatere pomankljivosti, zaradi katerih fizično modeliranje uporabljajo ponekod še danes. Slednje namreč pogosto bolje reproducira seizmični šum, ki nastane pri difrakciji, večkratnih odbojih in pri zelo tankih plasteh.

Najbolj razširjena metoda numeričnega modeliranja je metoda sledenja žarkov (ray-tracing), ki je najmanj omejena glede kompleksnosti modela. Poleg nje poznamo še metode, ki temeljijo na reševanju valovne enačbe, Kirchhoffovo metodo, Fourierjevo metodo in metodo končnih diferenc, ki so računsko zahtevnejše in navadno dopuščajo le preprostejše modele. Modeliranje je lahko enodimenzionalno (1D), dvodimenzionalno (2D) ali tridimenzionalno (3D).

Seizmično modeliranje je sestavljeno iz naslednjih faz:

1. Iz geoloških in seizmičnih podatkov postavimo začeten plastovit model, pri čemer za vsako plast definiramo hitrost in gostoto.
2. Prek akustične impedance izračunamo globinsko serijo refleksijskih koeficientov.
3. Globinsko serijo refleksijskih koeficientov spremenimo v časovno serijo.
4. Konvolucija valovne oblike signala s časovno serijo refleksijskih koeficientov da sintetični seizmogram.
5. Sintetični seizmogram primerjamo z refleksijskim profilom.
6. Model popravljamo tako dolgo, da dobimo zadovoljivo ujemanje sintetičnega seizmograma in refleksijskega profila.

Seizmično modeliranje temelji na konvolucijskem modelu (Sheriff, 1991) po katerem je seizmična sled rezultat konvolucije vhodne valovne oblike z refleksijsko funkcijo, prištet pa je še naključni šum. Pri seizmičnih raziskavah se litološke spremembe odražajo kot spremembe hitrosti V in gostote ρ. Njun produkt definira akustično impedanco Z.

$$Z = V \cdot \rho \tag{1}$$

Kontrast akustičnih impedanc na meji dveh plasti poda njeno refleksivnost. Izraža jo refleksijski koeficient R, ki je za normalni vpad definiran kot razmerje med amplitudama odbitega in vpadnega valovanja

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{V_2\ \rho_2 - V_1\ \rho_1}{V_2\ \rho_2 + V_1\ \rho_1} \tag{2}$$

Refleksijski koeficient je pozitiven pri prehodu iz plasti nižje v plast višje akustične impedance in negativen v nasprotnem primeru. Za dobre reflektorje znaša od 0,1 do 0,3, v izjemnih primerih je tudi višji. Z globino se refleksijski koeficienti normalno zmanjšujejo zaradi relativno manjših kontrastov akustičnih impedanc.

Plastovito geološko zgradbo lahko predstavimo kot linearni filter s parametri, ki jih določa serija refleksijskih koeficientov. Konvolucija je matematična operacija med dvema časovnima funkcijama ali serijama, ki poda spremembo valovne oblike signala pri prehodu skozi linearni filter. Oznaka za konvolucijo je »*«. Za zvezne funkcije je definirana kot

$$f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau) g(t-\tau) d\tau \tag{3}$$

kjer sta

$f(t)$ in $g(t)$ – časovni funkciji,

τ – časovni zamik.

Za diskretne funkcije pa je izražena kot

$$f(t) * g(t) = \sum_k f_k g_{t-k} \tag{4}$$

Za uspešno modeliranje moramo poznati valovno obliko in frekvenčni spekter vhodnega signala. Ta parametra se pri modeliranju ne spreminjata. Odvisna sta od načina generiranja valovanja, absorbcijskih in filtracijskih lastnosti podpovršja, še posebno v bližini točke vzbujanja valovanja ter uporabljenih filtrov pri snemanju in obdelavi podatkov. Ločimo dve osnovni obliki seizmičnega signala (Anstey, 1970) (sl. 23):

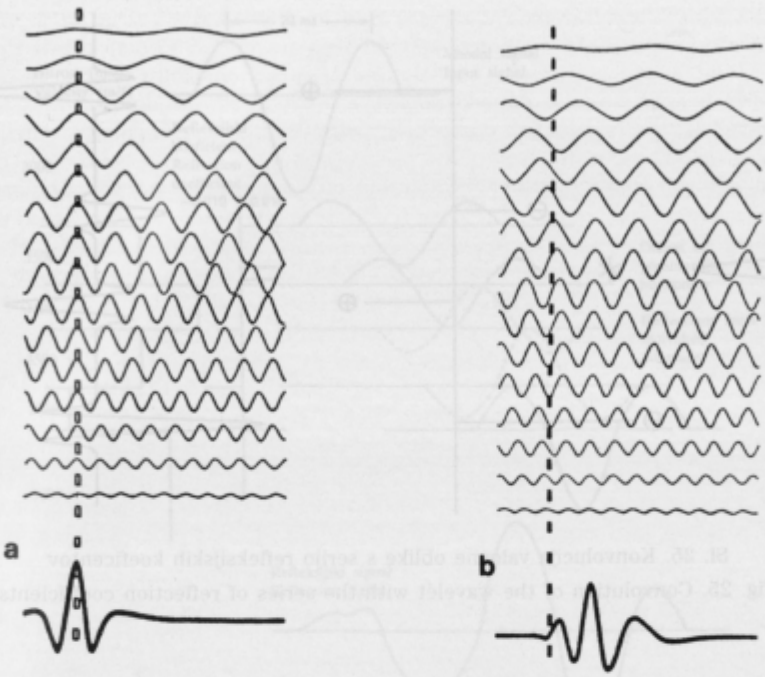
a) Eksplozivni viri imajo valovno obliko minimalne faze (sl. 23b). Amplitudni in fazni spekter te valovne oblike sta na sliki 24. Valovna oblika minimalne faze je sinteza neskončnega števila valovnih oblik, ki jih tak spekter definira. Največja amplituda signala je premaknjena glede na časovno izhodišče, kar moramo pri interpretaciji upoštevati. Zaradi velikih neelastičnih deformacij v bližini eksplozije je valovno obliko takega vira težko predvideti ali meriti in ostane pogosto delna neznanka.

b) Vibratorski vir (Vibroseis) ima po avtokorelaciji valovno obliko ničelne faze (sl. 23a). Amplitudni spekter je enak kakor pri valovni obliki minimalne faze (sl. 24), fazni kot pa je za vse frekvence enak 0°. Rezultat sinteze vseh valovnih oblik, ki ustrezajo takemu amplitudnemu in faznemu spektru, je valovna oblika, ki ima maksimalno amplitudo v časovnem izhodišču in je glede nanj tudi simetrična. Na seizmičnih profilih je interpretiran horizont točno na mestu največje amplitude in ni premaknjen kot pri eksplozivnih virih. Valovna oblika je zaradi načina generiranja valovanja znana, kar je pri modeliranju prednost.

Konvolucija vhodnega signala s serijo refleksijskih koeficientov pomeni, da se vsak refleksijski koeficient (R) nadomesti z njegovo valovno obliko, pri čemer je amplituda odvisna od velikosti R. Če je pozitiven, ima valovna oblika isto fazo, če je negativen, pa ima nasprotno fazo (sl. 25).

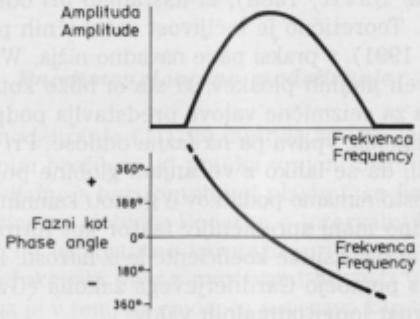
Pri seizmičnem modeliranju moramo upoštevati tudi zmanjšanje amplitud signala z globino zaradi sferične divergence in dušenja signala. To storimo tako, da z globino ustrezno zmanjšamo refleksijske koeficiente. Amplituda signala v razdaji x od vira valovanja je enaka

$$A_x = \frac{A_0}{x} e^{-\alpha x} \tag{5}$$



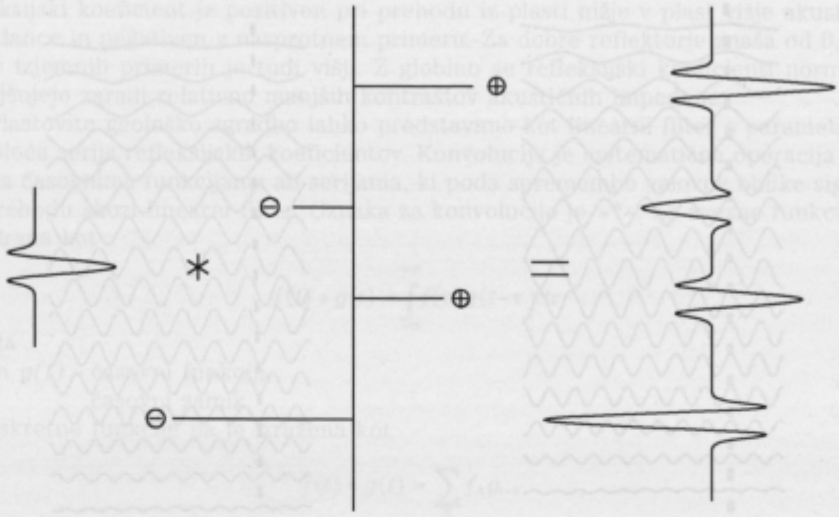
Sl. 23. Osnovni valovni obliki seizmičnega signala (Anstey, 1970)
a) ničelne faze, b) minimalne faze

Fig. 23. Basic wavelets of the seismic signal (Anstey, 1970)
a) zero phase, b) minimum phase



Sl. 24. Amplitudni in fazni spekter za valovno obliko minimalne faze (Anstey, 1970)

Fig. 24. Amplitude and phase spectrum for the minimum phase wavelet (Anstey, 1970)



Sl. 25. Konvolucija valovne oblike s serijo refleksijskih koeficentov
Fig. 25. Convolution of the wavelet with the series of reflection coefficients

kjer je
A_x – amplituda v razdalji x od vira valovanja,
A_0 – amplituda pri viru valovanja,
x – razdalja,
α – absorbcijski koeficient ali faktor dušenja.

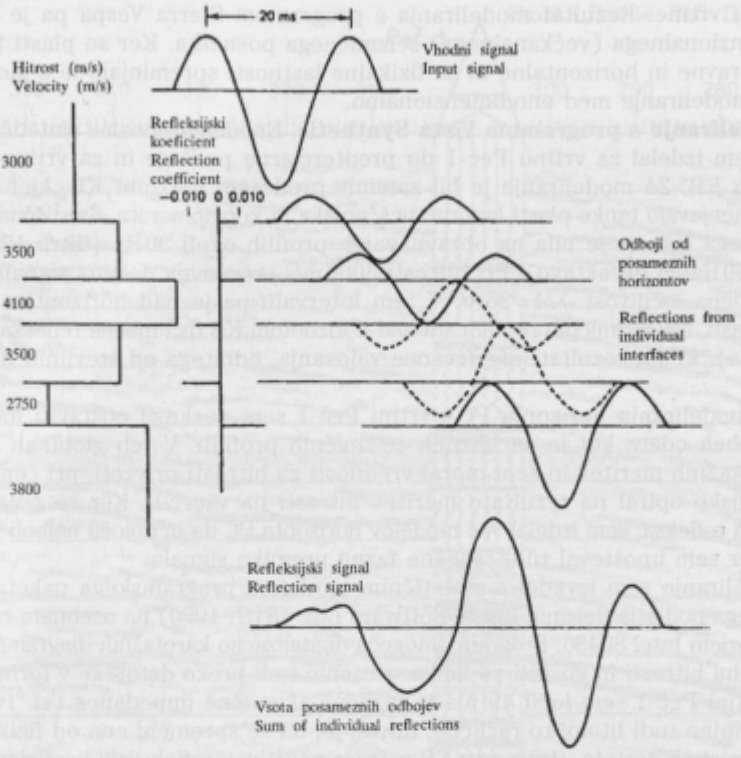
Če je valovna dolžina signala majhna v primerjavi z razdaljo med posameznimi refleksijskimi koeficienti, dobimo preprosto seizmično sled (sl. 25). Če pa so plasti tanke v primerjavi z valovno dolžino, je seizmična sled rezultat interference številnih valovanj (Dobrin & Savit, 1988), ki nastanejo pri odboju signala od različnih mejnih ploskev (sl. 26). Teoretično je ločljivost seizmičnih podatkov enaka 1/4 valovne dolžine λ (Sheriff, 1991), v praksi pa je navadno nižja. Widess (1973) je pokazal, da ne moremo ločiti dveh mejnih ploskev, ki sta si bliže kot $3/8\lambda$.

Linearni filter, ki ga za seizmične valove predstavlja podpovršje, ne spremeni valovne oblike vhodnega signala, vpliva pa na fazne odnose. Pri seizmičnem modeliranju moramo zato upoštevati, da se lahko z večanjem globine pojavi fazni premik.

Pri modeliranju pogosto nimamo podatkov o gostoti kamnin ali pa so le-ti pomanjkljivi. Ker je gostota navadno manj spremenljiv faktor kot hitrost, jo lahko pogosto kar zanemarimo in izračunamo refleksijske koeficiente le iz hitrosti. Pri sedimentnih kamninah lahko ocenimo gostoto s pomočjo Gardnerjevega zakona (Gardner et al., 1974), ki povezuje gostoto in hitrost longitudinalnih valov:

$$\rho = 0{,}31\, V^{\frac{1}{4}} \qquad (6)$$

kjer je
V – hitrost longitudinalnih valov v m/s,
ρ – gostota v g/cm^3.



Sl. 26. Vsota refleksov od petih horizontov z majhno medsebojno razdaljo glede na valovno dolžino seizmičnega signala (Dobrin & Savit, 1988)

Fig. 26. Composition of the reflections from a series of five interfaces with separation small in comparison to wavelength (Dobrin & Savit, 1988)

Enodimenzionalno modeliranje

Enodimenzionalno modeliranje (1D) je metoda za korelacijo geoloških podatkov iz neke vrtine s seizmičnim profilom, ki poteka v njeni bližini. Ker geološko zgradbo na mestu vrtine predstavljamo s horizontalnimi plastmi, se fizikalne lastnosti spreminjajo le v eni smeri, in sicer z globino. Podatke o intervalni hitrosti in gostoti v teh plasteh dobimo z akustično in gostotno karotažo, pri čemer so hitrosti iz akustične karotaže navezane na redukcijski nivo z meritvami hitrosti v vrtini.

Pomen 1D modeliranja je v tem, da omogoča povezavo karotažnih podatkov iz vrtine, za katere je značilna dobra vertikalna ločljivost, vendar majhen bočni doseg, s seizmičnimi podatki, ki imajo z valovno dolžino signala omejeno vertikalno ločljivost, omogočajo pa dobro horizontalno pokrivanje (Neidell, 1981).

1D seizmično modeliranje podatkov iz vrtin Peč-1 in Dan-3 sem opravil z dvema programoma. Rezultat modeliranja s programom Vista Synthetic so enodimenzionalni (enokanalni) sintetični seizmogrami, ki so neposredno primerljivi s seizmičnim profilom

na mestu vrtine. Rezultat modeliranja s programom Sierra Vespa pa je simulacija dvodimenzionalnega (večkanalnega) seizmičnega posnetka. Ker so plasti tudi v tem primeru ravne in horizontalne in se fizikalne lastnosti spreminjajo le z globino, sodi tudi to modeliranje med enodimenzionalno.

Modeliranje s programom Vista Synthetic. Enodimenzionalne sintetične seizmograme sem izdelal za vrtino Peč-1 do predterciarne podlage in za vrtino Dan-3 do horizonta KB. Za modeliranje je bil zanimiv predvsem horizont KB, kjer se v obeh vrtinah menjavajo tanke plasti laporja, peščenjaka in konglomerata. Središčna frekvenca seizmičnega signala je bila na obravnavanih profilih okoli 30 Hz (filtra 10 Hz/18 dB/oktavo, 50 Hz/36 dB/oktavo). Pri hitrosti 3000 m/s je valovna dolžina signala $\lambda = 100$ m in teoretična ločljivost $\lambda/4 = 25$ m. V tem intervalu pa je nad horizontom KB večje število plasti. Na seizmičnih profilih sta nad horizontom KB dva močna refleksa (pozitivne amplitude), ki sta rezultat interference valovanja, odbitega od številnih mejnih ploskev.

Pri modeliranju horizonta Pt v vrtini Peč-1 sem poskusil postaviti model, ki bi dal podoben odziv, kot je na bližnjih seizmičnih profilih. V teh globinah namreč ni bilo karotažnih meritev in sem moral vrednosti za hitrosti privzeti, pri čemer sem se orientacijsko opiral na rezultate meritev hitrosti na vzorcih. Ker se pojavljata dva izrazitejša refleksa, sem izdelal več modelov horizonta Pt, da bi določil najbolj verjetnega, pri čemer sem upošteval tudi različne fazne premike signala.

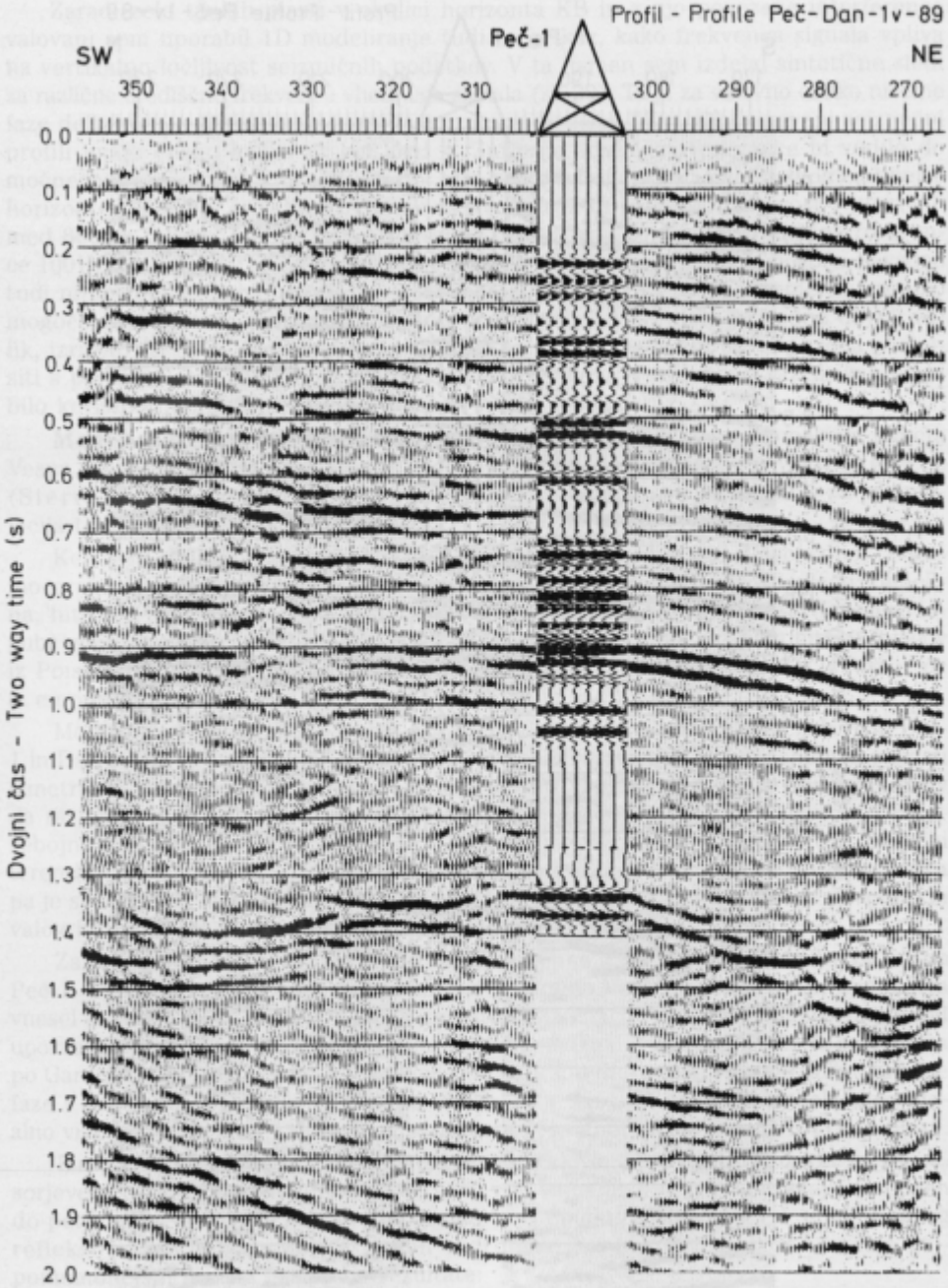
Modeliranje sem izvedel s sintetičnim modulom programskega paketa Vista 6.5 kanadskega podjetja Seismic Image Software Ltd. (SIS, 1990) na osebnem računalniku s procesorjem Intel 80486. Program omogoča digitalizacijo karotažnih diagramov, podatke o intervalni hitrosti in gostoti pa lahko vnesemo tudi preko datoteke v formatu ASCII.

V vrtini Peč-1 sem ločil 49 plasti različne akustične impedance (sl. 10). Te plasti niso nujno tudi litološko različne, dovolj je, da se spremeni ena od fizikalnih lastnosti, hitrost ali gostota. Horizontu KB ustreza negativen refleksijski koeficient v globini 1161 m, horizontu Pt pa meja med polimikritno brečo in dolomitom v globini 1831 m s pozitivnim refleksijskim koeficientom. Največje vrednosti refleksijskih koeficientov (do +/– 0,14) ustrezajo zgornjim in spodnjim mejam tankih plasti konglomeratov nad horizontom KB.

Pri konvoluciji časovne serije s seizmičnim signalom sem izbral valovno obliko ničelne faze, filtrirano z Ormsby filtrom 0/10–50/70 Hz, ki da sintetične seizmograme, primerljive z vibratorskimi profili. Uporabil sem naslednje fazne premike: 0°, 45°, 90°, 135° in 180°. Pri primerjavi sintetičnih seizmogramov s seizmičnimi profili se je izkazalo, da je korelacija seizmograma brez faznega premika najboljša. Le pri horizontu Pt se je pokazalo, da lahko dá popolnoma drugačen model, pri ustreznem faznem premiku zelo podoben rezultat. Zaradi pomanjkljivih hitrostnih podatkov interpretacija tega horizonta ni povsem zanesljiva in bi bil mogoč tudi drugačen model. Sintetični seizmogram sem primerjal z dvema profiloma, ki potekata v bližini vrtine Peč-1 (sl. 27 in 28). Oddaljenost vrtine od profilov je manjša od 150 m.

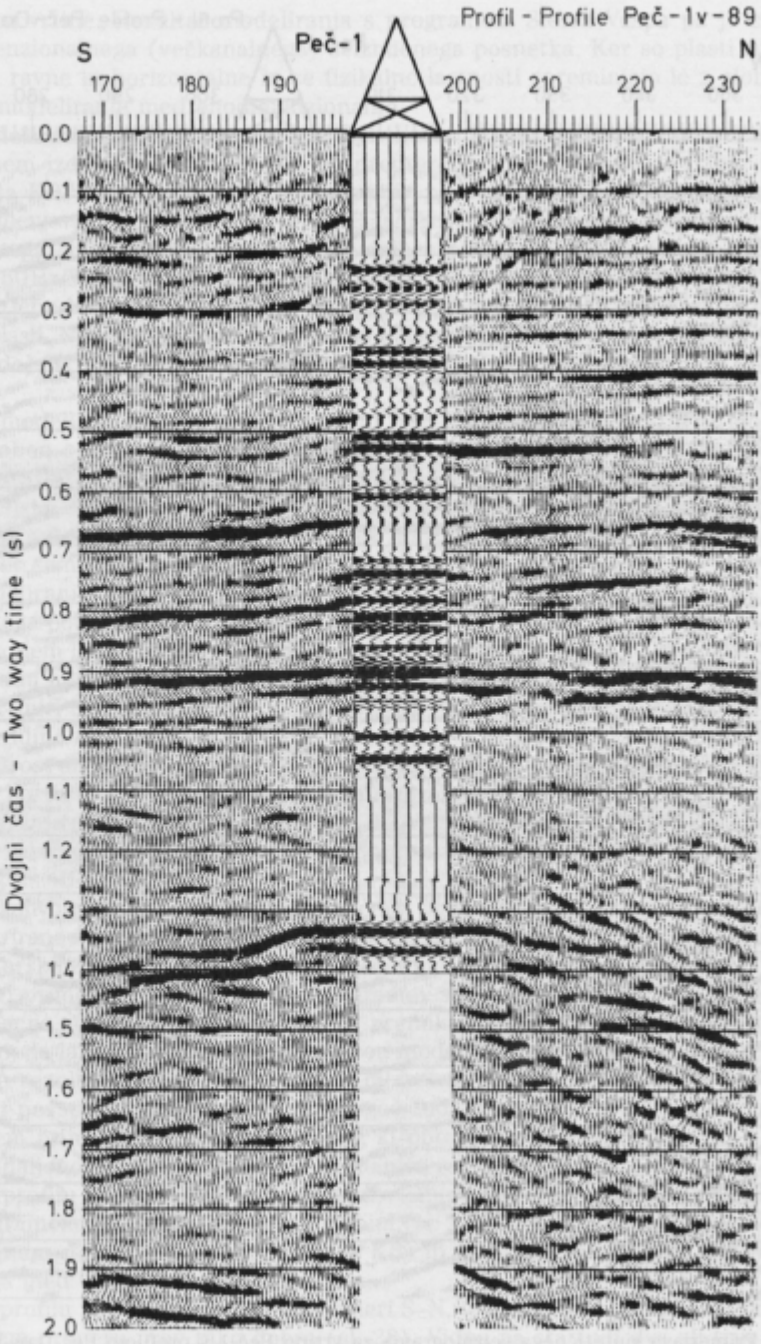
Na profilu Peč-Dan-1v-89, ki poteka v smeri SW–NE, je ujemanje s sintetičnim seizmogramom dobro po skoraj vsej globini (sl. 27), še posebno pri refleksu na 0,52 s, pri dvojnem refleksu na 0,9 s (horizont KB) in pri horizontu Pt na 1,33 s. Korelacija je slabša med 0,7 in 0,9 s dvojnega časa.

Na profilu Peč-1v-89, ki poteka v smeri S–N, je ujemanje pri istih horizontih kakor v gornjem primeru prav tako dobro (sl. 28). Vidna pa sta tudi dva ali trije dobri refleksi med 0,7 in 0,85 s dvojnega časa, ki na prejšnjem profilu niso izraženi. Zato sklepam, da je na obravnavanem območju močno izražena anizotropija seizmičnih hitrosti.



Sl. 27. Primerjava sintetičnega seizmograma za vrtino Peč-1 s profilom Peč-Dan-1v-89

Fig. 27. Comparison of a synthetic seismogram for borehole Peč-1 with the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 28. Primerjava sintetičnega seizmograma za vrtino Peč-1 s profilom Peč-1v-89

Fig. 28. Comparison of a synthetic seismogram for borehole Peč-1 with the profile Peč-1v-89

Zaradi zelo tankih plasti v okolici horizonta KB in z njo povezane interference valovanj sem uporabil 1D modeliranje tudi za prikaz, kako frekvenca signala vpliva na vertikalno ločljivost seizmičnih podatkov. V ta namen sem izdelal sintetične sledi za različne središčne frekvence vhodnega signala (sl. 29). Ta je za valovno obliko ničelne faze definirana s štirimi ogliščnimi frekvencami Ormsby filtra. Obravnavani seizmični profili imajo enako ločljivost kot sled 4. Znižanje središčne frekvence bi vodilo do močnega zmanjšanja ločljivosti, kjer bi bilo težko interpretirati celo najpomembnejše horizonte (sled 5). Zvišanje središčne frekvence pa bi povečalo ločljivost v globinah med 800 in 1100 m, kjer so pogostne tanke plasti (sled 3). Signal središčne frekvence 100 Hz (sled 2) je v teh globinah težko registrirati in ločljivost, ki jo omogoča, navadno tudi ni potrebna. Signal središčne frekvence 50 Hz (sled 3) pa je s primerno opremo mogoče generirati in registrirati. Globinski doseg bi bil pri njem še vedno dovolj velik, izrazito pa bi se izboljšala ločljivost. Na že posnetih profilih bi bilo treba poskusiti s ponovno obdelavo dobiti signal višje frekvence. Pri nadaljnjih raziskavah pa bi bilo koristno uporabiti seizmične metode visoke ločljivosti.

Modeliranje s programom Sierra Vespa. Metodologija programskega paketa Vespa (Viscoelastic Seismic Profile Algorithm) temelji na reševanju valovne enačbe (Sierra, 1990c). Izračun je omejen na horizontalne, ravne plasti, rezultat pa je simulacija terenskega seizmičnega posnetka.

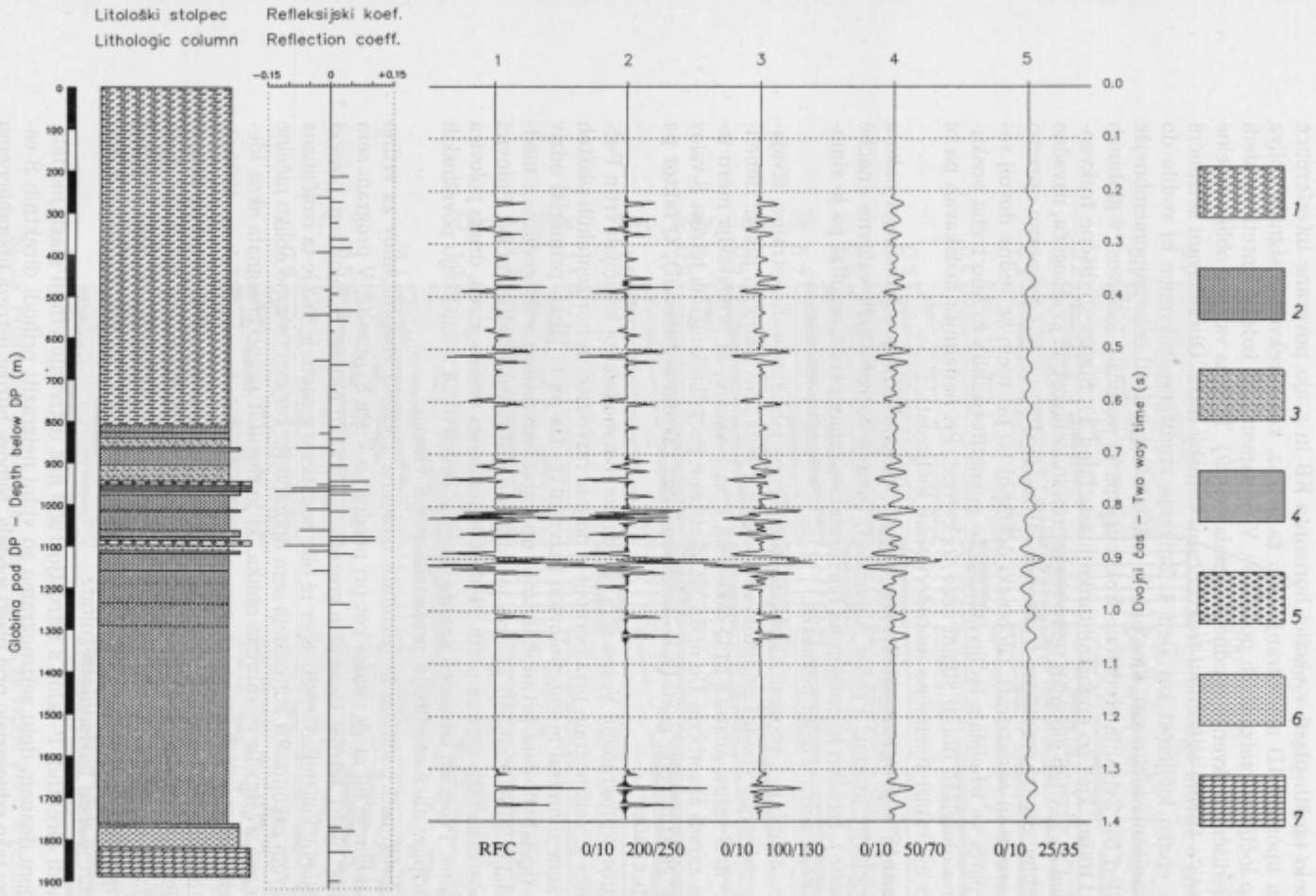
Ker je modeliranje s programskim paketom Vespa lahko zelo dolgotrajno, izvajamo program paketno. Vhodni podatek so naslednje fizikalne lastnosti plasti: debelina, hitrost P in S-valov, gostota in Q faktor za P in S-valove, ki predstavlja mero izgube energije zaradi absorbcije. Če ni drugih podatkov, program izračuna hitrost S-valov iz Poissonovega količnika, gostoto iz Gardnerjevega zakona (enačba 6), Q faktor pa iz empiričnih enačb.

Modeliranje s programom Vespa sem izvedel za dva modela na lokacijah vrtin Peč-1 in Dan-3. Ker je seizmogram pri uporabljeni deljeni razvrstitvi in horizontalnih plasteh simetričen, sem simuliral le eno polovico razvrstitve. Da pa bi lahko primerjal odziv na različnih razdaljah, sem pri modeliranju uporabil razvrstitev s 96 geofoni z medsebojno razdaljo 30 m. Najbližji geofon je oddaljen 165 m od strelne točke. Polovici terenskega posnetka tako ustreza prvih 24 sledi sintetičnega seizmograma, druga polovica pa je simetrična. Program omogoča simulacije brez omejitve ali z omejitvijo površinskih valov in multiplov ali z omejitvijo pretvorbe P v S-valove.

Zaradi obsežnosti podajam le rezultate izračuna z vsemi vrstami valov za vrtino Peč-1. Uporabljen je bil enak model kot pri programu Vista Synthetic. V program sem vnesel debelino plasti, hitrost P-valov in gostoto. Za izračun hitrosti S-valov sem povsod uporabil Poissonov količnik $\upsilon = 0{,}25$. Kjer ni bilo podatka o gostoti, je bila le-ta izračunana po Gardnerjevem zakonu. Pri konvoluciji sem uporabil Rickerjevo valovno obliko ničelne faze s frekvenco 27 Hz. To je valovna oblika, ki je rezultat prehoda signala skoz idealno viskoelastično snov z dušenjem, sorazmernim kvadratu frekvence (Sierra, 1990c).

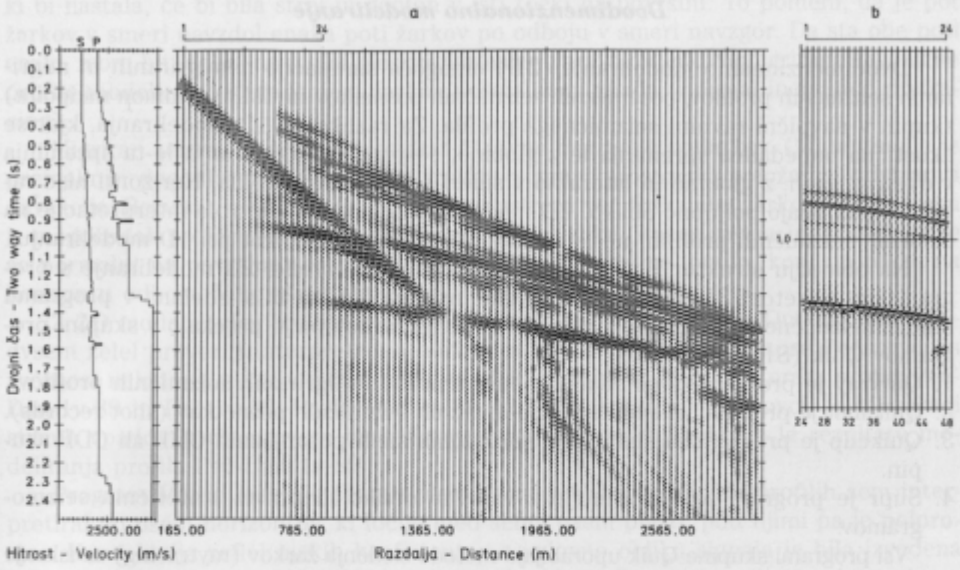
Izračun celotne rešitve, brez omejitve vrst valovanja, je zahteval devet ur procesorjevega časa. Drugi izračuni z omejitvami vrst valov pa so bili precej krajši (od dveh do petih ur). Na sintetičnem seizmogramu brez omejitve valovanja (sl. 30a) je poleg refleksov hiperbolične oblike vidnih tudi nekaj linearnih dogodkov. Analiza najpomembnejših je dala naslednje rezultate:

a) Prvi prihodi direktnih P-valov s hitrostjo 1950 m/s ustrezajo vrhnji plasti modela.
b) V spodnjem desnem delu seizmograma so vidni neizraziti prihodi direktnih S-valov, ki prav tako odgovarjajo prvi plasti modela. Njihova hitrost ustreza uporabljenemu



Sl. 29. Vpliv frekvence signala na vertikalno ločljivost seizmičnih podatkov za vrtino Peč-1
1 peščena glina; *2* lapor; *3* peščeni lapor; *4* peščenjak; *5* konglomerat; *6* breča; *7* dolomit; *RFC* časovna serija refleksijskih koeficientov; *0/10 200/250* ogliščne frekvence filtra

Fig. 29. The influence of signal frequency on vertical resolution for borehole Peč-1
1 sandy clay; *2* marl; *3* sandy marl; *4* sandstone; *5* conglomerate; *6* breccia; *7* dolomite; *RFC* reflection coefficients time series; *0/10 200/250* filter corner frequencies



Sl. 30. Rezultat simulacije s programoma Vespa (a) in Quikshot (b) za vrtino Peč-1. Označena je polovica terenske seizmične razvrstitve (24 geofonov)

Fig. 30. Result of Vespa (a) and Quikshot (b) simulation for borehole Peč-1. Half of the field seismic layout is marked (24 geophones)

Poissonovemu količniku $\upsilon = 0{,}25$, ki ustreza razmerju $V_P/V_S = 0{,}58$. Hitrost S-valov je tako enaka $V_S = 0{,}58 \times V_P \approx 1130\,\text{m/s}$.

c) Najmočnejši linearni dogodek na sintetičnem seizmogramu se prične že na prvi sledi in ima hitrost 1000 m/s. Gre za »ground roll« valove, katerih glavna komponenta so različni površinski valovi (predvsem Rayleighevo valovanje). Za površinske valove je značilna hitrost, ki je enaka 90% hitrosti S-valov, čeprav so ti valovi disperzni. V našem primeru je $0{,}9 \times 1130\,\text{m/s} \approx 1000\,\text{m/s}$.

Zanimiva je odsotnost refleksov na začetnih sledeh, še posebno pri horizontu Pt. To nakazuje, da bi bilo mogoče bolje uporabiti večjo oddaljenost strelne točke in zajeti odsek z močnejšimi refleksi. S tem pa bi prišli tudi že v območje visokoamplitudnih površinskih valov, ki bi jih morali odstraniti z ustreznim filtriranjem.

Možnost analize linearnih dogodkov in sprememb amplitud signala je pomembna prednost modeliranja s programom Vespa glede na metodo sledenja žarkov. Na sliki 30b je za primerjavo podan rezultat modeliranja s sledenjem žarkov (program Quikshot) na isti lokaciji, vendar na preprostejšem modelu (osem plasti). Primerjava prvih 24 sledi seizmograma na sliki 30a in seizmograma na sliki 30b pokaže podobnost glavnih refleksov. Drugi seizmogram je zaradi manjšega števila plasti seveda manj kompleksen. Na njem tudi ni vidnih linearnih dogodkov in sprememb amplitude signala pri različnih razdaljah strel-geofon.

Dvodimenzionalno modeliranje

Dvodimenzionalno modeliranje (2D) omogoča simulacijo nemigriranih in migriranih seizmičnih profilov, posameznih seizmičnih posnetkov in CMP (common midpoint) skupin v navpični ravnini seizmičnega profila. Za razliko od 1D modeliranja, kjer se akustična impedanca spreminja le z globino, se pri 2D modeliranju le-ta spreminja v dveh smereh, z globino in lateralno v smeri seizmičnega profila. Horizonti niso ravni, ampak imajo poljubno obliko. 2D modeliranje omogoča kontrolo interpretacije na celotnih seizmičnih profilih, ne le na enem mestu (vrtina), kot pri 1D modeliranju.

Na območju struktur Pečarovci in Dankovci sem izvedel 2D modeliranje s programskim paketom Sierra. Časovni in globinski model sta bila izdelana v programu Mimic, seizmično modeliranje z metodo sledenja žarkov pa je potekalo v skupini programov Quik (Sierra, 1990b):

1. Quikray je program za simulacijo nemigriranih in migriranih seizmičnih profilov.
2. Quikshot je program za simulacijo posameznih seizmičnih posnetkov (shot records).
3. Quikcdp je program za simulacijo seizmičnih sledi posameznih CMP ali CDP skupin.
4. Slipr je program za konvolucijo z valovno obliko in prikaz sintetičnih seizmogramov.

Vsi programi skupine Quik uporabljajo metodo sledenja žarkov (raytracing) za iskanje poti seizmične energije od seizmičnega vira (eksplozivni naboj, vibrator) do sprejemnih točk (geofonov). Vhodni podatek je 2D (ali 3D) model zgradbe podpovršja ter razporeditev strelnih in geofonskih točk. Program simulira terensko seizmično snemanje in poišče žarke od strelnih do geofonskih točk, lomljene in odbite v skladu z modelom akustičnih impedanc. Metoda sledenja žarkov ni omejena s fizičnimi dimenzijami modela kot nekatere druge metode. Lahko jo uporabljamo tudi na zelo kompleksnih modelih.

Programi Quik uporabljajo pri sledenju ravne žarke tako v plasteh konstantne kakor tudi v plasteh spremenljive hitrosti. Za večino geoloških modelov je to dopusten približek, ki mnogo skrajša čas izračuna. Na mejah plasti različnih hitrosti se žarki lomijo v skladu s Snelovim zakonom. Pri plasti spremenljive hitrosti smer žarka določimo takole. Ko žarek vstopi v plast, za določitev nove smeri uporabimo hitrost ob presečišču meje z žarkom. Žarek je nato raven do naslednje meje, kjer pa za izračun nove smeri uporabimo novo lokalno hitrost. Čase potovanja izračunamo iz povprečja začetne in končne hitrosti. Ker je večina modelov sestavljena iz plasti z majhnimi hitrostnimi gradienti in so žarki skoraj navpični, je ta približek dovolj točen. Netočen pa je lahko pri nepravilnih hitrostnih gradientih in za žarke, ki imajo veliko horizontalno komponento.

Z dvodimenzionalnim modeliranjem sem preveril interpretacijo nekaterih seizmičnih profilov na območju struktur Pečarovci in Dankovci, pri čemer sem modeliral predvsem obdelane seizmične profile (program Quikray). Izvedel pa sem tudi nekaj simulacij s programoma Quikshot in Quikcdp, čeprav nisem imel na voljo originalnih terenskih posnetkov ali CMP skupin sledi, da bi jih lahko primerjal s sintetičnimi. Z njimi sem ilustriral vpliv razgibanega reliefa predterciarne podlage na potek žarkov in odgovarjajoče sintetične seizmograme. Posledica je nepravilno vzorčevanje horizontov, kar rešujemo z migracijo podatkov.

Modeliranje seizmičnih profilov. Program Quikray omogoča simuliranje nemigriranih in migriranih seizmičnih profilov. Nemigriran seizmični profil je rezultat seštetja seizmičnih sledi (stack) po NMO korekciji. Z NMO korekcijo dobimo seizmično sled,

ki bi nastala, če bi bila strel in geofon v isti točki na površini. To pomeni, da je pot žarkov v smeri navzdol enaka poti žarkov po odboju v smeri navzgor. Da sta obe poti enaki, mora biti odboj na mejni ploskvi normalen (pravokoten). Nemigrirane seizmične profile modeliramo s sledenjem žarkov normalnega vpada (normal incidence raytracing).

Migriran seizmični profil je rezultat časovne migracije podatkov. Cilj migracije je premakniti dogodke na seizmičnem profilu v pravi prostorski položaj in odstraniti difrakcije. Rezultat je seizmični profil, ki ne ustreza več fizikalnim žarkom. Kljub temu je mogoče tak profil modelirati s sledenjem žarkov slike (image raytracing). Žarki slike so normalni na površino terena. Na vsaki mejni ploskvi se lomijo, končajo pa se na horizontu odboja. V splošnem ta odboj ne sledi Snelovem zakonu.

Z 2D modeliranjem celotnih seizmičnih profilov s programom Quikray sem predvsem želel preveriti interpretacijo horizonta Pt na območju strukture Pečarovci in zveznost nekaterih plasti v bližini horizonta KB. Izbral sem dva vibratorska profila Peč-Dan-1v-89 in Peč-1v-89. Profil Dan-1v-89, ki seka strukturo Dankovci, je bil zaradi strmih vpadov horizontov za modeliranje manj primeren. Podajam le rezultate modeliranja profila Peč-Dan-1v-89.

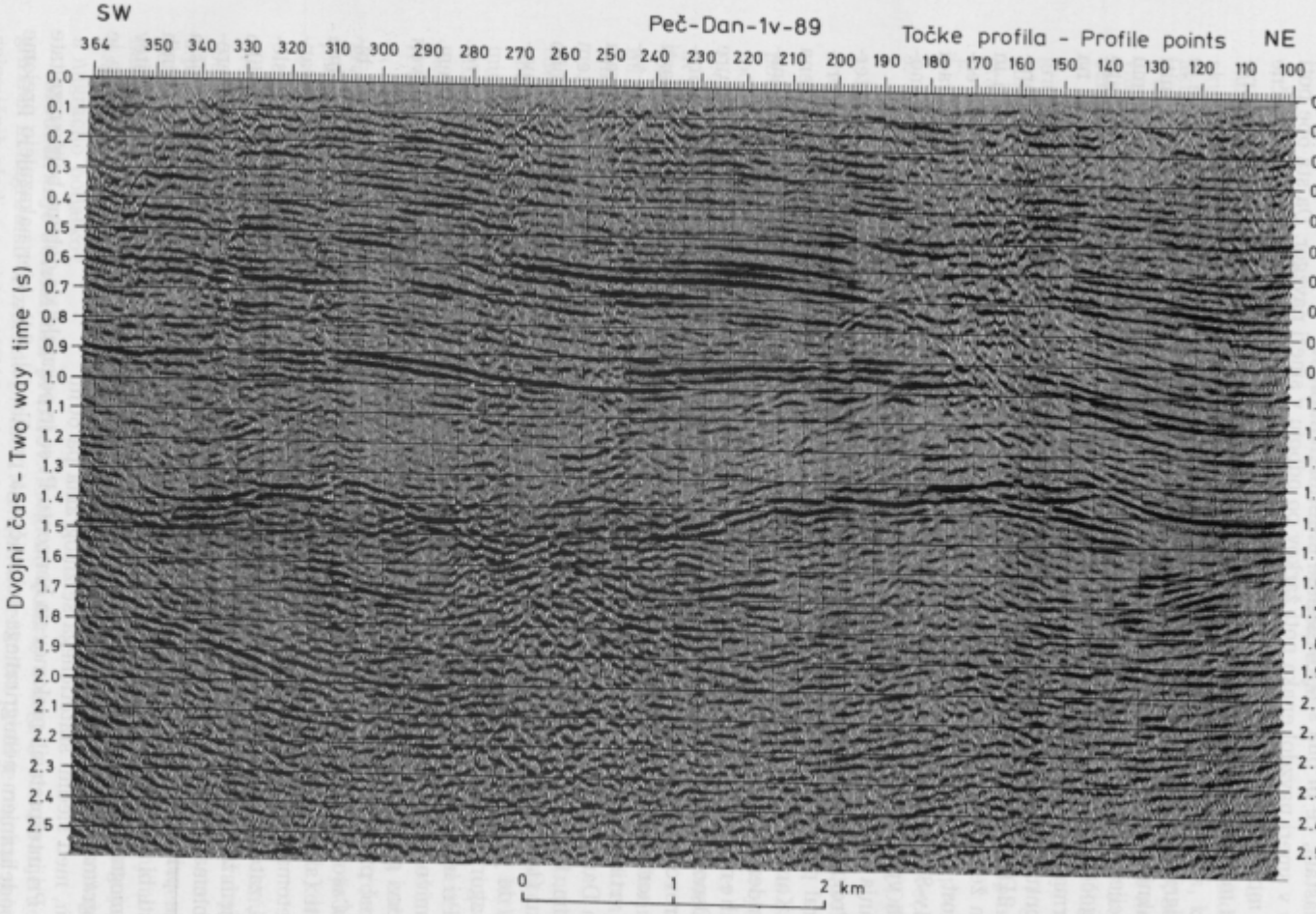
Program Mimic omejuje število plasti v modelu na deset. Na profilih sem interpretiral po osem horizontov, ki ločijo med seboj osem plasti, pod njimi pa je polprostor. Konvolucija refleksijskih koeficientov z valovno obliko signala je bila izvedena s Klauderjevo valovno obliko, ki ustreza avtokorelaciji linearnega vibratorskega signala (Sheriff, 1991).

Osnova za interpretacijo je bil migriran seizmični profil (sl. 31). Vrh strukture Pečarovci je blizu točke 300, vrh strukture Dankovci pa pri točki 170. Pri interpretaciji horizonta KB se je pokazal problem zveznosti dveh paketov konglomeratnih plasti med vrtinama Peč-1 in Dan-1. V vrtini Peč-1 so navrtali dva paketa teh plasti, v vrtinah Dan-1 in Dan-3 pa le enega. Djurasek in Bezuh (1991) sta tu interpretirala prelom, ki prekinja spodnji paket, gornjega pa ne. Na seizmičnem profilu se na tem mestu (točka 250) kaže sprememba, ki je verjetno tektonske narave. Mogoče bi bilo tudi, da je spodnji konglomeratni paket ob prelomu na NE strani premaknjen navzgor, zgornji paket pa izklinja.

Pri interpretaciji horizonta Pt je bila problematična NE stran strukture Pečarovci. Seizmični profil dopušča več interpretacij, ki sem jih želel preskusiti z modeliranjem. Pri prvi gre za en sam normalni prelom, pri drugi pa za stopničasto spuščanje ob dveh ali več prelomih.

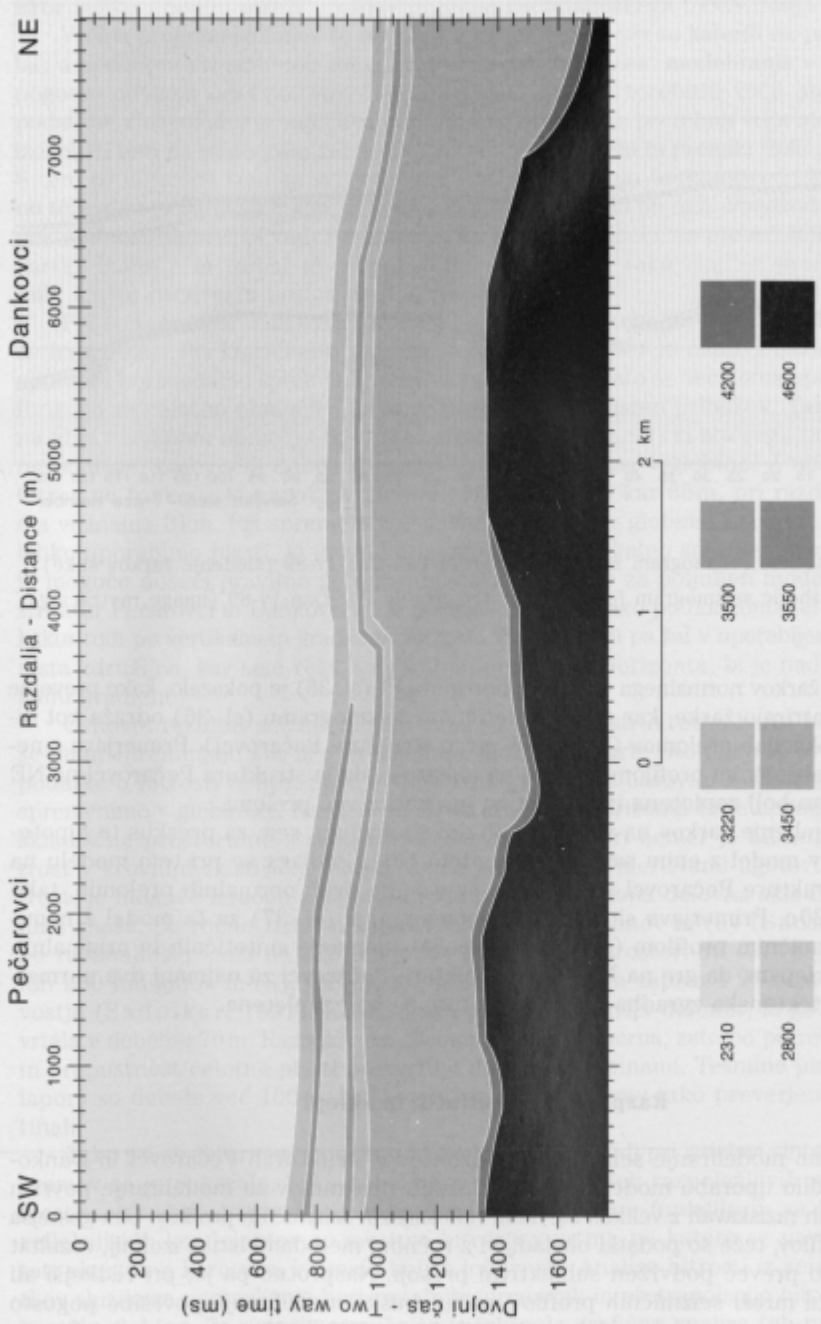
Časovni model profila Peč-Dan-1v-89 je sestavljen iz devetih plasti različnih hitrosti (sl. 32). Dve temnejši plasti nad horizontom KB ustrezata konglomeratnima paketoma. Nad horizontom Pt je 50m debela plast kremenove breče, ki je v vrtini Dan-1 ni, zato je na strukturi Dankovci izpuščena. Sintetični seizmogram, izdelan s sledenjem žarkov slike (sl. 33), kaže, da je postavljeni model horizonta KB možen. Nekoliko problematičen je prevelik hitrostni kontrast na meji prve in druge plasti, do katerega je prišlo, ker je prva plast v modelu zelo debela. Če bi jo razdelil v več tanjših plasti, bi se hitrostni kontrast porazdelil na več mejnih ploskev. Pri primerjanju sintetičnih seizmogramov s profilom Peč-Dan-1v-89 je treba upoštevati, da imajo prvi, zaradi omejitev programa, štirikrat manjšo gostoto sledi. Razdalja med sledmi originalnega profila je 15m, med sledmi sintetičnega seizmograma pa 60m.

Pri interpretaciji prelomov na horizontu Pt se je pokazalo, da dobimo boljše rezultate z modeliranjem nemigriranega seizmičnega profila (sl. 34), kjer nakazujejo prelome značilne difrakcijske (konveksne) oblike.



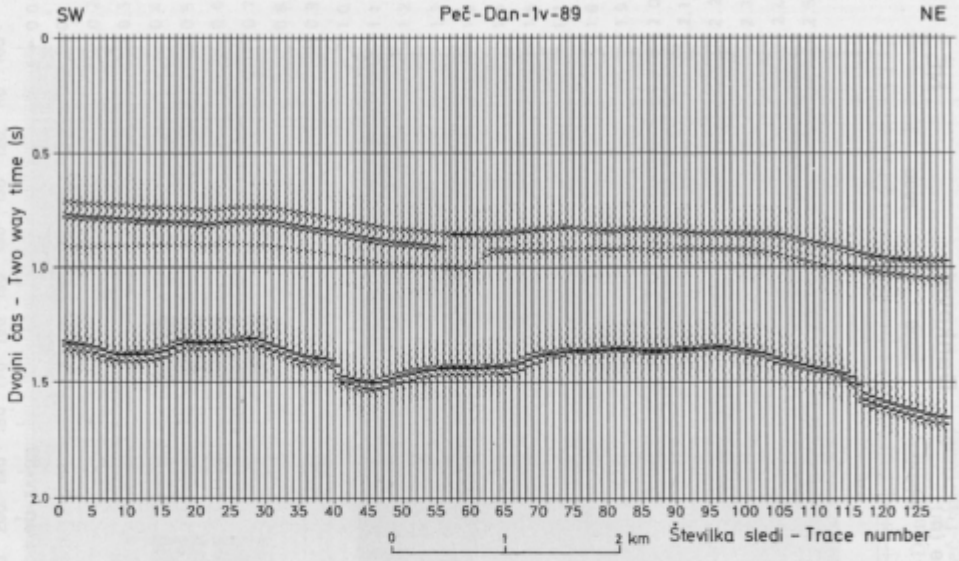
Sl. 31. Migrirani seizmični profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 31. The migrated seismic profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 32. Časovni model profila Peč-Dan-1v-89

Fig. 32. Time model of the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 33. Sintetični seizmogram za migrirani profil Peč-Dan-1v-89 (sledenje žarkov slike)
Fig. 33. Synthetic seismogram for the migrated profile Peč-Dan-1v-89 (image raytracing)

Sledenje žarkov normalnega vpada do horizonta Pt (sl. 35) je pokazalo, kako prevojne točke koncentrirajo žarke, kar se na sintetičnem seizmogramu (sl. 36) odraža kot difrakcije na lokacijah prelomov (NE in SW stran strukture Pečarovci). Primerjava z nemigriranim seizmičnim profilom (sl. 34) pa nakazuje, da je struktura Pečarovci na NE strani verjetno bolj zapletena in da imamo opraviti z več prelomi.

Ker je lomljenje žarkov na višjih mejah dovolj majhno, sem za preskus te hipoteze izdelal nov model z enim samim horizontom (Pt). Podlaga se pri tem modelu na NE strani strukture Pečarovci stopničasto spušča ob dveh normalnih prelomih, tako kot na sliki 20c. Primerjava sintetičnega seizmograma (sl. 37) za ta model z nemigriranim seizmičnim profilom (sl. 34) kaže boljše ujemanje sintetičnih in originalnih sledi. Zato sklepam, da gre na NE strani strukture Pečarovci za najmanj dva normalna preloma, tektonska zgradba pa je lahko tudi še bolj zapletena.

Razprava o rezultatih in sklepi

Strukturno modeliranje seizmičnih horizontov v strukturah Pečarovci in Dankovci je opravičilo uporabo modernih računalniških programov za modeliranje površin pri obsežnejših raziskavah z velikim številom refleksijskih seizmičnih profilov. Čim gostejša je mreža profilov, teže so podatki obvladljivi z ročnimi metodami izrisa izolinij, rezultat pa je pogosto preveč podvržen subjektivni presoji. Nasprotno pa je, pri redkejši ali neenakomerni mreži seizmičnih profilov, računalniško modeliranje površine pogosto nepredvidljivo in večinoma ne daje zadovoljivih rezultatov. Algoritmi za modeliranje površin namreč dajejo vedno boljše rezultate pri enakomerni razporeditvi točk kot pri

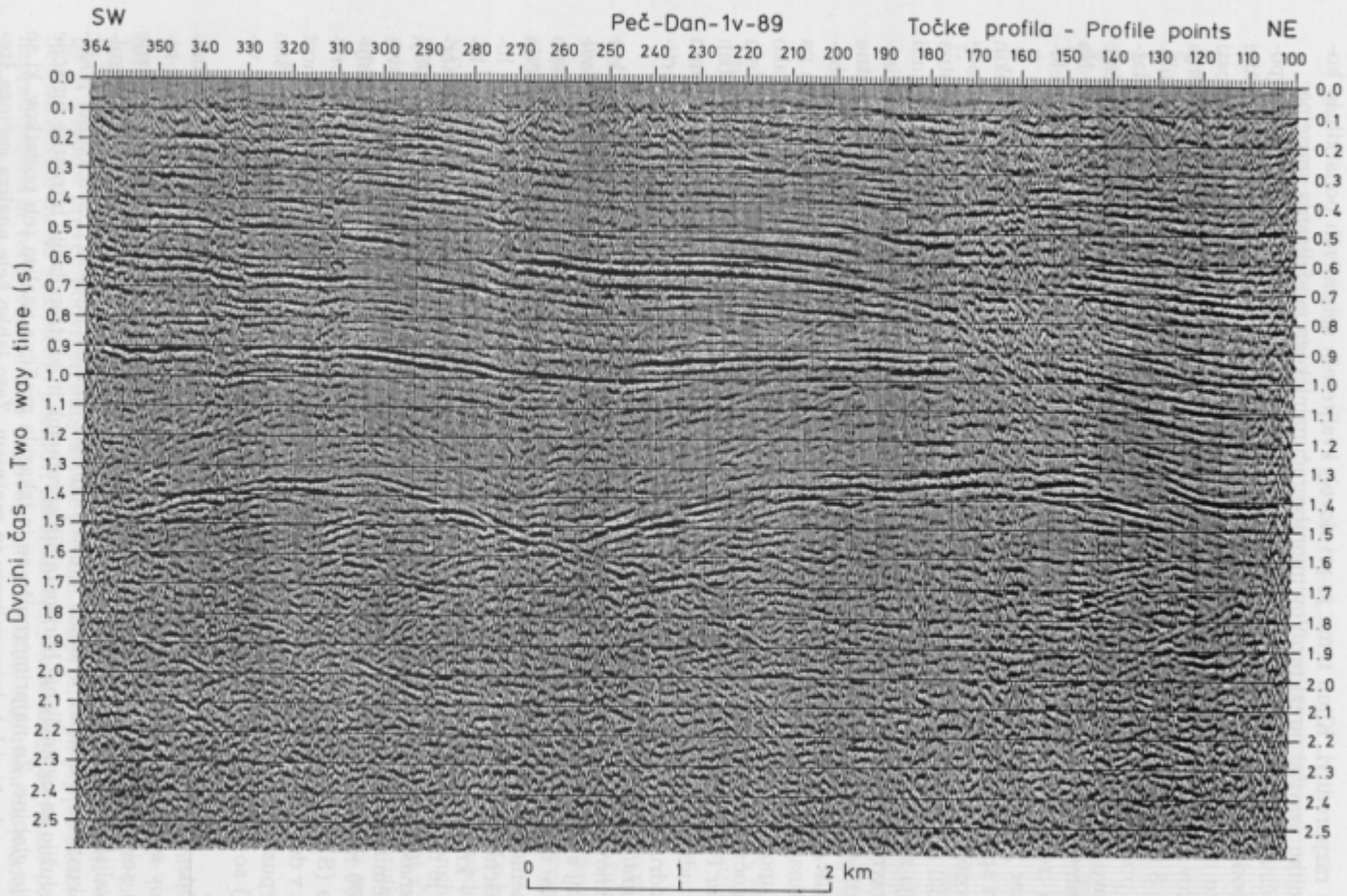
linijski razporeditvi. Kljub temu je pri dovolj kvalitetnih seizmičnih podatkih in kolikor toliko pravilni mreži profilov uporaba računalniškega modeliranja smiselna.

Večina programov danes že dopušča vnos prelomov, preko katerih ne poteka interpolacija podatkov pri izračunu točk mreže, vendar je rezultat modeliranja v njihovi bližini pogosto odvisen od kvalitete vhodnih podatkov. Ob morebitni večji obremenjenosti podatkov z napakami je za dosego uporabnega rezultata potrebna višja stopnja glajenja izolinij. S tem pa se pogosto zabrišejo podrobnosti v reliefu in premiki izolinij ob prelomih. S tem problemom sem se srečeval tudi pri modeliranju horizontov Pt in KB. Dodatno težavo so povzročali kratki prelomi z majhnimi premiki ob njih. Ponekod so povzročale nestabilnost algoritma tudi manjše razlike v interpretaciji na presečiščih profilov. Na kartah izohron in izobat je zato pogosto zabrisan že tako majhen premik ob prelomih, kar je predvsem posledica glajenja izolinij.

Pri spremembah časovnih kart v globinske je potreba po računalniških postopkih še izrazitejša. Pri klasičnem, ročnem konstruiranju kart je namreč skoraj nemogoče uporabiti horizontalno spremenljivo hitrostno funkcijo, zato se večinoma uporablja enotna funkcija za celotno območje. To pa je pogosto nedopusten približek. Tako je bilo tudi na obravnavanem območju, kjer sta vrtini Peč-1 in Dan-1, ki sta segli do predterciarne podlage, omogočili dobro kontrolo spremembe časa v globino. Z uporabo enotne hitrostne funkcije je napaka v globini 1850m znašala kar 65m, pri razdalji med obema vrtinama 3km. Pri spremembi časovnega modela v globinskega z računalnikom pa lahko uporabimo plasti, ki imajo horizontalno ali vertikalno spremenljivo hitrost. Tako je mogoče doseči pravilno spremembo časa v globino za poljuben model. Pri modelu struktur Pečarovci in Dankovci se je pokazala potreba tako po horizontalnih spremembah kakor tudi po vertikalnem gradientu hitrosti. Ti dve opciji pa žal v uporabljenem programu nista združljivi, kar sem rešil z uporabo pomožnega horizonta, ki je nadomestil vertikalni gradient.

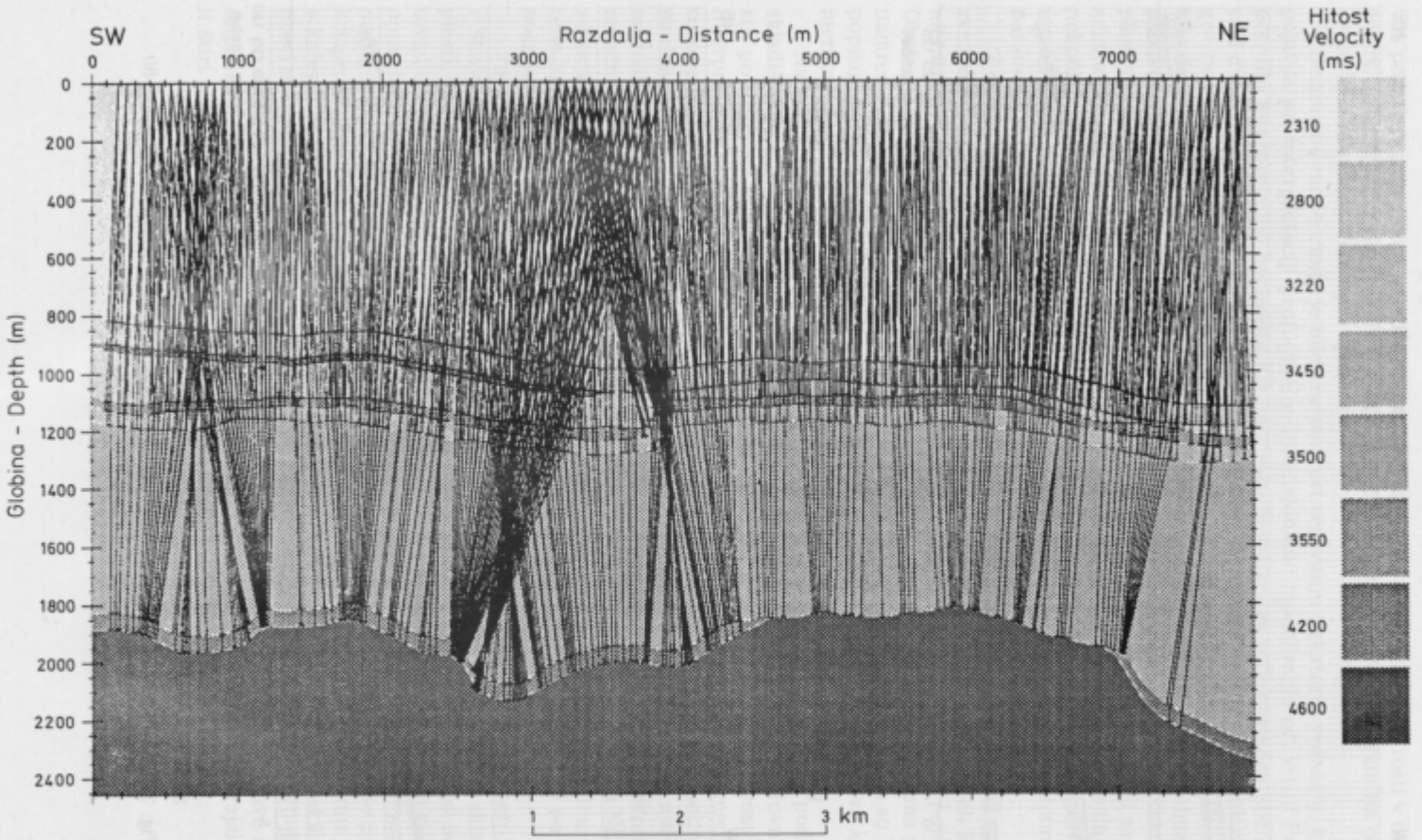
Osnovni rezultat seizmičnih raziskav so časovne strukturne karte horizontov, ker se manj spreminjajo kot iz njih izpeljane globinske karte. Ko namreč pridobimo nove podatke o hitrosti iz npr. nove vrtine, lahko tako iste časovne karte z njimi ponovno spremenimo v globinske. Na časovni strukturni karti horizonta Pt je temeljil tudi izračun skladiščne prostornine v strukturi Pečarovci (Pt), pri čemer je bila uporabljena hitrost v krovnini skladiščne plasti. Če se z dodatnimi meritvami ugotovi drugačna hitrost, je mogoče izračun preprosto popraviti. Izračunana delovna skladiščna prostornina znaša, po ročno izrisani karti izohron, 315 milijonov m^3(n) (Sadnikar, 1993), po računalniški karti pa 225 milijonov m^3(n). Obe prostornini sta večji od zahtevanih 200 milijonov m^3(n). Ocenjeno je, da je struktura zaprta s 95-odstotno zanesljivostjo (Sadnikar, 1991). Kolektorsko plast predstavlja dolomit, ki ga je vrtina prevrtala v debelini 70m. Razpokanost dolomita ni enakomerna, zato bo potrebno poroznost in prepustnost celotne plasti preveriti z dodatnimi vrtinami. Tesnilne plasti (pretežno lapor) so debele več 100m. Njihove lastnosti bodo prav tako preverjene s testi v vrtinah.

Tako pri strukturnem modeliranju horizontov kot tudi pri izdelavi sintetičnih seizmogramov se je pokazalo, kako pomembna je analiza vseh razpoložljivih podatkov o hitrosti seizmičnih valov. Osnova za določitev hitrostne funkcije in za izračun serije refleksijskih koeficientov so meritve hitrosti v vrtini, na katere se navezujejo rezultati akustične karotaže, ki imajo boljšo ločljivost. Analize hitrosti iz seizmičnih podatkov služijo za ugotavljanje horizontalnih sprememb in ekstrapolacijo hitrostne funkcije v večje globine. Za najprimernejšo se je izkazala grafična analiza teh podatkov, ki so pogosto podvrženi lokalnim vplivom in motnjam. Zato lahko šele analiza večjega šte-



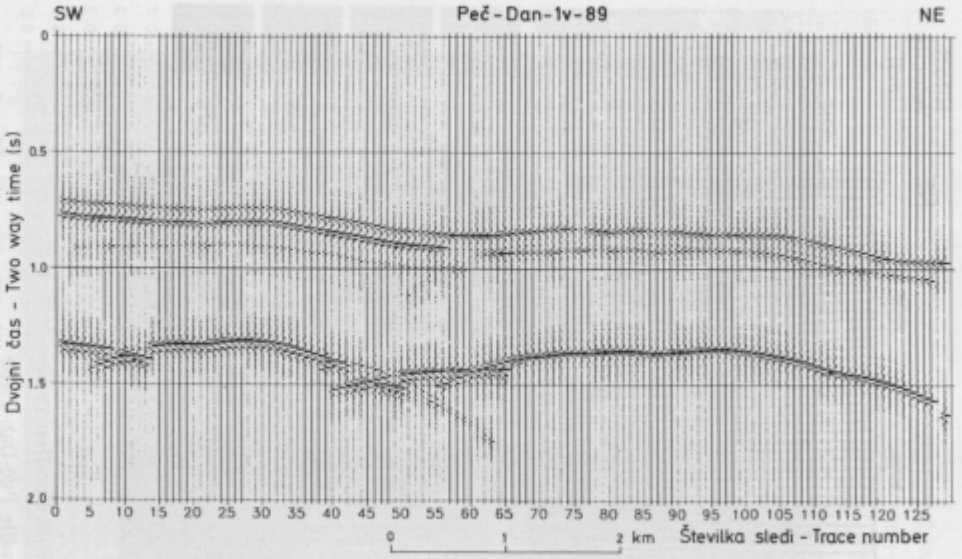
Sl. 34. Nemigrirani seizmični profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 34. The unmigrated seismic profile Peč-Dan-1v-89



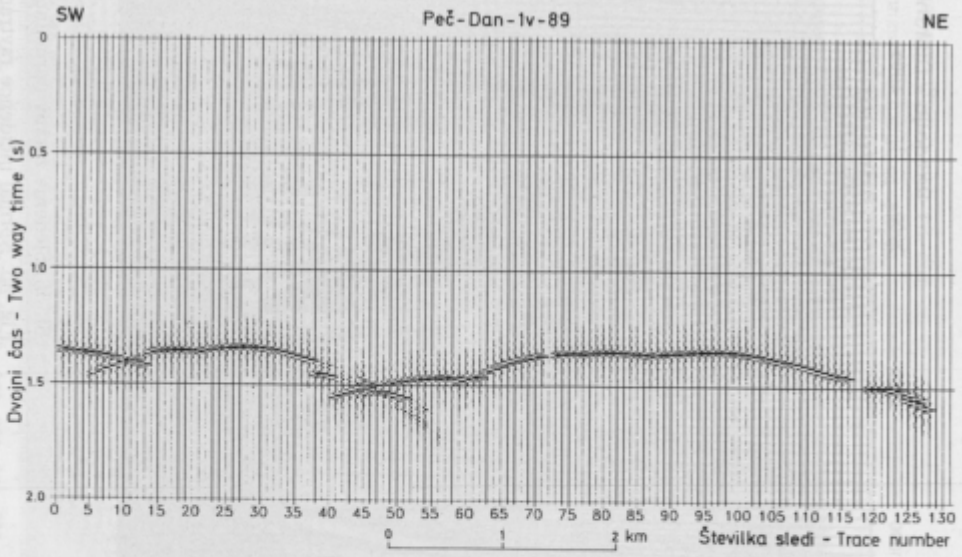
Sl. 35. Sledenje žarkov normalnega vpada za profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 35. Normal incidence raytracing for the profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 36. Sintetični seizmogram za nemigrirani profil Peč-Dan-1v-89

Fig. 36. Synthetic seismogram for the unmigrated profile Peč-Dan-1v-89



Sl. 37. Sintetični seizmogram za popravljeni model profila Peč-Dan-1v-89

Fig. 37. Synthetic seismogram for a corrected model of the profile Peč-Dan-1v-89

vila podatkov pripelje do pravih zaključkov o naraščanju ali padanju hitrosti v določeni smeri. Laboratorijske meritve so služile kot dopolnitev drugim meritvam na odsekih vrtin, kjer le-te niso bile opravljene.

Seizmično modeliranje je bilo koristno pri reševanju nekaterih vprašanj, ki so se pojavila pri interpretaciji profilov. Enodimenzionalno modeliranje pri vrtini Peč-1 je potrdilo interpretacijo horizonta KB na mestu negativnega refleksijskega koeficienta pod dvema močnejšima pozitivnima odbojema. Sintetični seizmogrami so pokazali, da gre za interferenco številnih odbojev od zelo tankih plasti. Pri horizontu Pt, kjer ni bilo dovolj hitrostnih podatkov, sem z več modeli poskušal različna sosledja hitrostnih plasti ter določil najverjetnejšega. Zgornja meja dolomita, ki predstavlja skladiščno plast, ustreza prvemu od dveh pozitivnih odbojev na tej meji. Enodimenzionalni sintetični seizmogrami so tudi pokazali, da bi se ločljivost podatkov bistveno povečala že pri nekoliko višjih frekvencah signala (50 Hz). Zato bi bilo koristno nekatere profile ponovno obdelati ter na končnih profilih ohraniti višje frekvence valovanja. Uporabljeni parametri seizmičnega snemanja na terenu to verjetno dopuščajo.

Z dvodimenzionalnim modeliranjem po metodi sledenja žarkov sem poskusil ugotoviti zveznost horizonta KB na profilih Peč-Dan-1v-89 in Peč-1v-89. Problem dveh konglomeratnih plasti v vrtini Peč-1 in ene same v vrtini Dan-1 sicer ni enolično pojasnjen. Obstajata dve možnosti, da izklinjata zgornja ali spodnja plast. Med vrtinama poteka namreč prelom, ob katerem je prišlo do premika plasti. Mogoče je tudi, da so bili pri popisu obeh vrtin uporabljeni različni kriteriji in imamo v obeh vrtinah dve konglomeratni plasti, le da je v vrtini Dan-1 ena opredeljena kot peščenjak.

Najbolj kritičen dejavnik pri oceni primernosti struktur, raziskanih za podzemno skladiščenje plina, so prelomi. Po eni strani lahko povzročijo netesnost krovnih plasti, po drugi pa lahko prekinejo skladiščno plast in ji s tem zmanjšajo prostornino. Interpretacija prelomov je zato, poleg ugotavljanja zaprtosti strukture, najpomembnejša naloga seizmičnih raziskav. V večini primerov jo uspešno preverjamo s seizmičnim modeliranjem. Modeliranje nemigriranih seizmičnih profilov z metodo sledenja žarkov normalnega vpada (normal incidence raytracing) je omogočilo boljšo interpretacijo nekaterih prelomov na obravnavanem območju. Tako se je izkazalo, da sta na NE strani strukture Pečarovci najmanj dva normalna preloma, lahko pa gre tudi za bolj zapleteno zgradbo. Pri drugih prelomih na profilih Peč-Dan-1v-89 in Peč-1v-89 pa je bila potrjena prvotna interpretacija.

Po dosedaj opravljenih raziskavah je struktura Pečarovci (Pt) od vseh lokacij v Sloveniji ocenjena za najprimernejšo. Njena pomanjkljivost je velika globina skladiščne plasti, ki bo zahtevala večjo moč kompresorjev, kar bo podražilo investicijo in obratovanje. Pred dokončno odločitvijo za gradnjo podzemnega skladišča plina bo potrebno opraviti še številne raziskave, ki bodo potrdile primernost strukture. Nadaljnje raziskave na tej lokaciji bodo obsegale predvsem raziskovalno vrtanje, s katerim bodo preverili zaprtost strukture in hidrogeološke razmere. Predvidene so še štiri raziskovalne vrtine, v katerih bodo opravljeni testi za ugotavljanje poroznosti in prepustnosti skladiščne plasti in tesnilnih lastnosti krovnine. Z vrtinami bo treba preveriti tudi tektonske razmere in prostornino skladišča. Če bi se struktura izkazala za ustrezno, bi raziskave in gradnja skladišča zahtevali še nadaljnjih osem let, polnjenje skladišča pa bi trajalo okoli štiri leta.

Zahvala

Prispevek predstavlja povzetek magistrskega dela, ki sem ga izdelal pod mentorstvom prof. dr. Danila Ravnika in prof. dr. Rinalda Nicolicha in obranil v decembru 1993 na Univerzi v Ljubljani. Raziskave so bile opravljene s finančno podporo Ministrstva za znanost in tehnologijo v okviru projekta Mladi raziskovalci in s pomočjo štipendije Univerze v Trstu za sodelovanje z vzhodnoevropskimi državami.

Zahvaljujem se prof. dr. Danilu Ravniku, ki mi je vsestransko pomagal in me pri delu spodbujal, in prof. dr. Rinaldu Nicolichu z Univerze v Trstu, ki me je prijazno sprejel na svoj oddelek in mi omogočil odlične možnosti za delo. V številnih razpravah mi je odkril mnogo novega o refleksijski metodi in seizmičnem modeliranju.

Hvaležen sem tudi vsem drugim sodelavcem oddelka Univerze v Trstu, Dipartimento di Ingegneria Navale, del Mare e per l'Ambiente – Sezione Ingegneria per le Georisorse e l'Ambiente, kjer sem opravil večino računalniškega modeliranja. Posebno ing. Licio Cernobori in ing. Oreste Reale sta bila vedno na voljo za reševanje strokovnih in računalniških problemov.

Mag. Josip Sadnikar in Stojan Kranjc sta mi posredovala mnogo koristnih podatkov o obravnavanem območju in mi pomagala pri izračunu skladiščne prostornine. Zmago Bole je opravil veliko risarskega dela na računalniku. Vsem prisrčna hvala.

Modelling of seismic reflection data for underground gas storage in the Pečarovci and Dankovci structures – Mura Depression

Summary

The importance of natural gas as an energy source is increasing, because its use has less impact on the environment than other fossil fuels. Slovenia imports almost all the gas it needs from Russia and Algeria. The supply through the pipelines (Fig. 1) is more or less constant throughout the year, but consumption is subject to seasonal changes. For this reason gas must be stored in the summer months in order to permit higher consumption during the winter. Due to economic and safety reasons, the storage of natural gas is reasonable only underground (Dussaud, 1989). There are four main types of underground storage (KBB, 1984): salt caverns, abandoned mines, aquifers or depleted oil or gas fields, and hard rock caverns.

The geological structure of Slovenia only permits storage in aquifers (Fig. 2). Investigations for such storage areas have been going on for more than 10 years (Sadnikar, 1993). The goal has been to find an appropriate antiform structure, at a depth between 500 and 2000m, composed of porous (reservoir) rock with an impermeable covering layer (Gaussens, 1986). In the first stage 13 different locations were investigated and two of them (Pečarovci and Dankovci) in the Mura Depression were selected for further exploration. Geophysical methods, especially reflection seismics, had an important role in the evaluation of possible suitable locations.

The Mura Depression is one of the deep depressions in the Pannonian Basin which are fairly common in the border area. The structural map of the pre-Tertiary basement in the Mura Depression (Fig. 3) shows four main geotectonic units lying in the SW–NE direction (Kisovar, 1977; Djurasek, 1988). The deepest part of the Mura

Depression (over 5500m) is between Ljutomer and Lendava. The rocks in the basement are mainly metamorphic (Paleozoic) on top of which, in some places, Mesozoic carbonates are found. The Tertiary sediments which fill the depression are mainly of Neogene and Quaternary age (Grandić & Ogorelec, 1986; Žnidarčič & Mioč, 1989).

The Pečarovci and Dankovci structures lie on the Murska Sobota massif, on the slope that dips in towards the Radgona Depression. In this area the depth to the pre-Tertiary basement is between 1800 and 2000m. Possible collector rocks for gas storage are the Mesozoic carbonates in the basement and the thin layers of porous conglomerates and sandstones above the discordant boundary between the Badenian and Sarmatian layers inside the Tertiary sediments (Skaberne, 1992).

A dense net of reflection seismic profiles was recorded at the location Pečarovci-Dankovci during the years 1987 to 1990 (Brzović, 1987; Joksović, 1989; Djurasek & Bezuh, 1991). For structural modelling of this data, a square area, 8 × 8km in size, was selected. Seventeen profiles with a total length of 94km, and data from three boreholes, were used (Fig. 6, Tables 1 and 2). The aim of the structural modelling was to construct time and depth maps of the two most important horizons, i.e. KB – the top boundary of the Badenian rocks, and the Pt – pre-Tertiary basement.

Detailed analysis of the available velocity data was carried out, making possible correct time-to-depth conversion. Four types of velocity data were used: velocity analysis from seismic data, down-hole measurements in boreholes (Leljak, 1990; 1991), sonic logs, and laboratory measurements on cores. The velocity function was based on the sonic log data, which were corrected using the down-hole measurements, and fitted to the datum plane of the seismic profiles (150m above s.l.). Laboratory measurements on cores were used in the deeper part of the borehole Peč-1, where no other data were available. Velocity analysis data were used mainly to determine lateral velocity changes. For this purpose the interval velocity data were graphically treated. The velocity isolines for the characteristic profile Peč-Dan-1v-89 (Fig. 9) show no significant lateral velocity variations in the upper part of the section, until a two way time 1.0s is reached. There is a slight increase in velocity in the direction NE, between 1.0 and 1.5s. Such a velocity variation was applied in the model for time-to-depth conversion.

For the construction of a three-dimensional structural model the Sierra Mimic package (Sierra, 1990a), running on a Digital VAXstation 3100 SPX M38 was used. The interpreted horizons (KB and Pt) for all 17 seismic profiles were first digitized with the AutoCAD program. From the drawing file 2D coordinates in the plane of the seismic profile were extracted. These coordinates were converted in 3D coordinates, which were the input for the gridding algorithm of Mimic program. The Sierra gridding algorithm is based on the inversion of a system of linear equations. The interpolation method takes faults into account and ignores points on the opposite side of the fault.

The model was built of two main horizons (KB and Pt) (Fig. 11). The first layer above the KB horizon has a constant velocity of 2470m/s. From the velocity analysis it was concluded that, a lateral velocity variation between the KB and Pt horizons and a vertical velocity gradient, were needed in order to achieve correct time-to-depth conversion. Unfortunately variation of velocity in both directions in the same layer is not supported by the program. Because of this an auxiliary horizon was used which replaced the vertical velocity gradient. In the layer between KB and the auxiliary horizon a lateral increase of velocity in the direction NE was defined. The velocity between

the auxiliary horizon and Pt was again constant (4200m/s) as well as the velocity in the pre-Tertiary basement (4600m/s).

A structural time map of the KB horizon (Fig. 12) shows a closed antiform structure at Dankovci confined by the 980ms isochron, that has a top at 950ms. Five faults cut the structure, but they do not indicate significant slips. The reservoir rocks at this horizon are thin layers of conglomerate and sandstone. Small quantities of oil and gas were found in these layers, which proves the tightness of the cap-rocks (Božović et al., 1991). On the other hand, because of the thin layers (a couple of meters thick) a fault could easily separate two parts of the layer and reduce the volume of the reservoir. At the Pečarovci location there is no closed antiform structure at this horizon.

On the Pt horizon (Fig. 13), there are closed antiform structures at both locations. The reservoir rock is a layer, approximately 70m thick, of porous dolomite in the pre-Tertiary basement. At Dankovci it is confined by the 1460ms isochron, while the top of the structure is at 1350ms. The area of the closed part is 5.42km^2. At Pečarovci the top of the structure is at 1350ms and the antiform is confined by the 1400ms isochron. The highest point of the opening is on the SW part. The area of the closed part is 1.576km^2.

Of the three antiform structures, that at Pečarovci (Pt) was selected as the most promising. The structure at Dankovci (Pt) is too big for the required storage volume, and the structure at Dankovci (KB) was found to be less reliable because of faults (Sadnikar, 1991).

On the basis of the time-to-depth conversion, structural depth maps were constructed for both horizons (Fig. 15 and Fig. 16). The depth from the datum plane to KB is from 1100m to 1200m, and the depth to Pt is from 1900m to 2000m. On a 3D view of the depth model (Fig. 17) it is easy to see both of the antiform structures on the Pt horizon, whereas the structure at Dankovci, the KB horizon, with a smaller amplitude, is not so evident.

On the basis of the constructed model the available storage volume in the Pečarovci (Pt) structure was estimated (Fig. 20). The calculations were performed using the Evasit program for the evaluation of porous gas storage (Gaz de France, 1990). The input data for this program are the areas of closed isochrones, the velocity in the top rock and other data from Table 3. The results of the estimation for a manual (Djurasek & Bezuh, 1991; Sadnikar, 1991, 1993) and computer constructed map are shown in Table 4. Fifty percent of the total volume was assumed as the working volume. The working volume was estimated as 315 million m^3(n) (from the manual constructed map) or 225 million m^3(n) (from the computer constructed map). Both volumes are greater than the required 200 million m^3(n).

Seismic modelling consists of a number of different methods which are used for the evaluation of interpretation or correlation of seismic and geologic data. With the development of powerful computers numerical modelling (Nelson, 1983) has now almost completely replaced physical modelling (McDonald & Gardner, 1983). Seismic modelling can be one-dimensional (1D), two-dimensional (2D), or three-dimensional (3D). With regard to the used method of calculation, there are two main groups of methods: raytracing methods, and methods based on solutions of the wave equation.

Most modelling methods are based on the convolutional model, which states that a seismic trace is given by the convolution of a source wavelet with a reflectivity function plus random noise (Sheriff, 1991). The layered structure of the subsurface is rep-

resented by a series of reflection coefficients. For successful modelling of seismic data, good knowledge of the shape and frequency content of the input wavelet is of great importance. The two basic types are the minimum phase and the zero phase wavelet (Fig. 23). The convolution of the input wavelet with reflectivity series is presented in Fig. 25. Each reflection coefficient is replaced by a wavelet in such a way that the amplitude is proportional to the value of the coefficient. Negative coefficients return the wavelet with the opposite phase. When modelling, the decay of amplitudes with depth due to spherical divergence and absorption have also to be taken into account. If the wavelength of the signal is small compared to the distance between adjacent interfaces, then a simple seismic trace is obtained (Fig. 25). In cases where the layers are thin with respect to the wavelength, the seismic trace is a result of the interference of signals reflected from several interfaces (Fig. 26). The theoretical vertical resolution of seismic data is 1/4 of the signal wavelength, whereas in practice it is not greater than 3/8 of the wavelength (Widess, 1973).

Seismic modelling in one dimension is a tool for the correlation of seismic (time) data with geological or well logging (depth) data. For seismic data, lower vertical resolution, limited by the wavelength of the signal is characteristic, but good lateral coverage along the profile is also apparent. On the other hand, data from boreholes have good vertical resolution, but are limited in lateral extent (Neidell, 1981). In the case of 1D modelling, the geological structure near the borehole is approximated by horizontal layers so the only direction in which physical properties change is depth.

At the location Pečarovci-Dankovci very thin layers and the problem of interference close to the KB horizon were encountered. 1D modelling was therefore applied in order to improve the interpretation of the KB horizon, and to correlate the seismic and borehole data. For this modelling a Synthetic Module of the Vista 6.5 program (SIS, 1990), running on a PC computer, was used. Synthetic seismograms were constructed for boreholes Peč-1 and Dan-3. The reflectivity series was computed from the sonic and density log data. The sonic log was corrected on the basis of the downhole measurements. In the lowest part, close to the Pt horizon, the results of laboratory measurements of velocity on cores and Gardner's law for the computation of density were used. In the Peč-1 borehole, 49 layers of different acoustic impedance were distinguished (Fig. 10). The highest reflection coefficients corresponded to the top and bottom of the thin conglomerate layers above the KB horizon. We compared the synthetic seismograms with two seismic profiles close to the borehole location. Because they were recorded with a Vibroseis seismic source, zero phase wavelet defined by an Ormsby 0/10–50/70 Hz filter, corresponding to the central frequency of the sweep and applied filters during processing, was used as input signal. Comparing the synthetic traces with the Peč-Dan-1v-89 profile, which is oriented SW–NE (Fig. 27), good correlation can be observed at 0.5 s, near the KB horizon (0.9 s), and at the Pt horizon (1.35 s), but poor correlation between 0.7 and 0.9 s. If the same synthetic traces are compared with Peč-1v-89 profile, which is oriented S–N (Fig. 28), there is also a good correlation at both main horizons and at 0.5 s, but two or three good reflections between 0.7 and 0.85 s that are not visible on the previous profile can also be observed. It can be concluded that in this area a high degree of velocity anisotropy is encountered. 1D modelling was also used to show what influence frequency content of the input signal has on the vertical resolution of the seismic data (Fig. 29).

A modelling method based on the solution of the wave equation was also applied to the same data, for calculation of the subsurface seismic response. This modelling

was done using the Sierra Vespa (Viscoelastic Seismic Profile Algorithm) program (Sierra, 1990c). The result of the simulation is a 2D seismogram comparable to a shot record. Because in the case of this method, too, the physical properties change with depth only, it can be treated as one-dimensional. The time of the Vespa computation is, even on a powerful workstation, usually very long (several hours) and depends on the number of layers, the source-receiver array and the solution parameters. For this reason computations are carried out in the batch mode. On the synthetic seismogram from the Vespa simulation for the borehole Peč-1 (Fig. 30), some good reflections and variation of their amplitudes with offset can be observed. Linear events such as the first arrivals of P-waves and high amplitude ground roll are also evident. From this simulation it can be concluded that, with regard to the amplitudes of reflections, greater offsets might give better results. But in this case we enter an area that is strongly affected by ground roll. In this kind of analysis the Vespa method has advantages over raytracing methods.

With 2D modelling stacked seismic sections, field shot records and CMP (common midpoint) gathers were simulated. Unlike in 1D modelling, where acoustic impedance changes only with depth, in the case of 2D modelling the physical properties change in two directions in a vertical plane of a seismic profile. 2D modelling was performed, using the Sierra Quik package (Sierra, 1990b) on the models constructed with the Sierra Mimic program.

Quik programs use the raytracing method to find the path of seismic energy between the source and receivers. At each intersection of the ray with a horizon the program computes the time and the reflection coefficient. In each layer the program uses straight rays even if the velocity varies. This approximation is good enough for most models. At interfaces the rays are refracted according to Snell's law. In layers with variable velocity the direction of the ray is calculated in following way. When the ray enters the layer, the local velocity is used to determine direction. The ray is then straight to the next interface, where a new local velocity is used to compute the direction in the lower layer. The result of Quik simulation is a spike section of reflection coefficients. The convolution of spike section with the input wavelet results in a synthetic seismogram.

By 2D modelling of stacked seismic sections, an attempt was made to confirm the continuity of some reflections above the KB horizon and the interpretation of faults at the Pt horizon. The results of the simulation are presented for the characteristic profile Peč-Dan-1v-89. The basis for interpretation and construction of the time model was the migrated seismic section (Fig. 31). The time model consisted of nine layers of different velocity (Fig. 32). The two thin layers of higher velocity represent the conglomerate sequences above the KB horizon. Between the Pečarovci and Dankovci structures there is a fault at which one sequence terminates and the second is displaced. Above the Pt horizon there is a 50m thick layer of breccia. The synthetic seismogram (Fig. 33) for image raytracing (migrated section) shows that the proposed model of the KB horizon is possible.

When evaluating the structural interpretation of the Pt horizon, it was proved that better results are obtained with modelling of the unmigrated seismic section (Fig. 34), where faults are more evident because of diffractions. Normal incidence raytracing on the depth model for this profile is shown in Fig. 35 and the corresponding synthetic seismogram in Fig. 36. By comparing the synthetic and the original seismic section, it can be concluded that the structure on the NE side of the Pečarovci antiform is more complex. To prove this, new model of the Pt horizon was constructed

with two normal faults at this location. This model was simplified to only one interface because it was recognized that the upper layers do not affect the rays significantly. If the synthetic seismogram for this simulation (Fig. 37) is now compared with the unmigrated seismic section (Fig. 34), better correspondence can be seen than in the first model. It can be concluded that the Pečarovci structure has, on its NE side, at least two normal faults (Fig. 20). It is possible also that the structure is even more complex.

Of all evaluated locations in Slovenia (Sadnikar, 1993), the antiform structure in the pre-Tertiary basement at Pečarovci was proved to be the most promising for the construction of an underground gas storage facility. Its structure is defined by seven seismic profiles and one borehole. The estimated working volume of storage is greater than the required 200 million m^3(n). To prove the structural interpretation of seismic data and to test the hydrogeological parameters of the reservoir layer and the impermeable cap-rock, another four boreholes are planned. The main disadvantage of this structure is the great depth of the storage layer, which requires compressors of higher power, and higher costs during operation.

Literatura

Anstey, N. A. 1970: Signal Characteristics and Instrument Specifications. – In: Evenden, B. S., Stone, D. R. & Anstey, N. A., eds., Seismic Prospecting Instruments, I. Gebrüder Borntraeger, 156 pp., Berlin.

Boštjančič, J. 1992: Varčujmo z energijo, nasveti za smotrno rabo. – Agencija za prestrukturiranje energetike in Ministrstvo za energetiko, 56 pp., Ljubljana.

Božović, M., Kranjc, S. & Matoz, T. 1991: Končno poročilo o raziskovalni vrtini Dan-3. – 15 pp., 9 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Božović, M. & Matoz, T. 1991: Končno poročilo o raziskovalni vrtini Peč-1. – 16 pp., 10 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Brzović, M. 1987: Tehnički izvještaj za seizmička ispitivanja. Područje: Slovenske gorice, Gabernik, Berkovci, Dankovci i Pečarovci. – 14 pp., 2 prilogi, Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

Dix, C. H. 1955: Seismic Velocities from Surface Measurements. – Geophysics, *20*/1, 68–86, Tulsa, Oklahoma.

Djurasek, S. 1987: Interpretacija strukturno-tektonskih odnosa na osnovi refleksijske seizmike, Mura depresija i lokalitet Gabernik. – 8 pp., 7 prilog, Lendava. Tipkano poročilo. Arhiv Nafte Lendava in Geološkega zavoda Ljubljana.

Djurasek, S. 1988: Pregledna karta podloge tercijara sa otkrivenim naftnim i plinskim objektima. – 1 priloga, Lendava. Arhiv Nafte Lendava in Geološkega zavoda Ljubljana.

Djurasek, S. & Bezuh, K. 1991: Pečarovci-Dankovci, strukturno-tektonska interpretacija na osnovi seizmičkih i bušotinskih podataka. – 10 pp., 9 prilog, Lendava. Tipkano poročilo. Arhiv Nafte Lendava in Geološkega zavoda Ljubljana.

Dobrin, M. B. & Savit, C. H. 1988: Introduction to Geophysical Prospecting. – McGraw-Hill Book Company, 867 pp., New York.

Dussaud, M. 1989: Review of World Wide Storage Projects-France. – In: Tek, M. R., ed., Underground Storage of Natural Gas. Kluwer Academic Publishers, 23–29, Dordrecht.

Gaussens, P. 1986: Stockages souterrains de gas, Titre XIII. – En: Manuel pour le transport et la distribution du gaz. Association technique de l'industrie du gaz en France, 333 pp., Paris.

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. & Gregory, A. R. 1974: Formation Velocity and Density – The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps. – Geophysics, *39*/6, 770–780, Tulsa, Oklahoma.

Gaz de France 1990: Evasit, PC Version, User's Manual. – Gaz de France, 25 pp., Paris.

Grandić, S. & Ogorelec, B. (eds.) 1986: Plan in program raziskav ležišč nafte in plina v SR Sloveniji za obdobje 1986–1990, Murska depresija. – 206 pp., 8 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Horvath, F. & Pogacsas, G. 1988: Contribution of Seismic Reflection Data to Chrono-

stratigraphy of the Pannonian Basin. – In: Royden, L. H. & Horvath, F., eds., The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir, *45*, 97–105, Tulsa, Oklahoma.

Joksović, P. 1989: Tehnički izveštaj za seizmička ispitivanja u Murskoj depresiji. – 3 pp., 3 priloge, Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

KBB (Kavernen Bau & Betriebs-GmbH) 1984: Underground Storage. – KBB, 23 pp., Hannover.

Kisovar, M. 1977: Prilog rješavanja strukturnih odnosa našeg dijela Murske depresije. – V: Znanstveni savjet za naftu, JAZU, III. god. skup., Zbornik radova I, Novi Sad, 311–322, Zagreb.

Kranjc, S., Božović, M. & Matoz, T. 1990: Geološko projektne osnove za globoko vrtino Pečarovci-1 (Peč-1). – 25 pp., 10 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Leljak, A. 1990: Mjerenje brzina širenja seizmičkih valova u dubokoj bušotini Dankovci-3. – 7 str., Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

Leljak, A. 1991: Mjerenje brzina širenja seizmičkih valova u dubokoj bušotini Pečarovci-1. – 7 str., Zagreb. Tipkano poročilo. Arhiv Geofizike Zagreb in Geološkega zavoda Ljubljana.

Lorger, B. 1988: Žlahtni podzemeljski mehurji. Zakaj in kako skladiščimo zemeljski plin. – Delo, 6. avgust 1988, Ljubljana.

McDonald, J. A. & Gardner, G. H. F. 1983: Physical Modeling at the Seismic Acoustic Laboratory. – In: McDonald, J. A., Gardner, G. H. F. & Hilterman, F. J., eds., Seismic Studies in Physical Modeling. International Human Resources Development Corporation, 1-19, Boston.

Neidell, N. S. 1981: Stratigraphic Modeling and Interpretation: Geophysical Principles and Techniques. Education Course Note Series #13. AAPG, 141 pp., Tulsa, Oklahoma.

Nelson, H. R. 1983: New Technologies in Exploration Geophysics. – Gulf Publishing Company, 281 pp., Huston.

Novak, P. 1987: Ekologija, energija, varčevanje. – Delavska enotnost, Aktualna tema, *41*, 363 pp., Ljubljana.

Pleničar, M. 1970a: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Goričko. – Zvezni geološki zavod Beograd. Beograd.

Pleničar, M. 1970b: Tolmač lista Goričko. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 39 pp., Beograd.

Royden, L. H., Horvath, F. & Rumpler, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin System, 1. Tectonics. – Tectonics, *2*/1, 63–90, American Geophysical Union, Washington.

Rumpler, J. & Horvath, F. 1988: Some Representative Seismic Reflection Lines from the Pannonian Basin and Their Structural Interpretation. – In: Royden, L. H. & Horvath, F., eds., The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir, *45*, 153–169, Tulsa, Oklahoma.

Sadnikar, J. 1991: Ocena strukture Pečarovci za podzemno skladiščenje naravnega plina. – 14 pp., 8 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Sadnikar, J. 1993: Raziskave za podzemno skladiščenje plina v Sloveniji. – Rudarsko-metalurški zbornik *49*/1–2, 149–167, Ljubljana.

Sierra 1990a: Mimic, Geologic Modeling and Mapping, Version 3.2, User Manual. – Sierra Geophysics, 222 pp., Seattle.

Sierra 1990b: Quik, Raytracing, Release 3.2, User Manual. – Sierra Geophysics, 497 pp., Seattle.

Sierra 1990c: Vespa, Wave Equation Seismic Modeling, User Manual. – Sierra Geophysics, 162 pp., Seattle.

SIS (Seismic Image Software Ltd.) 1990: Vista 6.5, Synthetic Module. – SIS, 32 pp., Calgary.

Sheriff, R. E. 1991: Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. – Society of Exploration Geophysicists, 376 pp., Tulsa, Oklahoma.

Skaberne, D., Božovič, M., Žlebnik, L., Petauer, D. & Sadnikar, J. 1987: Ocena možnosti skladiščenja plina v antiklinalnih strukturah Murske depresije. – 39 pp., 41 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Skaberne, D. 1992: Interpretacija pogojev in načina sedimentacije neogenskih klastičnih sedimentnih kamnin na območju struktur Pečarovci in Dankovci. – 16 pp., 1 priloga, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Starčević, M., Stopar, R. & Rihtar, B. 1990: Poročilo o gravimetričnih raziskavah na področju Dankovcev in Pečarovcev v letih 1987/1989. – 6 pp., 5 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Steininger, F. F., Mueler, C. & Roegl, F. 1988: Correlation of Central Paratethys,

Eastern Paratethys and Mediterranean Neogene Stages. – In: Royden, L. H. & Horvath, F., eds., The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir, *45*, 79–87, Tulsa, Oklahoma.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. & Keys, D. A. 1976: Applied Geophysics. – Cambridge University Press, 860 pp., Cambridge.

Urh, I. 1956: Gravimetrične meritve v Pomurju. – 70 pp., 5 prilog, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Widess, M. B. 1973: How thin is a thin bed? – Geophysics, *38*/6, 1176–1180, Tulsa, Oklahoma.

Winquist, T. & Melgren, K. E. 1988: Going Underground. – Royal Swedish Academy of Engineering Sciences (IVA), 177 pp., Stockholm.

Žnidarčič, M. & Mioč, P. 1989: Tolmač za lista Maribor in Leibnitz. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 60 pp., Beograd.

Yilmaz, Ö. 1987: Seismic Data Processing. – Society of Exploration Geophysicists, 526 pp., Tulsa, Oklahoma.

GEOLOGIJA *37, 38*, 551–560 (1994/95), Ljubljana

O zgradbi Soviča nad Postojno

On the strucure of Sovič above Postojna

Ladislav Placer
Geološki Zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Avtor ugotavlja, da je zgradba hriba Sovič nad Postojno skupaj z zaledjem po strukturi ponovitev Nanosa in Hrušice ter Trnovskega gozda. Tako je nariv Soviča ali Soviški nariv miniaturni pendant Hrušiškega in Trnovskega pokrova v skladu z narivno zgradbo Zunanjih Dinaridov jugozahodne Slovenije, kot je bila že predstavljena (Placer, 1981).

Abstract

The author maintains that the structure of the Sovič hill above Postojna with its surroundings is structurally a repetition of the structure of the Nanos, Hrušica and Trnovski gozd mountains. Thus the overthrust of Sovič is a miniature pendant of the Hrušica and Trnovski gozd nappe in the sense of the overthrust structure of the Outer Dinarides of southwest Slovenia, as presented earlier (Placer, 1981).

Pri kartiranju trase Predjamskega preloma na območju Postojnskih vrat me je pritegnila tektonska zgradba hriba Sovič nad Postojno, za katerega se je zdelo, da predstavlja miniaturni strukturni pendant Nanosa. Da bi preveril domnevo, sem iz radovednosti v merilu 1:5000 orientacijsko pregledal ožje območje mesta Postojne, Sovič in usek avtoceste med mostom južno od bencinske črpalke in Staro vasjo.

Z zgradbo okolice Postojne so se v zadnjih tridesetih letih ukvarjali raziskovalci v okviru izdelave Osnovne geološke karte SFRJ (Pleničar et al., 1963, 1967; Buser, 1976; Gospodarič, 1976, 1989). Pri tem sta se glede strukture uveljavila dva koncepta; starejši, po katerem ležijo terciarne plasti diskordantno na krednih plasteh Soviča (Pleničar et al., 1963, 1976; Gospodarič, 1976) in mlajši koncept, da je Sovič prevrnjena antiklinala, ki je narinjena na terciarne plasti (Buser, 1976; Gospodarič, 1989), katerega avtor je Gospodarič, kot je razvidno iz njegovih neobjavljenih zapisov. Gospodaričev pogled na zgradbo Soviča je izšel po njegovi smrti (Gospodarič, 1989, prilogi 1 in 2). Prikazal ga je na geološki karti in profilih; sedanji prispevek predstavlja dopolnitev njegovih idej.

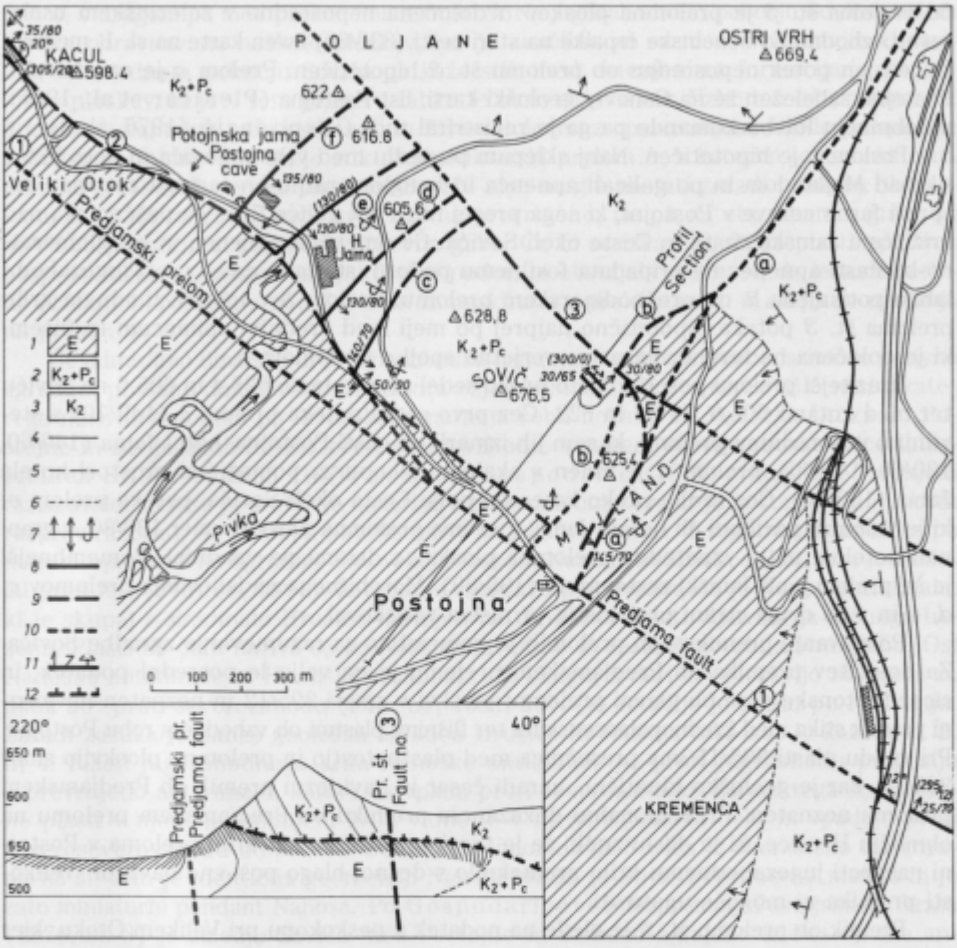
V splošnem je Gospodarič menil (1989), da ustvarja Sovič proti jugozahodu prevrnjeno antiklinalo iz zgornjekrednih in paleocenskih plasti, ki je narinjena na eocenski fliš. Iz konteksta je razvidno, da je smer narivanja od severovzhoda proti jugozahodu, čeprav o tem ni razpravljal. Paleocenski apnenec v okolici Postojne je Gospodarič omenil že leta 1976 na Soviču, pri Zagonu in pri Velikem Otoku, pozneje 1989 pa je v paleocen uvrstil tudi konglomeratno-brečast horizont in laporni apnenec med Vojašnico in Kremenco ob vzhodnem robu Postojne. Za stik med paleocenskimi in eocenskimi skladi je Gospodarič menil, da je ponekod normalen, ponekod pa diskordanten (1989, 25).

Narivna ploskev, ob kateri je Sovič narinjen proti jugozahodu, je po Buserju in drugih (1976, sl. 6) ter Gospodariču (1989, priloga 1) omejenega obsega. Razvita naj bi bila le med Postojno in Velikim Otokom, kjer naj bi se inverzne plasti prevesile v normalne, samo narivanje pa naj bi zamrlo.

Geološke razmere v okolici Postojne, ki sem jih ugotovil ob orientacijskem ogledu (sl. 1) dopolnjujejo Gospodaričeve ideje (1989), dodajam pa tudi nove elemente. Predvsem je treba poudariti pomen dinarsko *(1, 2, 3)* in prečnodinarsko *(a, b, c, d, e, f)* usmerjenih prelomov, ki v precejšnji meri maskirajo narivno zgradbo Soviča. Prelom št. *1* je viden v useku avtoceste 190 m severno od železniškega mostu. Njegova notranja prelomna cona je široka 18 m, njena severovzhodna meja je glavna prelomna ploskev z elementi vpada 25/70 in z drsami v smeri 295/12. Proti severozahodu potek prelomnice ni jasen, po Grandić-Hanichovi interpretaciji posnetkov satelita ERTS-1 (Grandič & Hanich, 1976, sl. 2) sodim, da sta prelom št. *1* opazila in ga proti severozahodu preko flišnih plasti povezala s prelomom pri Predjami, ki so ga Pleničar in drugi (1963, 39) poimenovali Predjamski prelom. Prelom št. *1* je torej jugovzhodni podaljšek Predjamskega preloma, ki poteka dosti bliže Postojni, kot je menil Buser (1976). Vendar je prelomna tudi meja med krednopaleocenskimi apnenci in eocenskim flišem med Velikim Otokom in Erazmovim motelom proti Predjami izven karte na sl. 1, zato sodim, da predstavlja slednji spremljajoči prelom Predjamskega preloma in sem ga označil s št. *2*. Le-ta je določen posredno; okoli 250 m zahodno od Erazmovega motela je v krednem apnencu nasproti fliša razvita izrazita dinarsko usmerjena razpoklinska cona; v malem peskokopu nekaj severneje od Velikega Otoka je v apnencu prelomna ploskev 35/80 z drsami v smeri 305/20. O značaju omenjene meje med Velikim Otokom in Postojno ni zanesljivih podatkov, vendar je okoli vhoda v Postojnsko jamo nekaj prečnodinarsko usmerjenih prelomov, ki te meje ne premaknejo, zato sodim, da poteka tudi na tem odseku dinarsko usmerjeni subvertikalni prelom. Da je domneva verjetno pravilna, morda kaže manjša vzporedna prelomna ploskev v smeri 50/90 ob cesti med Postojno in hotelom Jama nedaleč od križišča proti Velikemu Otoku. Le majhen odsek te meje med omenjenim križiščem in Postojno bi bil lahko narivna ploskev.

Prelom št. *3* ni neposredno viden, vendar je nekaj posrednih dokazov, ki kažejo na njegov obstoj. To je razpoklinska cona dinarske smeri pod temelji mostu čez avtocesto, okoli 350 m severno od železniške postaje v Postojni. Spremljajo jo tudi prelomi v opuščenem kamnolomu v severovzhodnem pobočju Soviča, kjer je danes mestno strelišče v smeri 30/85 in 30/65 s subhorizontalnimi drsami. Na prelom bi kazala tudi suha dolina v dinarski smeri preko Poljan za Sovičem in žep flišnih kamnin severno od železniške postaje.

Prečnodinarsko usmerjeni prelomi so določeni neposredno in posredno. Prelom *a* sestavlja jugovzhodno steno Soviča, kjer je vidnih nekaj spremljajočih prelomnih ploskev (145/70) in je omejen s Predjamskim prelomom in prelomom št. *3*. Severovzhodno



Sl. 1. Skica geološke zgradbe Postojne in bližnje okolice
1 Eocenski fliš; *2* Kredni in paleocenski apnenec; *3* Kredni apnenec; *4* Vidna geološka meja; *5* Posredno določena geološka meja; *6* Približno določena geološka meja; *7* Normalne, vertikalne, inverzne plasti; *8* Vidni subvertikalni prelom; *9* Posredno določeni subvertikalni prelom; *10* Hipotetični subvertikalni prelom; *11* Lineacija v prelomni ploskvi: po vpadu; poševna, z označenim odklonom od smeri; po smeri; *12* Posredno določena narivna ploskev

Fig. 1. Sketch of geological structure of Postojna and closer surroundings
1 Eocene flysch; *2* Cretaceous and Paleocene limestone; *3* Cretaceous limestone; *4* Visible geologic boundary; *5* Mediatly determined geologic boundary; *6* Approximately determined geologic boundary; *7* Normal, vertical, inverse beds; *8* Visible subvertical fault; *9* Indirectly determined subvertical fault; *10* Hypothetic subvertical fault; *11* Lineation in fault plane: in dip direction; inclined, with marked deviation from strike; in strike direction; *12* Indirectly determined thrust plane

od preloma št. *3* je prelomna ploskev *a* določena neposredno v železniškem useku severovzhodno od bencinske črpalke na stari cesti (330/60) izven karte na sl. 1, medtem ko je njen potek neposredno ob prelomu št. *3* hipotetičen. Prelom *a* je na območju Postojne zabeležen že na Osnovni geološki karti, list Postojna (Pleničar et al., 1967), na območju Ravbarkomande pa ga je registriral tudi Gospodarič (1976, sl. 3).

Prelom *b* je hipotetičen. Nanj sklepam po sedlu med vrhom Soviča in koto 625,4 tik nad Majlandom in po golicah apnenca in konglomeratno-brečastega apnenca nasproti farne cerkve v Postojni, ki sega precej nižje kot golice flišnega peščenjaka nad križiščem Jamske ceste in Ceste okoli Soviča. Če omenjeni apnenec in konglomeratno-brečasti apnenec ne pripadata fosilnemu podoru, sta tako daleč proti jugozahodu lahko potisnjena le ob prečnodinarskem prelomu. Prelom *b* v severovzhodnem krilu preloma št. *3* poteka hipotetično najprej po meji med krednim apnencem in flišem, ki je določena na terenu, nakar se verjetno spoji s prelomom *a*.

Izrazitejši prelomi potekajo nato preko sedel med kotama 628,4 in 605,6 na Soviču ter med kotami 605,6, 616,8 in 622. Čez prvo sedlo poteka prelom *c* (140/70) s številnimi vzporednimi prelomi, ki sem jih izmeril ob cesti Postojna–hotel Jama (140/60, 130/60, 140/60), prelom *d* je viden v skalnem izkopu za pomožnimi prostori hotela Jama (130/80). Čez sedlo, preko katerega pelje Cesta okoli Soviča, poteka prelom *e*, ki je viden za paviljoni ob hotelu Jama, kjer ima prelomna ploskev smer 130/80, v grapi nad hotelom pa je vzporedna prelomna ploskev z drsami po vpadnici. Pomembnejši je še prelom *f* ob Jamski restavraciji (135/80). Morebitnega nadaljevanja prelomov *c*, *d*, *e* in *f* na drugi strani preloma št. *3* nisem raziskoval.

Poznavanje premikov ob prelomih je pomembno za razumevanje zgradbe Soviča. Za določitev premika ob Predjamskem prelomu je na voljo le posredni podatek, in sicer tektonske drse ob glavni prelomni ploskvi v smeri 295/12 in neznaten navidezni premik stika med krednopaleocenskimi ter flišnimi plastmi ob vzhodnem robu Postojne. Pri vpadu plasti 305/15 ima presečnica med plastnatostjo in prelomno ploskvijo smer 295/15, kar je geološko identično, zaradi česar je navidezni premik ob Predjamskem prelomu neznaten. Pri regionalno dokazanem premiku ob Predjamskem prelomu na območju Hrušice, ki je desni zmik, se je torej severovzhodno krilo preloma v Postojni nasproti jugozahodnemu krilu premaknilo v desno, blago poševno navzgor. Velikosti premika ni mogoče ugotoviti.

Premik ob prelomu št. *2* je glede na podatek v peskokopu pri Velikem Otoku, kjer imajo tektonske drse smer 305/20, verjetno enako usmerjen kot premik ob Predjamskem prelomu.

Premik ob prelomu št. *3* kaže glede na odmik meje med flišem in krednopaleocenskimi karbonati na vzhodnem robu Postojne in glede na razmeroma majhen predviden premik prelomov *a* in *b* na pogrezek severovzhodnega krila ali vsaj na premik z izrazito vertikalno komponento. Horizontalne drse ob vzporednem prelomu v opuščenem kamnolomu za Sovičem bi v tem primeru kazale na enega izmed faznih premikov.

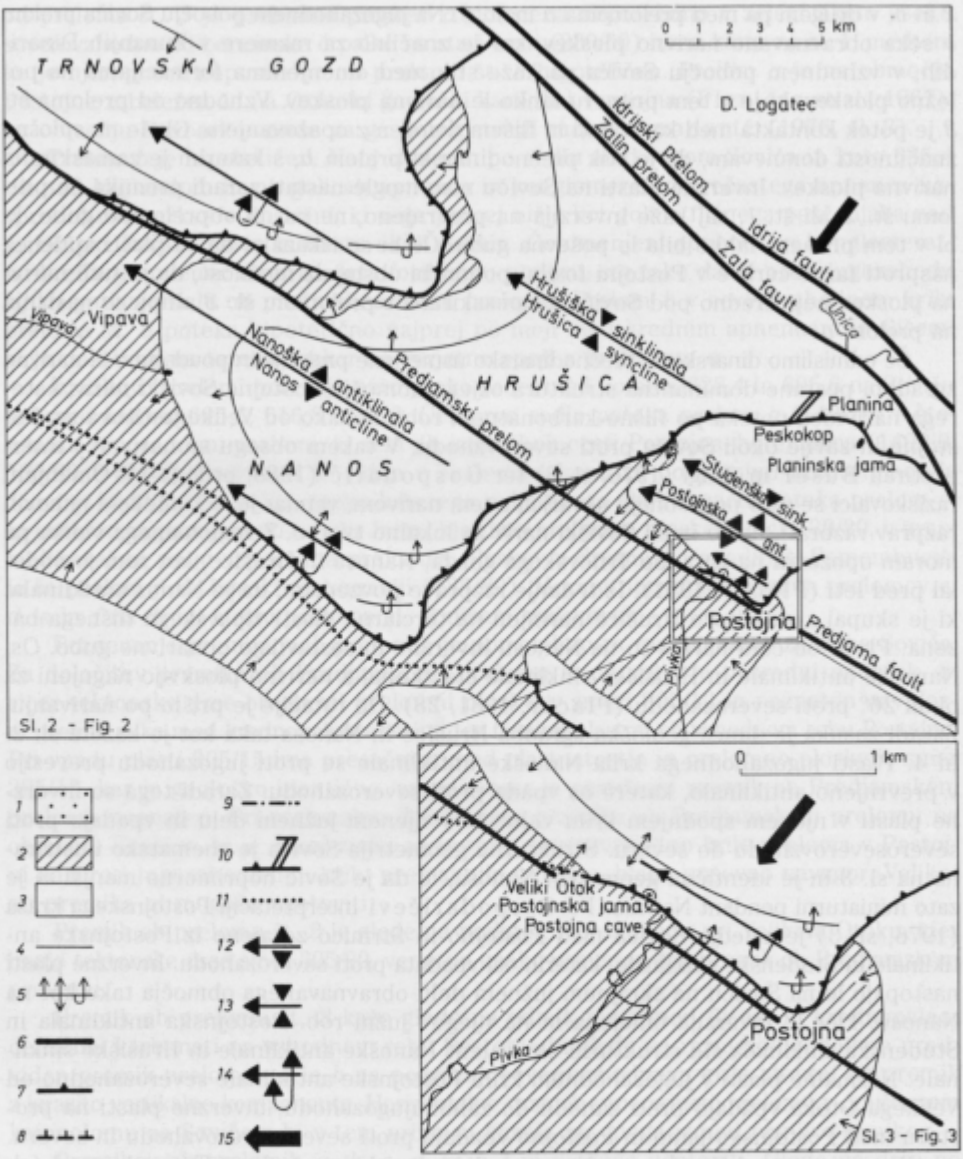
Premikov ob prelomih *a*, *b*, *c*, *d*, *e* in *f* ni mogoče ugotoviti. Glede na drse po vpadnici, ki sem jih omenil v vzporedni prelomni ploskvi preloma *e*, ugotavljam, da ustrezajo teoretski smeri premikanja blokov med vodilnima prelomoma št. *2* (št. *1*) in št. *3*, saj je v tem primeru ob podrejenih prelomih *a*, *b*, *c*, *d*, *e* in *f* mogoče le subvertikalno nihanje blokov v smeri presečnic med podrejenimi prečnimi in vodilnimi vzdolžnimi prelomi.

Narivno ploskev Soviškega nariva, kot sem poimenoval nariv Soviča na fliš, nisem neposredno opazoval nikjer, vendar po posrednih znakih menim, da obstaja v jugozahodnem in severovzhodnem pobočju Soviča. V prvem primeru med prelomoma št.

2 in *b*, v drugem pa med prelomoma *a* in št. *3*. Na jugozahodnem pobočju Soviča prelom *b* seka obravnavano narivno ploskev, kar je značilno za razmere v Zunanjih Dinaridih, v vzhodnem pobočju Soviča pa kaže stik med omenjenima formacijama na položno ploskev, ki je v tem primeru lahko le narivna ploskev. Vzhodno od preloma št. *3* je potek kontakta med karbonati in flišem določen z opazovanjem. Glede na splošne značilnosti domnevam, da je stik prečnodinarski prelom *b*, s katerim je zamaskirana narivna ploskev. Inverzne plasti na Soviču niso mogle nastati zaradi premika ob prelomu št. *2* ali št. *1*, saj kaže inverzija na prevrnjeno, ne pa na obprelomno gubo, ki bi v tem primeru lahko bila le poševna guba. Če bi se izkazalo, da so plasti apnenca nasproti farne cerkve v Postojni fosilni podor, bi obstajala možnost, da je tudi narivna ploskev neposredno pod Sovičem zamaskirana s prelomom št. *2* ali pa se naslanja na prelom *a*.

Če odmislimo dinarsko in prečnodinarsko usmerjene prelome in poudarimo le narivno zgradbo, postane dominantna struktura ožjega območja Postojne Soviški nariv, katerega narivnica poteka po flišno-karbonatnem robu nekako od Velikega Otoka do Postojne in zavije okoli Soviča proti severovzhodu. V takem obsegu so narivnico interpretirali Buser in drugi (1976, sl. 6) ter Gospodarič (1989, priloga 1). Omenjeni raziskovalci se niso podrobneje ukvarjali s tem narivom, vendar je iz konteksta njihovih razprav razbrati, da so imeli Soviški nariv za lokalno tvorbo. Z regionalnega vidika pa moram opozoriti na zgradbo Trnovskega gozda, Nanosa in Hrušice, kot sem jo obdelal pred leti (Placer, 1981). Iz tedanje razprave povzemam, da je Nanos antiklinala, ki je skupaj s sinklinalo Hrušice narinjen na terciarne plasti vipavskega flišnega bazena. Plasti ob čelu nariva so na Nanosu inverzne in sestavljajo obnarivno gubo. Osi Nanoške antiklinale in Hrušiške sinklinale sta skupaj z narivno ploskvijo nagnjeni za okoli 26° proti severozahodu (Placer, 1981, 28). Do rotacije je prišlo po narivanju. Zaradi zasuka je danes geološka zgradba Hrušice in Nanosa taka kot jo kažeta sl. 2. in 4. Plasti jugozahodnega krila Nanoške antiklinale se proti jugozahodu prevesijo v prevrnjeno antiklinalo, katere os vpada proti severozahodu. Zaradi tega so inverzne plasti v njenem spodnjem krilu vidne le v njenem južnem delu in vpadajo proti severoseverovzhodu do severu. Strukturna geometrija Soviča je shematsko ilustrirana na sl. 3 in je identična geometriji Nanosa, le da je Sovič neprimerno manjši in je zato miniaturni pendant Nanosa. Po Gospodaričevi interpretaciji Postojnskega krasa (1976, sl. 3) je zaledje Soviča med Postojno in Strmico zgrajeno iz Postojnske antiklinale in Studenške sinklinale, katerih osi vpadata proti severozahodu. Inverzne plasti nastopajo le na Soviču na skrajnem južnem delu obravnavanega območja tako kot na Nanosu, kjer je inverzija omejena le na njegov južni rob. Postojnska antiklinala in Studenška sinklinala sta strukturni ekvivalent Nanoške antiklinale in Hrušiške sinklinale. Normalne plasti v jugozahodnem krilu Postojnske antiklinale severozahodno od Velikega Otoka vpadajo proti zahodu do zahodujugozahodu, inverzne plasti na prostoru med Postojnsko jamo in Postojno vpadajo proti severoseverovzhodu in severu.

Primerjavo med Sovičem in Nanosom lahko razširimo tudi na Trnovski gozd (sl. 2, sl. 4). Sl. 4 je dopolnjena ilustracija že objavljenih strukturnih razmer v jugozahodni Sloveniji (Placer, 1981, sl. 8, sl. 9; Čar & Gospodarič, 1988), enaka geometrija krovnih in narivnih enot Trnovskega pokrova, Hrušiškega pokrova in Soviške narivne grude nižjega reda znotraj Snežniške narivne grude, je nakazana z lego fliša znotraj teh enot. Vse naštete narivne ali krovne enote so danes zasukane okoli osi SW–NE in tonejo proti severozahodu, zaradi česar se fliš pojavlja v njihovem severozahodnem robu tik pod naslednjo višje ležečo krovno enoto. Ker se je narivanje dogajalo nekako na meji med eocenom in oligocenom, ima narivna ploskev v korenu poševni



Sl. 2. Skica krovne zgradbe Nanosa in Hrušice jugozahodno od Idrijskega preloma

Fig. 2. Sketch of nappe structure of Nanos and Hrušica sowthwest of the Idrija fault

Sl. 3. Skica narivne zgradbe Soviča

1 Aluvialni nanos; *2* Eocenski fliš; *3* Mezozojski in paleocenski karbonati; *4* Geološka meja, trasa plasti; *5* Normalne, vertikalne, inverzne plasti; *6* Idrijski, Zalin in Predjamski prelom; *7* Meja pokrova, meja nariva; *8* Meja narivne grude; *9* Fotogeološko ugotovljena trasa preloma; *10* Azimut lineacije v narivni ploskvi Hrušiškega pokrova v peskokopu pri Planini; *11* Hipotetični potek

rez, v čelu pa erozijskega (sl. 5). Zato se narivnice (na sl. 4), ki imajo v karbonatnih kamninah zaradi zasuka narivne ploskve okoli osi SW–NE, danes smer zahod–vzhod ali zahod–jugozahod–vzhodseverovzhod, v samem flišu obrnejo v dinarsko smer, torej vzporedno flišnim plastem. Narivnica Soviškega nariva potemtakem ne more biti omejeno dolga, kot so domnevali Buser in drugi (1976, sl. 6) ter Gospodarič (1989, priloga 1), temveč mora potekati vzporedno z narivnico Hrušiškega pokrova. Danes je severovzhodno od Postojne zamaskirana s prelomoma *a* in *b*, njeno nadaljevanje na površju pa bi morali iskati nekje proti Rakovemu Škocjanu. Na drugem koncu Soviča pa po analogiji z Nanosom domnevam, da se nekje na območju Velikega Otoka odcepi od meje med krednopaleocenskim apnenecem in flišem ter zavije proti zahodu v flišne kamnine. Celotni potek narivnice Soviškega nariva bi bilo potrebno posebej raziskati. Teoretično bi lahko bila omenjena narivna ploskev spremljajoča struktura narivne ploskve Hrušiškega pokrova in bi v tem primeru Soviška narivna gruda ustvarjala zunanjo narivno lečo Hrušiškega pokrova, mogoče pa sestavlja povezovalno narivno strukturo med narivno ploskvijo Hrušiškega pokrova in narivno ploskvijo Snežniške narivne grude. V prvem primeru bi potekala na površju po varianti I, v drugem pa po varianti II (sl. 4). Obstoji pa tudi možnost, da sestavlja samostojno narivno ploskev znotraj Snežniške narivne grude.

Dolžina narivanja Soviške narivne grude je okoli 600 m, kot znaša velikost flišnega zamika v smeri SW–NE ob prelomu *a* med skrajnim južnim delom Soviča na presečišču prelomov št. *1* in *a* in stičiščem preloma *a* z bazalno mejo fliša severovzhodno od Soviča. Ocena je le orientacijska (profil na sl. 1).

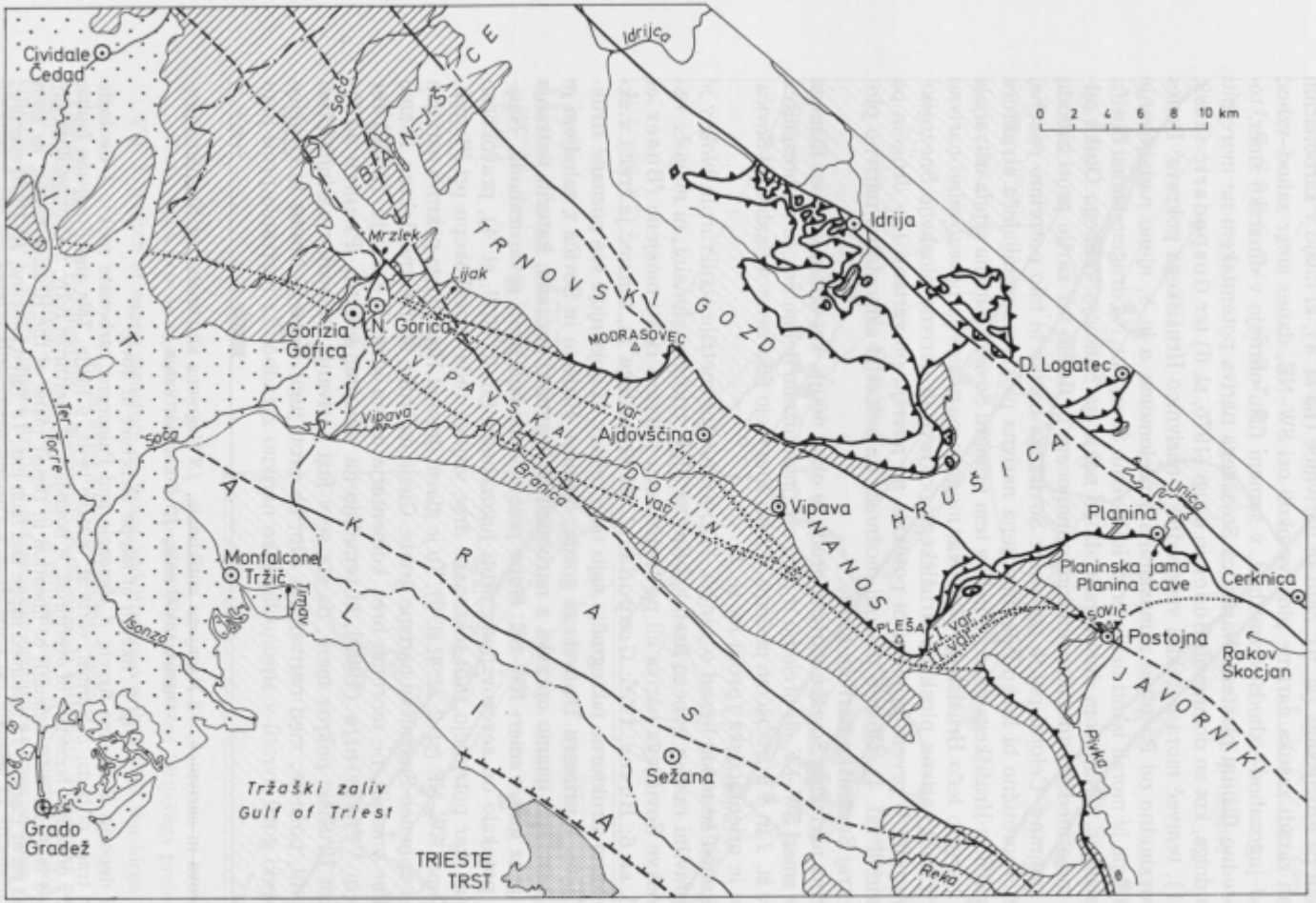
Ob koncu še nekaj besed o genezi. Poznavanje geometrije strukturnih blokov je ključ k pravilni razlagi geneze ozemlja. Ker so bloki tridimenzionalni, ni mogoče narivne ploskve Soviškega nariva ali pa Hrušiškega pokrova risati omejeno (Buser et al., 1976, sl. 6; Buser, 1976; Gospodarič, 1989, priloga 1), temveč je treba v skladu s celotno strukturno faktografijo najti tako rešitev, ki pojasnjuje vse poznane strukturne efekte. V primeru Trnovskega gozda, Nanosa, Hrušice in Soviča z zaledjem je povsem jasno, da imamo opravka z narivnimi in krovnimi enotami, katerih notranja zgradba je iz gub v smeri NW–SE. Gube položno vpadajo proti severozahodu. Narivanje je potekalo od severovzhoda proti jugozahodu (sl. 2, sl. 3, sl. 4), pravokotno na osi gub, kar potrjujejo tudi tektonske drse višjega reda v peskokopu pri Planini, ki imajo smer SW–NE (sl. 2, sl. 4, sl. 6). Tu je glavni dolomit Hrušiškega pokrova narinjen na kredni apnenec Snežniške narivne grude. Glede na trdne strukturne dokaze, ki smo jih pravkar omenili, ne moremo brez komentarja mimo idej Premruja (1980) ter Tunisa in Venturinija (1989), ki temeljijo na vizualnih efektih. Premru za Trnovski kot Hrušiški pokrov meni, da sta se v fazi narivanja Dinaridov narinila proti jugozahodu, pozneje, med narivanjem Alp, pa proti jugu. Zato je Nanos in Hrušico ter Trnovski gozd uvrstil v alpsko-dinarsko narivno zgradbo. Za narivanje proti jugu

---

meje pokrova in narivnice; *12* Nagnjena antiklinala; *13* Nagnjena sinklinala; *14* Nagnjena prevrnjena antiklinala; *15* Smer narivanja

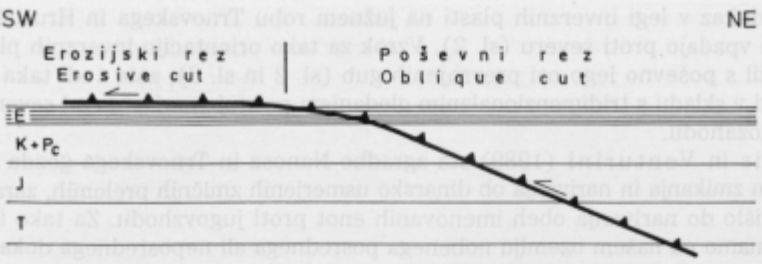
Fig. 3. Sketch of nappe structure of Sovič

1 Alluvial deposit; *2* Eocene flysch; *3* Mesozoic and Paleocene carbonate rocks; *4* Geologic boundary, trace of beds; *5* Normal, vertical, inverse beds; *6* Idrija, Zala and Predjama faults; *7* Boundary of nappe, boundary of overthrust; *8* Boundary of overthrust body; *9* Photogeologically determined fault line; *10* Azimuth of lineation in thrust plane of the Hrušica nappe, as seen in the sand pit at Planina; *11* Assumed nappe and fault line; *12* Tilted anticline; *13* Tilted syncline; *14* Tilted oveturned anticline; *15* Direction of thrusting



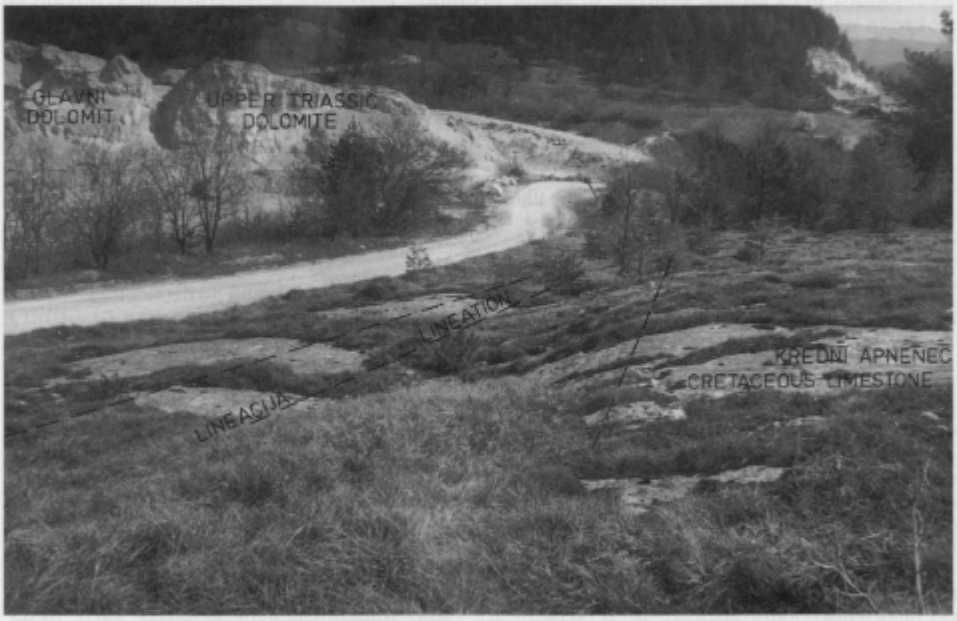
Sl. 4. Tektonska zgradba Komenske planote (Kras) in Visokega krasa (Banjšice, Trnovski gozd, Nanos, Hrušica) jugozahodno od Idrijskega preloma. Legenda na sl. 2 in 3

Fig. 4. Tectonic structure of Komen plateau (Kras) and High karst (Banjšice, Trnovski gozd, Nanos, Hrušica) southwest of the Idrija fault. Legend on fig. 2 and 3



Sl. 5. Krovni narivi v Zunanjih Dinaridih jugozahodne Slovenije
E Eocenski in starejši fliš; *K* + P_c Kredni in paleocenski karbonati; *J* Jurski karbonati; *T* Triasni karbonati in klastiti

Fig. 5. Nappe overthrusts in Outer Dinarides of southwestern Slovenia
E Eocene and older flysch; *K* + P_c Cretaceous and Paleocene carbonate rocks; *J* Jurassic carbonate rocks; *T* Triassic carbonate and clastic rocks



Sl. 6. Narivna ploskev Hrušiškega pokrova v peskokopu pri Planini z lineacijo višjega reda v smeri jugozahod-severovzhod. Glavni dolomit je narinjen na kredni apnenec; dolomit je zdrobljen in se uporablja za gradbene namene, apnenec je kompakten

Fig. 6. Overthrust plane of the Hrušica nappe in sand pit at Planina showing higher order lineation of southwest-northeast direction. Main dolomite is overthrusted on Cretaceous limestone; dolomite is crushed, and is used in building, limestone is compact

je videl dokaz v legi inverznih plasti na južnem robu Trnovskega in Hrušiškega pokrova, ki vpadajo proti severu (sl. 2). Vzrok za tako orientacijo inverznih plasti sem že razložil s poševno lego osi prevrnjenih gub (sl. 2 in sl. 3), zato tudi taka orientacija plasti v skladu s tridimenzionalanim gledanjem potrjuje narivanje od severovzhoda proti jugozahodu.

Tunis in Venturini (1989) sta zgradbo Nanosa in Trnovskega gozda razložila z efektom zmikanja in narivanja ob dinarsko usmerjenih zmičnih prelomih, zaradi česar naj bi prišlo do narivanja obeh imenovanih enot proti jugovzhodu. Za tako interpretacijo nimamo na našem ozemlju nobenega posrednega ali neposrednega dokaza. Proti govori lega normalnih in prevrnjenih gub v čelu in znotraj krovnih ter narivnih enot, smer tektonskih drs višjega reda pri Planini in nenazadnje neprimerno večji horizontalni premik krovnih enot nasproti premiku ob zmičnih prelomih. Vsi doslej zbrani faktografski elementi strukture na terenu ne potrjujejo ne Premrujeve in ne Tunis-Venturinijeve hipoteze. V golici pod Čavnom, kjer je vidna narivna ploskev Trnovskega pokrova na terciarni fliš (Buser, 1973, 30), sta v njej razvita dva sistema drs nižjega reda 290/12 in 20/10, ki ne podajata generalne smeri narivanja kot v peskokopu pri Planini, temveč le fazne premike, povezane z narivanjem Trnovskega pokrova ali pa z nasledstvenimi premiki v fazah po narivanju Zunanjih Dinaridov.

Literatura

Buser, S. 1964: Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100000, list Gorica. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1973: Tolmač Osnovne geološke karte SFRJ, 1:100000, list Gorica. – Zvezni geološki zavod, 50 pp., Beograd.

Buser, S. 1976: Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije. – 8. jug. geol. kongres. – Geotektonika, Geofizika *3*, 45–58, Ljubljana.

Buser, S., Drobne, F. & Gospodarič, R. 1976: Geology and hydrogeology. Underground Water Tracing. Third international symposium of underground water tracing (3. SUWT), 27–38, Ljubljana–Bled, Jugoslavija.

Čar, J. & Gospodarič, R. 1988: Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka. – Acta carsologica *XVII*/1, 13–32, Ljubljana.

Gospodarič, R. 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. – Acta carsologica *VII*/1, 5–139, Ljubljana.

Gospodarič, R. 1989: Prispevek k vodnogospodarskim osnovam Pivke. – Acta carsologica *XVIII*, 21–37, Ljubljana.

Grandić, M. & Hanich, M. 1976: Neke karakteristike satelitskih ERTS-1 snimaka i primjer njihovog korištenja u tektonskoj analizi jednog djcla SFR Jugoslavije. – 8. jug. geol. kongres, Geotektonika, Geofizika *3*, 73–86, Ljubljana.

Placer, L. 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. – Geologija *24*/ 1, 27–60, Ljubljana.

Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1963: Tolmač Osnovne geološke karte SFRJ, 1:100000, list Postojna. – Zvezni geološki zavod, 62 pp., Beograd.

Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1967: Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100000, list Postojna, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije. – Geologija *23*/2, 227–278, Ljubljana.

Tunis, G. & Venturini, S. 1989: Nuovi dati sulla tettonica delle Prealpi Giulie meridionali ed ipotesi paleotettoniche. – Rudarsko-metalurški zbornik *36*/4, 675–688, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37, 38*, 561–564 (1994/95), Ljubljana

Sodelovanje barona Žiga Zoisa in Valentina Vodnika na področju geoloških znanosti

Zusammenarbeit zwischen Freiherr Sigmund Zois und Valentin Vodnik auf dem Gebiet der geologischen Wissenschaften

Ernest Faninger
Jamova 54, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Baron Žiga Zois (1747–1819) in Valentin Vodnik (1758–1819) sta sodelovala tudi na področju geoloških znanosti. Konec osemnajstega stoletja je potekal besedni boj med pristaši neptunistične in vulkanistične teorije. Zois je menil, da se je ves apnenec, ki gradi Triglavsko pogorje, nekoč usedel v morju. Kot dokaz za to je rabil le še okamnine z najvišjih predelov Triglavskega pogorja, z nižjih leg so mu bile že tako znane. Potrebne dokaze mu je preskrbel Vodnik, ki je avgusta 1795 vodil prvo od Zoisa organizirano odpravo na Triglavsko pogorje, udeležil pa se je tudi druge septembra istega leta. V zvezi s prvo odpravo je nastala Vodnikova oda Vršac.

Zusammenfassung

Freiherr Sigmund Zois (1747–1819) und der als slowenischer Dichter bekannte Valentin Vodnik (1758–1819) arbeiteten zusammen auch auf dem Gebiet der geologischen Wissenschaften. Ende des achtzehnten Jahrhunderts gab es einen Meinungskampf zwischen den Anhängern der neptunistischen und der vulkanistischen Theorie. Zois meinte, daß sich der gesamte, das Triglavgebirge aufbauende, Kalk einst im Meer abgelagert hätte. Als Beweis dafür brauchte er nur noch Versteinerungen von den höchsten Erhebungen des Triglavgebirges, die von den unteren Lagen waren ihm sowieso schon bekannt. Die nötigen Beweisstücke besorgte ihm Vodnik, der im August 1795 die erste von Zois in das Triglavgebirge organisierte Expedition leitete, im September desselben Jahres sich aber auch der zweiten anschloß. Im Zusammenhang mit der ersten Expedition entstand Vodniks Ode Vršac, bekannt nach einem Gipfel im Triglavgebirge.

Žiga baron Zois pl. Edelstein (1747–1819) sicer slovi na Slovenskem kot osrednja osebnost slovenskih prosvetljencev, toda bil je tudi izboren naravoslovec, predvsem pa mineralog. Njemu na čast so imenovali na Svinški planini na Koroškem odkriti mineral zoisit. Na področju geoloških znanosti je z Zoisom sodeloval pesnik Valentin Vodnik (1758–1819), v letih 1793–1796 župnijski upravitelj na bohinjskem Koprivniku. Tam se je poleti 1793 najbrž spoznal s Zoisom (Munda, 1986, 511).

Da so tudi Vodnika zanimale geološke znanosti, dokazuje pismo, ki ga je 1. ju-

nija 1793 z Gorjuš poslal Antonu Rudežu. V njem opisuje neko jamo, kjer so kmetje kopali v upanju, da najdejo zlato. Vodnik je v spremstvu nekega poznavalca komaj pregovoril domačina, da jima je pokazal jamo, toda v njej sta videla le plasti peska, kakršnega dobivajo v Trstu iz morja in ga prodajajo na ljubljanskem trgu. Gotovo je zanimiv pojav, da naletimo na takšen pesek visoko v gorovju. Kaj takega do takrat še niso slišali. Vrh tega vsebuje ta pesek še amonite in morske polže (Kos, 1988, 260–262).

Proti koncu osemnajstega stoletja je začela postajati geologija moderna znanost. Dve teoriji sta si stali takrat nasproti glede vprašanja, kako so nastale kamnine. Neptunisti, ki jih je zastopal A. G. Werner, so trdili, da so se usedale v morju. Toda dvomi so se začeli porajati v zvezi z bazaltom, ki mu je J. C. W. Voigt pripisal vulkanski izvor. Tako je vznikla vulkanistična teorija, ki pa je po svoje tudi v marsičem pretiravala. Vnet vulkanist je bil J. E. Fichtel (1732–1795) v Sibinju na Sedmograškem. Fichtel se je seznanil z Žigo Zoisom v Ljubljani, nakar mu je začel ta pošiljati v Sibinj vzorce kamnin in okamnin iz Bohinja, Zajezer in z Velega polja, torej z leg ob vznožju Triglava in Vršaca. V spremnem pismu je Zois poudaril prostranost tamkajšnjih planjav, iz katerih molita Triglav in Vršac v obliki visokih rogov. V svoji leta 1794 na Dunaju natisnjeni knjigi Mineralogische Aufsätze je Fichtel trdil, da gradi Triglav, Vršac in okoliške vrhove masivni apnenec, ki naj bi bil magmatskega izvora, torej brez okamnin, medtem ko naj bi se v nižjih legah pod njimi pojavljal plastoviti apnenec, ki se je nekoč usedel v morju. Kot dokaz navaja ravno okamnine, ki mu jih je poslal Zois s Triglavskega pogorja. Vendar se Zois s Fichtlovo razlago ni strinjal. Menil je, da predstavlja ves triglavski apnenec morsko usedlino. Poslane okamnine so bile iz nižjih leg le zaradi tega, ker pač v višjih legah ni dal brskati za njimi. Za svojo trditev je Zois seveda rabil dokaze, posebno še, ker so ga začeli prijatelji spraševati, kaj misli o Fichtlovi teoriji. Tako je Triglav nenadoma stopil v ospredje zanimanja evropskih naravoslovcev.

Sedaj bi torej bilo treba najti okamnine še v najvišjih predelih Triglavskega pogorja. Avgusta 1795 je Zois organiziral odpravo na Triglavsko pogorje. Ker sam zaradi bolezni ni bil več sposoben za pot, je vodstvo odprave zaupal Valentinu Vodniku. Udeležila sta se je poleg izkušenega gorskega vodnika in iskalcev okamnin še naravoslovec grof F. Hohenwart, kasnejši kurator Deželnega muzeja v Ljubljani, in J. Pinhak, župnik pri Sv. Jakobu v Ljubljani, ki se je tudi zanimal za mineralogijo. Ne samo med potjo, tudi na samem Vršacu so našli okamnine, z daljnogledom pa se je Vodnik še lahko prepričal, da tudi sam vrh Triglava gradi plastoviti apnenec. Dosedanje ugotovitve bi vsekakor že zadoščale za zavrnitev Fichtlove razlage, vendar natančni Zois še ni bil zadovoljen. Septembra istega leta je organiziral novo odpravo. Sestavljali so jo Zoisovi rudarji, ki pa se jim je nepričakovano priključil še Vodnik. Sedaj so odkrili še na samem ovršju Triglava dovolj okamnin kot dokaz, da se je ves triglavski apnenec nekoč usedel v morju.

In kako gledamo danes na takratno problematiko? Zoisovo stališče je bilo povsem pravilno. Tako Južne kakor tudi Severne apneniške Alpe gradijo debeli skladi apnencev, ki so se v zemeljskem srednjem veku usedli v morju, v posebnih razmerah pa so ponekod apnenci pod vplivom morske vode prešli v dolomit. Blizu izlivov velikih rek se je v morju usedal pesek, ki pa se je postopno sprijemal v peščenjak. Tako nastale sklade so v terciarju gorotvorne sile nagubale in dvignile nad morje. Na kopnem se je začelo preperevanje. Voda s pomočjo ogljikove kisline razstaplja apnenec in dolomit, medtem ko peščenjak pri preperevanju razpada nazaj v pesek. Tako lahko naletimo na pesek tudi visoko v gorah.

Seveda se bomo še vprašali, kdo naj bi leta 1793 kot poznavalec spremljal Va-

lentina Vodnika pri ogledu peščene jame, kjer so domačini iskali zlato. Verjetno kakšen rudosledec. Na Gorenjskem so jih rabili. Tamkajšnje fužine so se oskrbovale z domačo železovo rudo, ležišča niso bila bogata in treba je bilo vedno odkrivati nova. Toda ne moremo izključiti, da takratni Vodnikov spremljevalec morda celo ni bil sam Žiga Zois, ko naj bi ga obiskal na Koprivniku.

V zvezi z Vodnikovo odpravo na Triglavsko pogorje avgusta 1795 je nastala njegova oda Vršac (Kos, 1988, 61–62). Pesnika niso navdušile samo lepote gora, iz pesmi veje tudi zmagoslavje, ko so uspešno opravili nalogo, zaradi katere so šli na pot. »Sklad na skladu se zdviguje, golih vrhov kamni zid« je pač ugotovitev, da je triglavski apnenec skladovit. In ker sedaj vemo, zakaj je sploh do te odprave prišlo, nam ne bo težko še uganiti, da se v naslednjem verzu »Večni mojster zaukazuje: Prid', zidar, se lès učit!« beseda zidar nanaša na geologa Fichtla (Rus, 1933; Kos, 1970, 33–54).

Zusammenarbeit zwischen Freiherr Sigmund Zois und Valentin Vodnik auf dem Gebiet der geologischen Wissenschaften

Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (1747–1819) wird in Slowenien hochgeschätzt wegen seiner Rolle als die führende Persönlichkeit der slowenischen Aufklärung, sonst gilt er aber als ausgezeichneter Naturwissenschaftler, insbesondere Mineraloge. Nach ihm wurde das auf der Saualpe in Kärnten zuerst entdeckte Mineral Zoisit benannt. Mitglied des Zoisschen Kreises von Vertretern der Aufklärung war auch der Franziskaner und spätere weltliche Geistliche, als slowenischer Dichter bekannte Valentin Vodnik (1758–1819). Dieser arbeitete mit seinem Mäzen auch in Sachen der geologischen Wissenschaften zusammen.

Ende des achtzehnten Jahrhunderts gab es Meinungsverschiedenheiten um die Frage der Entstehung der Gesteine. Neptunisten und Vulkanisten standen sich mit ihren Auffassungen gegenüber. Ein eifriger Verfechter der vulkanistischen Theorie war der in Sibiu (Hermannstadt) lebende J. E. Fichtel (1732–1795). Wie er in seinem 1794 in Wien erschienenem Buch Mineralogische Aufsätze beschrieben hat, sollten Triglav, Vršac und die anderen umliegenden Bergkuppen des Triglavgebirges aus magmatogenem massivem Urkalk bestehen, dagegen käme der Versteinerungen enthaltende und im Meer abgelagerte geschichtete Kalk nur in deren unteren Lagen vor. Aber Zois sah es anders. Seiner Auffassung nach sollte sich der gesamte das Triglavgebirge aufbauender Kalk einst im Meer abgelagert haben. Dazu brauchte er Beweise. Im August 1795 organisierte er eine Expedition auf das Triglavgebirge. Da er wegen seines schlechten Gesundheitszustandes an eine Teilnahme nicht mehr denken konnte, vertraute er die Führung der Expedition Valentin Vodnik an, der damals Seelsorger in der im Bereiche des Triglavgebirges liegenden Ortschaft Koprivnik war. Nicht nur unterwegs, auch auf dem Berggipfel Vršac selbst wurden Versteinerungen gefunden. Ferner konnte noch Vodnik mit dem Fernglas feststellen, daß auch der Triglav, der höchste Gipfel des nach ihm benannten Gebirges, aus geschichtetem Kalk gebaut ist. Im September desselben Jahres organisierte Zois ene neue, diesmal aus seinen Bergleuten bestehende Expedition, der sich unerwartet auch Vodnik anschloß. Dabei wurden Versteinerungen auf den Höhen des Triglav gesammelt. Nun konnte einwandfrei bewiesen werden, daß der gesamte das Triglavgebirge aufbauende Kalk eine Meeresablagerung darstellt, zugleich konnte auch die Deutung von Fichtel verworfen werden.

Im Zusammenhang mit der im August 1795 durchgeführten Expedition entstand auch Vodniks Ode Vršac. Es wird darin nicht nur die Schönheit der Bergwelt besungen, auch das Siegesbewustsein ist deutlich zu spüren, daß ihnen ihr Vorhaben gelungen war, um dessentwillen sie sich auf den Weg begeben hatten. Die entsprechende Strophe hat in der deutschen Übersetzung aus dem Slowenischen folgenden Wortlaut:

Kahler Berge Felsenkerne
Schicht auf Schicht sind aufgestuft
Komm du, Maurer, her und lerne!
so der ew'ge Meister ruft.

Es ist nicht schwer zu erraten, daß mit dem ‚Maurer' hier der Geologe Fichtel gemeint ist (Rus, 1933; Kos, 1970, 33–54, 1988, 61–62).

Literatura

Kos, J. (urednik) 1970: Marko Pohlin, Žiga Zois, A. T. Linhart, Valentin Vodnik, Izbrano delo. – Mladinska knjiga, Ljubljana.

Kos, J. (urednik) 1988: Valentin Vodnik, Zbrano delo. – Državna založba Slovenije, 510 pp., Ljubljana.

Munda, J. (urednik) 1986: Slovenski biografski leksikon *14*. Ljubljana.

Rus, J. 1933: Triglav v herojski dobi geološke vede. – Geografski vestnik *9* (1–4), 94–106, Ljubljana.

GEOLOGIJA *37*, *38*, 565–566 (1994/95), Ljubljana

Mednarodni tečaj o uporabi seizmičnih metod pri raziskavah za ogljikovodike (Miramar pri Trstu, 8.–19. november 1993)

International Course on Seismics for Hydrocarbon Exploration (Miramare, Trieste, 8–19 November, 1993)

Andrej Gosar
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

V dneh od 8. do 19. novembra 1993 je bil v Miramaru pri Trstu tečaj o uporabi seizmičnih metod pri raziskavah za ogljikovodike v okviru nadaljevalne mednarodne šole uporabne geofizike (International Course on Seismics for Hydrocarbon Exploration, Advanced International School of Exploration Geophysics). Tečaj sta organizirala Mednarodni center za znanost in visoko tehnologijo (International Center for Science and High Technology – ICS) in Mednarodni inštitut za zemljo, okolje, morske znanosti in tehnologijo (International Institute for Earth, Environmental and Marine Sciences and Technologies) pod pokroviteljstvom organizacije UNIDO (United Nations Industrial Development Organization) in v sodelovanju z Inštitutom za geodezijo in geofiziko Univerze v Trstu.

Tečaja, ki je bil namenjen predvsem kandidatom iz držav v razvoju, se je udeležilo 16 slušateljev z vsega sveta (Argentina, Brazilija, Kitajska, Indija, Rusija, Etiopija, Madagaskar, Turčija, Grčija, Bolgarija, Madžarska in Slovenija). Iz Slovenije sva se tečaja udeležila Boris Tomšič in Andrej Gosar z Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko. Prvemu je kril stroške organizator tečaja (ICS), drugemu pa Univerza v Trstu s štipendijo za sodelovanje z raziskovalnimi organizacijami iz vzhodne Evrope.

Na tečaju, ki so ga vodili prof. I. Finetti (Univerza v Trstu), prof. F. Rocca (Milanska politehnika) in prof. A. Forti (ICS), je predavalo enajst predavateljev z različnih inštitutov Univerze v Trstu, Geofizikalnega observatorija iz Trsta (Osservatorio Geofisico Sperimentale) in Milanske politehnike. Tečaj je obsegal 60 ur predavanj in vaj in je bil sestavljen iz treh sklopov:

- terenski postopki in obdelava podatkov,
- interpretacija seizmičnih profilov,
- modeliranje in inverzija seizmičnih podatkov.

V okviru teh sklopov so predavatelji obdelali naslednje teme:

- osnove seizmičnih metod,
- terenski postopki pridobivanja podatkov,
  - 2D seizmika,
  - 3D seizmika,
- obdelava refleksijskih in refrakcijskih seizmičnih podatkov,
  - osnove,
  - napredne metode,
  - migracija,
  - DMO (Dip Move Out),
  - VSP (Vertical Seismic Profiling),
- tomografija in inverzija seizmičnih podatkov,
- modeliranje,
- interpretacija,
  - teorija,
  - seizmična stratigrafija,
  - analiza tektonskih stilov,
  - analiza razvoja bazenov in tektonsko-sedimentacijska rekonstrukcija.

Večina predavateljev je pripravila obsežne pisne povzetke svojih predavanj, ki bodo zelo koristni pri nadaljnjem študiju. Teme iz obdelave in interpretacije seizmičnih podatkov so obsegale tudi praktične vaje v računskem centru Inštituta za geodezijo in geofiziko na delovnih postajah HP Apollo (programski paket HGS Galaxy) in Sun (programski paket Landmark).

Naslov tečaja je obetal predvsem obravnavo seizmičnih metod pri raziskavah za ogljikovodike, vendar so bile enakovredno zastopane tudi druge aplikacije. Poseben poudarek je bil na visokoločljivostnih metodah pridobivanja in obdelave podatkov. Obravnavane so bile raziskave zelo različnih globinskih dosegov, od zelo plitvih za potrebe geotehnike in zaščite okolja do projektov raziskav globoke zemeljske skorje.

Tokratni tečaj o uporabi seizmičnih metod v okviru mednarodne šole uporabne geofizike je bil izveden prvič, odtlej pa naj bi bil organiziran redno, pri čemer se bodo vodilne teme spreminjale. V letu 1996 bo drugi tečaj, na katerem bo poseben poudarek na uporabi seizmičnih metod pri varnostnih študijah za jedrske centrale. Na tem tečaju bodo sodelovali predavatelji iz italijanskih in tujih organizacij (Agencija za atomsko energijo z Dunaja), ki se ukvarjajo s tovrstno problematiko. Ker je refleksijska seizmična metoda ena najpomembnejših pri strukturnih raziskavah lokacij jedrskih central in pri oceni potresne varnosti, bo tečaj vsekakor zanimiv tudi za nas. Poleg tečaja je predvidena tudi vzpostavitev dolgoročnejšega sodelovanja, ki bo raziskovalcem iz držav v razvoju omogočilo delo na inštitutih Univerze v Trstu pri študiju razvoja sedimentnih bazenov, uporabe modernih metod pri oceni potresne varnosti lokacij jedrskih central in razvoja visokoločljivostnih geofizikalnih metod (integracija refleksijske seizmike in večkanalnega radarskega snemanja).

Jürgen Ehlers: **Allgemeine und historische Quartärgeologie.** Izdaja v nemškem jeziku 1994, 358 strani, 176 slik in skic ter 16 tabel, broširana, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, ISBN 3-432-25911-5, 98 DEM.

Knjiga je namenjena predvsem raziskovalcem kvartarja, ki preučujejo sedimente, odložene v različnih ledenih dobah, in pojave, povezane s poledenitvami. Opira se predvsem na podatke raziskav v Nemčiji, ne zanemarja pa tudi podatkov iz severne in srednje Evrope. Posebej omenja tudi podatke raziskav globokomorskih sedimentov v Tihem in Atlantskem oceanu in podatke raziskav ledenega pokrova na Grönlandiji.

Knjiga je razdeljena na 17 poglavij, a zadnja 3 poglavja vsebujejo le obširen spisek literature ter vire za slike in tabele v knjigi.

V uvodnem poglavju obravnava probleme v zvezi z določitvijo meje med pliocenom in pleistocenom. Po Shackletonu (1990) naj bi se začel pleistocen pred 1,77 milijoni let, kar je bilo potrjeno tudi na kongresu INQUA v Moskvi leta 1982. Po podatkih nekaterih raziskav fosilne flore in favne pa se pojavijo prve hladnodobne oblike flore in favne v sedimentih Nemčije in Nizozemske že pred 2,44 milijoni let in je torej meja negotova.

V tem poglavju obravnava tudi vzroke poledenitev in menjavo hladnih in toplih obdobij. Po Milankovičevi teoriji naj bi poledenitve povzročale spremembe v kroženju zemlje okoli sonca in spremembe nagiba zemeljske osi. To pa je le eden od vzrokov. K poledenitvam so vsekakor veliko prispevali tektonski premiki v terciarju in dviganje gorovij, premiki kontinentov, padec vsebnosti CO_2 v ozračju, spremembe v kroženju oceanskih tokov. Raziskovalci domnevajo, da vsakih 250–300 milijonov let naše osončje naleti na svoji poti po galaksiji na območja gostega galaktičnega prahu, ki znatno zmanjša sončno sevanje in s tem povzroči močne ohladitve na zemlji.

V drugem poglavju obravnava dinamiko sodobnih ledenikov. Podatki, ki so jih dobili z njihovim preučevanjem, nam služijo kot osnova za raziskave pleistocenskih poledenitev. Sedaj je na zemlji 14,9 milijona km^2 prekritih z ledom, od tega v Alpah le 3600 km^2. V tem poglavju omenja tudi problem določitve meje večnega snega v gorah. Po njegovem jo je mogoče natančno določiti na sodobnih ledenikih. Pomeni pa tisto ravnotežno območje, kjer je letni prirastek ledu zaradi padavin enak količini raztopljenega ledu. Višina te meje je odvisna od geografske širine, padavin in izpostavljenosti sončnemu obsevanju.

V naslednjih treh poglavjih podrobneje opisuje ledeniške in fluvioglacialne sedimente, ki so nastali v različnih obdobjih kvartarja, ter sedimente in pojave zunaj poledenitvenega območja, ki pa so jih povzročili ledeniki. Pri tem opozarja na besedo morena, ki je morfološki pojem. Pod pojmom morena povečini označujemo sedimente, ki so jih odložili ledeniki, kar pa ni ustrezno. Predlaga pojem morenski material ali morenski nanos. Poleg podrobnega opisa sestave ledeniških nanosov v severni

Nemčiji in sosednjih državah obravnava tudi sedimente, ki so jih nanesle ledeniške vode pod samimi ledeniki oziroma zunaj njihovega roba. Posebej obravnava sestavo različnih prodnih zasipov in terase vzdolž nemških rek. Pojem terasa pomeni v bistvu morfološko obliko in se ne sme uporabljati kot litostratigrafski pojem. Namesto tega naj bi uporabljali pojem terasni prodni zasip.

Na kratko se dotakne tudi eolskih sedimentov, ki so se v poledenitvenih dobah odlagali na obrobju poledenelega ozemlja v severni Evropi. Podrobneje opiše le nanose puhlice v Nemčiji.

V šestem poglavju dokaj obširno obravnava kvartarne morske sedimente ter problem nihanja morske gladine v glacialnih in interglacialnih obdobjih. Podrobneje navaja podatke novejših raziskav globokomorskega mulja v Tihem in Atlantskem oceanu. Na osnovi analiz vsebnosti izotopa ^{18}O v lupinah planktonskih in bentonskih foraminifer je bilo namreč mogoče določiti sosledje hladnih in toplih obdobij za celotni pleistocen oziroma še za zgornji pliocen. Vsebnost izotopa ^{18}O v morski vodi se je namreč zvišala zaradi povečane prostornine ledenikov in s tem zmanjšane prostornine morij ter nižje temperature morske vode. Geokronološko razčlenitev sosledja pleistocenskih hladnih in toplih obdobij pa so omogočili podatki izotopnih analiz izvlečenih jeder globoko morskega mulja (^{14}C, K_{Ar}) in podatki paleomagnetnih raziskav.

Sedmo poglavje vsebuje opis sedimentov pleistocenskih toplih obdobij, interglacialov in interstadialov ter pregled sprememb vegetacije, živalstva, preperevanja kamnin in nastanka tal zaradi menjave hladnih in toplih obdobij. Podrobneje opisuje procese nastanka tal v toplih obdobjih ter različne tipe tal. Na koncu poglavja se dotakne tudi sledov človekove dejavnosti, ki so se ohranili v pleistocenskih sedimentih. Opozarja, da na osnovi ostankov človeških kultur (artefaktov) ni mogoče zanesljivo stratigrafsko razčleniti pleistocenskega obdobja. Kulture so se namreč izredno počasi širile iz enega območja na drugo, tako da jih geokronološko ni mogoče poistovetiti.

V osmem, devetem in desetem poglavju je prikazan potek poledenitev v severni Evropi, v Alpah in nemškem sredogorju. Na Nizozemskem, pa tudi v Nemčiji so na osnovi rezultatov paleobotaničnih raziskav debelih plasti jezerskih, barjanskih in delno morskih sedimentov sprejeli razčlenitev pleistocena na 6 hladnih in 5 vmesnih toplejših obdobij oziroma kompleksov. Vsak od teh pa vsebuje več hladnih in toplih stadijev. Najstarejše hladno obdobje, Prätegelen sega po Gibbardu (1991) 2,5 milijona let nazaj, kjer naj bi bila tudi meja med pleistocenom in pliocenom. Jasne sledove poledenitev pa je v Nemčiji, Poljski in Danski pustila elsterska ledena doba, ki jo uvrščajo v zgornji del srednjega pleistocena.

Razčlenitev pleistocena sloni v Alpah na morfostratigrafiji, osnovala pa sta jo Penck in Brückner. Ugotovila sta 4 poledenitve (günz, mindel, rüss in würm) in 3 vmesna topla obdobja. Le za tri poledenitve sta našla odgovarjajoče morene in z njimi povezane fluvioglacialne prodne zasipe oziroma prodne terase. Kasneje sta Weinberger (1950) in Kohl (1958) ugotovila ustrezne sedimente četrte ledene dobe v Avstriji. Eberl (1930) in Schaefer (1956) sta ugotovila fluvioglacialne zasipe še dveh starejših hladnih dob (donav in biber).

Pleistocenski sedimenti niso v alpskem prostoru nikjer v celoti ohranjeni, zato je razčlenitev pleistocena v Alpah negotova. Danes se poleg morfostratigrafske metode v Alpah vse bolj uveljavljajo lito- in biostratigrafske ali paleomagnetne metode, ki jih je mogoče uporabiti v drobnozrnatih jezerskih in barjanskih sedimentih, odloženih v globokih, tektonsko pogojenih udorinah.

V desetem poglavju se na kratko dotakne tudi sledov pleistocenskih poledenitev v nemškem sredogorju, Juri, Schwarzwaldu in Vogezih.

V enajstem poglavju podrobno obravnava razvoj rečnih tokov v Nemčiji, Donave, Maine, Mosele, Rena, Elbe in Odre. Le-tega je mogoče slediti na osnovi položaja ohranjenih rečnih teras in sestave prodnega zasipa v teh terasah. Na območju Dunaja je bilo ugotovljenih 7–8 različnih prodnih zasipov, ki naj bi nastali v hladnih obdobjih, vendar jih ni mogoče neposredno povezati s poledenitvami v Alpah. Van Husen (1983) poudarja, da se povečano nanašanje proda v rečnih dolinah začne z vsakim poslabšanjem klimatskih razmer v gorovju in s tem povezanim umikom vegetacije v nižine. Zaradi povečane erozije na golih pobočjih gora nanašajo namreč hudourniki v reke velike količine proda, katerega le-te nato prenašajo navzdol.

Severonemške reke so prvotno tekle proti severu, nato pa so se zaradi tektonskih premikov in poledenitev v starejšem in srednjem pleistocenu preusmerile proti vzhodu (Elba, Odra). Zaradi zajezitve na robu celinskega ledenega pokrova so natala obsežna jezera, v katerih so se odložile debele plasti jezerskih sedimentov. V splošnem so celinski led in ledeniške vode povsem preoblikovale severnonemško pokrajino.

V dvanajstem poglavju na kratko obravnava eolske sedimente v Nemčiji in Avstriji. Omenja profil pri Kremsu v Avstriji, ki obsega 45m debele hladnodobne puhlične sedimente. Fink in Kukla (1977) sta razčlenila celoten profil na 16 plasti fosilnih tal, ki so nastale v toplih obdobjih, in na 15 vmesnih plasti puhlice. Na osnovi podatkov paleomagnetnih meritev naj bi celoten profil obsegal milijon let.

V trinajstem poglavju primerja evropske razčlenitve pleistocena z razčlenitvami drugod po svetu. Pri tem ugotavlja, da Penck-Brücknerjeve alpske razčlenitve pleistocena, ki sloni na morfostratigrafiji, ni mogoče prenesti drugam. Prav tako je ni mogoče uskladiti s stratigrafsko razčlenitvijo globokomorskih usedlin. Zato so raziskovalci, ki delujejo v okviru IGCP – projekta 24: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, predlagali, da kaže Penck-Brücknerjevo razčlenitev pleistocena opustiti.

Mnogo zanesljivejša je razčlenitev pleistocena, ki sloni na osnovi raziskav globokomorskega mulja oziroma analiz izotopa ^{18}O lupin foraminifer v usedlinah. Podatki teh raziskav namreč omogočajo slediti klimatskim spremembam skozi vse obdobje pleistocena oziroma 1,5 milijona let nazaj. Enakovredne podatke nudijo raziskave debelih plasti kopenskih sedimentov v Kolumbiji ter puhlični sedimenti na Kitajskem in v centralni Aziji, ki prav tako obsegajo celotno pleistocensko obdobje.

Na koncu poglavja opozarja, da je mogoče slediti starejše poledenitve tudi na Islandiji. Tako tam razlikujejo glacialne sedimente 18 poledenitvenih dob, ki jih je bilo mogoče zelo točno geokronološko opredeliti z izotopskimi in paleomagnetnimi preiskavami vmesnih plasti vulkanskega pepela. Notranji ledeni pokrov je po teh podatkih obstajal že pred 2 milijonoma let.

V štirinajstem poglavju je podan kratek pregled dosedanjih raziskav kvartarja vključno s holocenom. Pri tem poudarja, da lahko na osnovi poznavanja vzrokov številnih, tudi zelo kratkotrajnih klimatskih nihanj v pleistocenu predvidimo razvoj klime tudi v bodočnosti. Pri tem ima posebno vlogo naraščanje vsebnosti CO_2 v atmosferi. Ta povzroča učinek tople grede, s čimer vpliva na splošno zvišanje temperature na zemlji.

Knjigi je na 40 straneh dodan obširen seznam literature; koristen bo vsem raziskovalcem kvartarja, ki želijo poglobiti svoje znanje.

Ljubo Žlebnik

Renato Vidrih & Vasja Mikuš: **Minerali na Slovenskem,** 1995, 1. izdaja, Tehniška založba Slovenije, 211 fotografij, 22 risb, 379 strani, vezano, format knjige 19,5 × 13cm, Ljubljana ISBN 86-365-0184-9.

Avtorja knjige, Renato Vidrih in Vasja Mikuš (v nadaljnjem tekstu V & M) sta navdušena zbiralca mineralov in kamnin, ki sta jih številne že sama našla in nabrala. Pregledala sta tudi naši največji javni zbirki, predvsem mineraloško zbirko pri Odseku za geologijo Univerze v Ljubljani, zbirko Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani in nekaj privatnih zbirk. Sad njunega prizadevanja je knjiga, ki nam v besedi in sliki opisuje lepoto prek 100 mineralov, ki so bili najdeni na Slovenskem in so vidni s prostim očesom. Opremljena je z izvrstnimi fotografskimi posnetki mineralov. Ker je avtor večine fotografij Marjan Grm, menim, da bi tudi njemu pripadalo soavtorstvo.

Knjiga je poljudne narave. Avtorja sta jo razdelila v dva dela. V prvem delu opisujeta splošne lastnosti kristalov (str. 17–60): pogoje za njihov nastanek, njihovo notranjo zgradbo, zunanjo obliko, njihov kemizem in fizikalne lastnosti. V drugem delu sta podala pregled njima znanih mineralov v Sloveniji (str. 61–333). Pri tem se držita klasifikacije mineralov po njihovi kemijski sestavi in strukturi, kar je osnova sistematične mineralogije. Na koncu je dodan Slovarček s kratkimi opisi drugih mineralov in pojmov, ki v tekstu niso omenjeni (str. 334–358).

Glavni namen knjige je predstaviti znane minerale na ozemlju današnje Slovenije in opisati njihove lastnosti in posebnosti v preprostem jeziku, ki mora biti razumljiv vsakomur, tudi nestrokovnjakom. To je težka in odgovorna naloga, ki vsekakor zasluži pohvalo. Vendar pa sem pri branju knjige naletela na precej stvari, s katerimi se ne morem strinjati. Moje opombe se nanašajo v glavnem na petrografsko tematiko, splošnega značaja pa so: nesprejemljivo slovenjenje mednarodno uveljavljenih imen mineralov, včasih nerodno opisovanje njihovega kemizma in naštevanje drugih že zastarelih imen mineralov, nekatera imena pa so celo prevodi iz tujejezičnega okolja. Menim, da s slovenjenjem lahko zabrišemo pravo ime raziskovalca, geografski izvor in še kakšno značilnost minerala, kar je razvidno iz njegovega imena: to pa je tudi del njegove identitete. Slovenjenje nujno zahteva dobro poznavanje izgovarjave in razumevanje tujega jezika, sicer lahko pride do nesmiselnih besed. V tekstu je najti vrsto slabo razloženih pojmov, nekateri pa so celo napačni.

V nadaljevanju naj navedem nekaj značilnih primerov.

Številni minerali in kamnine so poimenovani po zaslužnih osebnostih, zlasti mineralogih raznih narodnosti, deloma tudi po krajih dežel, kjer so bili ustrezni vzorci prvič najdeni. V naši praksi smo se doslej večidel držali poimenovanja v izvirni pisavi. Tudi v mednarodni strokovni literaturi jih najdemo označene tako. V & M sta v svoji knjigi vsa taka imena na željo založbe poslovenila, vendar za te spremembe nosita odgovornost sama! Pisala sta imena mineralov tako, kot jih izgovarjamo mi, Slovenci. Slovenski pravopis, 1962, Ljubljana, pa navaja na str. 49: »Pri navajanju tujih tekstov, zlasti še imen, se zato ravnamo po tehle načelih: Strogo znanstveni zapis največkrat upošteva izvirne pisave, pri prepisu pa z vso grafično natančnostjo prenaša črke z vsemi diakritičnimi znamenji, v poljudni rabi pa brez njih.«

Navajam nekaj primerov slovenjenja imen mineralov.

Mineral goethit je poimenovan po J. W. von Goethe-ju. Udomačeni izraz je getit, kar bi lahko izpeljali tudi iz židovskega geta. Zlasti težko je sloveniti francoske besede. Mineral descloizit je imenovan po francoskem mineralogu A. Des Cloizeaux-ju. Ime minerala se pravilno izgovarja deklwazit, poslovenjen po V & M je napačno deskloizit. Pravilno poimenovanje zoisita in klinozoisita – po našem Ž. Zoisu – je poslovenjeno

kot cojzit in klinocojzit. Napačno je slovenjen zeolit heulandit kot hevlandit. Mineral je imenovan po angleškem zbiralcu mineralov H. Heuland-u, ki se izgovarja hjulend, pravilno slovenjeno ime pa je hjulendit. Pri berilu sta navedeni kot drugi imeni bixbyit in biksbit. Vendar je bixbyit manganovo-železov oksid, bixbit pa je redek kosmuljastordeč različek berila. A slovenjena sta oba minerala samo kot biksbit, avtorja sta ju skupaj napisala dvakrat narobe: enkrat pri berilu in nato še v Slovarčku. Pri mineralu valentinitu pa sta drugi imeni malo rabljeni exitilit in eksitilit; pravilno pa je samo exitelit.

Vendar s tem spisek slabo slovenjenih mineralov še ni končan. Obstaja pa skupina mineralov, kjer se je slovenjena oblika že udomačila, npr. boksit namesto bauxit, avripigment namesto auripigment. V knjigi jih je kar nekaj, ti bodo ostali.

Slovenjenju za vsako ceno mora napraviti konec ustrezna skupina strokovnjakov, ki naj bi postavila tudi neka splošna načela, kaj lahko slovenimo in kaj ne.

Glede »drugih imen« mineralov pa tole. Pri nekaterih res uporabljamo npr. za halkozin kuprein, kuprit, redrutit. A zastarelih imen v tej knjigi nima pomena navajati. Stara domača slovenska imena, kot grintavec za dolomit, krvavec za hematit ali težec za barit, pa je zanimivo poznati; avtorja sta to tudi upoštevala. Ni pa prav, da sta tem imenom včasih dodala še slovenjena tuja lokalna imena, npr. za avripigment: kraljevo rumena = Königsgelb, perzijska rumena = Persischgelb in opojno rumena = Rauschgelb. Taka lokalna imena povzemata V & M večinoma iz nemškega mineraloškega leksikona Strübla in Zimmerja, iz leta 1982, a jih pogosto slabo prevedeta. Nesprejemljiva je tudi zbirka drugih imen pri kremenu: kvarc (iz nemškega Quarz ali angleškega quartz), Zepterquarz (v nemščini se zaenkrat pišejo imena z veliko začetnico in v tem primeru še skupaj) zapisano zepter quarz in še huje cepter kvarc je jezikovno posilstvo. Fonetično napisana nemška imena niso nobena druga imena, npr. raukvarc ni nič, pravilno je samo Rauchquarz, ki se izgovarja kot rauhkvarc. Če bi avtorja že hotela navajati tudi tuja imena, naj bi to napravila z opombo, npr.: quartz (angl. in franc.), Quarz (nem.).

Pri opisu kremena je po avtorjih to najbolj razširjen mineral na zemlji. Vendar so v zemljini skorji najpogostnejši minerali skupine glinencev z 58 vol. %; slede pirokseni in amfiboli s 13 vol. % in nato šele kremen z 11 vol. %. Kremen je zato bistvena sestavina številnih kamnin. Pač pa je v zemljini skorji od vseh oksidov največ silicijevega dioksida, ki ga je vezanega in prostega okoli 60 utež. %. Kristali kremena so najbolj razširjeni in občudovani minerali alpskih razpok. Zbiralcem mineralov gre mnogo zaslug, da so jih v zadnjih letih odkrili tudi v raznih krajih Slovenije. Mineralizacija alpskih razpok se loči od drugih hidrotermalnih procesov, ker raztopine niso vezane na preostanek talin. Vroče raztopine so spirale material same prikamnine in ga ponovno odlagale kot kristale v razpokah in votlinah, kjer so kristali lahko prosto rastli. Najbolj spektakularen mineral tega nastanka je poleg številnih drugih kamena strela. Mineralizacija alpskih razpok je lahko potekala v sedimentnih in metamorfnih kamninah – ne samo v magmatskih – in je vezana na razpoke, ki so nastajale med gorotvornostjo. Ker so alpske razpoke tako pomembno nahajališče lepo razvitih kristalov, bi jih bilo treba omeniti že v tekstu, najmanj pa v Slovarčku.

Avtorja omenjata kremen tudi zaradi njegove piroelektrične lastnosti. Toda kremen je pomemben predvsem v elektrotehniki zaradi svojih piezoelektričnih lastnosti. Značilen in tehnično uporaben po svoji piroelektričnosti pa je turmalin. Pri kremenovem različku ametistu je omenjeno, da je vzrok njegove vijoličaste barve majhna primes trivalentnega železa. Vendar je potrebno poleg tega tudi dovolj časa trajajoče obsevanje z žarki gama, ki razen drugih sprememb spremeni tudi del trivalentnega

železa v štirivalentnega. Ta pa zasede prostor silicijevega iona. Pri teh vrstah obarvanja ne gre torej samo za mehanske primesi, ki bi dale mineralu barvo.

Pri vsakem od naštetih mineralov je podana tudi njegova formula, ki nam pove kemijsko sestavo. V & M naštejeta v formuli navedene kemijske elemente še z besedami, kar je pri mineralih z zapleteno sestavo kar celovrstično (strani 289, 291 in 292) in povsem odveč. Čému služi z besedami izražen kemizem minerala rogovače: natrijev kalijev kalcijev magnezijev železov aluminijev hidroksi alumosilikat? Za komplicirano grajene silikate, ki vsebujejo (OH) ion, V & M pri navajanju kemijske sestave pogosto uporabljata izraz »hidroksi«, kar ni pravilno. Primer za zoisit je: kalcijev aluminijev hidroksi alumosilikat. Pogosto pa ta hidroksi kar izpustita npr. pri lojevcu in stavrolitu. V tuji literaturi pa pišejo o silikatih z (OH) skupino ali z (OH) ionom, ki ga imenujejo tudi »hidroksil«. Silikate z (OH) ionom smo do sedaj pri nas označevali tudi kot hidrosilikat.

Klorit vsekakor ni kloritoid, s katerim ga V & M kar enačita. Skupina kloritov spada k monoklinskim Mg-Fe-Al filosilikatom, ki sebujejo (OH) skupino in so zelo spremenljive sestave. Kloritoidi pa pripadajo Fe-Al nezosilikatom s tetraedru tujim ionom in (OH) skupino ter so triklinski in monoklinski. Kemijska formula ustreza kloritovi, formula med tekstom pa kloritoidovi sestavi! Klorit ima v procesu regionalne metamorfoze zelo široko območje kristalizacije v odvisnosti od kemijske sestave edukta. Na Pohorju pa kristalizira tudi kloritoid. Njegovi potektonski in številni drobni blasti so kristalizirali v filonitu, ki doseže precejšnjo debelino. Kloritoid je pomemben kazalec tlaka in temperature pri regionalni metamorfozi.

Mineral stavrolit, ki vsebuje (OH) skupino, vsekakor ni alumosilikat, temveč je aluminijev silikat! Stavrolitovi spremljevalci so pravilno navedeni. V zadnjem odstavku pa je omenjeno, da nastopa stavrolit skupaj z lojevčevimi skrilavci, kar ni možno! Stavrolit je značilen mineral metapelitov. Lojevec pa je magnezijev mineral in tega elementa je za njegov nastanek v metapelitih premalo. Drobni mastni agregat, v katerem je najden stavrolit, je zelo verjetno sericit ali muskovit.

Korund, najden na Pohorju, ni primarni mineral, temveč mikrokristalni agregat bolj ali manj retrogradno spremenjenega eklogita. Le redko še vidimo, da raste po prvotnem distenu, ki ga nadomešča. Najdemo ga tudi v drobnih laminah in ne v plasteh, kjer predstavlja tektonsko razvaljan agregat korunda. Kljub temu, da je redek, ga lahko prepoznamo po njegovi rožnati barvi. Korund je omenjen tudi v zvezi s kontaktnometamorfnim mineralom margaritom, ki naj bi nastal s preperevanjem korunda (!). Korund kristalizira pri visoki stopnji metamorfoze in je tudi magmatski mineral. Zaradi svojih lastnosti spada med žlahtne kamne, je pa tudi abrazivno sredstvo. Torej je zelo obstojen in ne prepereva, pač pa stopa v metamorfne mineralne reakcije. Margarit ni kontaktnometamorfni mineral, temveč nastaja med regionalno metamorfozo in lahko kristalizira v zelo širokem območju tlaka in temperatur, predvsem iz metalaporjev. Margarit je kalcijeva sljuda, ki je po videzu zelo podobna margaroditu in je kalijevo-natrijeva sljuda.

Pri naštevanju mineralov, najdenih v Sloveniji, so nekateri minerali označeni, kot da bi bili enakovredni. V nekaterih primerih je to pravilno, npr. za kremen-citrin, kar pa ne velja za primer bronzit-bastit. Oba minerala sta v tekstu sicer pravilno opredeljena. Vendar je bronzit visokotemperaturni magmatski mineral, bastit pa je produkt nizkotemperaturne hidrotermalne retrogradne spremembe, ki je popolna orientirana psevdomofroza po bronzitu.

Omfacit je poleg granata bistveni mineral eklogitov. Da monoklinski piroksen lahko pravilno označimo za omfacit, mora ta vsebovati več utežnih odstotkov natrijevega

oksida. Primes kromovega oksida obarva omfacit živozeleno. V različkih eklogita, ki vsebujejo manj aluminija in več železa, pa je celotna kamnina temnejša in sta zato temnejša tudi njen omfacit in granat. Wollastonit je kontaktnometamorfni mineral, ki kristalizira v razmerah regionalne metamorfoze le v posebnih primerih. Če je med regionalno metamorfoziranimi marmorji nad Vitanjem pravilno določen, zasluži posebno pozornost!

Nepravilno je razložena zveza med monoklinskim klinozoisitom-epidotom (str. 268) in zveza rombičnega zoisita z epidotom (6. in 7. vrstica teksta na str. 270). Vsi ti minerali so kalcijevo-aluminijevi silikati z (OH) skupino in z zapleteno strukturno zgradbo. Velika večina monoklinskih različkov gradi trdne mineralne raztopine v poljubnem razmerju med obema končnima členoma: klinozoisitom in epidotom. V epidotu je del aluminija zamenjan z železom in odtod izvira njegova bolj ali manj intenzivno rumenozelena barva. Klinozoisit je svetel, ker skoraj ne vsebuje železa. Mineral zoisit pa je rombičen in predstavlja polimorfno obliko klinozoisita. Kristalizira v visokometamorfnih razmerah. Vrsta monoklinskega klinozoisita-epidota je značilna za regionalno metamorfozirane zelene skrilavce. Navedene mineralne različke s Pohorja lahko ločimo optično, če so le dovolj veliki.

Na str. 302 je omenjena kristalizacija biotita na Kranjski rebri. Verjetno gre za stilpnomelan.

Pri opisu vsakega minerala so poleg domačih najdišč običajno izčrpno navedena še tuja. Ker knjiga opisuje slovenske minerale, tuja ne spadajo vanjo!

V Slovarčku so pojmi, med katerimi so nekateri narobe, številni pa slabo tolmačeni, kar velja za dobršen del celotnega teksta. Samo nekaj primerov: čizlakit (pohorska globočnina, ki je bila že temeljito raziskovana, ne pripada granodioritom), granit (magmatska kamnina-globočnina!), hidrotermalne raztopine (pravilno: vodne raztopine, bogate z mineralno snovjo), kloritno-amfibolitni skrilavec (pravilno: kloritno-amfibolov skrilavec), klivaža (clivage, franc., cleavage, angl.); pravilno slovenjeno je klivaž. Knjiga je izrazito mineraloška, avtorja pa navajata petrološki pojem klivaža, po naše cepljivost. Kristalografsko pa je to razkolnost mineralov vzdolž ploskev, ki so določene s strukturo kristala, značilna npr. za muskovit, piroksene in amfibole idr.) metamorfizem (je proces, v katerem trdne kamnine v trdnem stanju rekristalizirajo in se pri tem bolj ali manj deformirajo. Značilno je, da postanejo nekateri minerali neobstojni, a kristalizirajo drugi. Glavni vzroki sprememb so višji tlak in temperatura, možen je tudi dotok snovi), parageneza (lepo slovensko ime je združba), pnevmatoliza (je sprememba kamnin zaradi delovanja plinov, vezanih na magmatsko aktivnost); radioaktivni element (to je lastnost nekaterih nestabilnih elementov, da se spremene v druge elemente z oddajo pozitivno nabitega helijevega jedra = delec α, negativno nabitega elektrona = delec β ali elektromagnetnega sevanja γ); sljudnati skrilavci (kloritni skrilavci niso sljudnati skrilavci).

Ni mi jasno, zakaj se avtorja pri razlagi osnovnih geoloških pojmov nista naslonila na pojmovno dobro dodelane tuje geološke slovarje.

V Slovarčku pa manjkajo pojmi, ki niso razloženi spredaj med tekstom, mnogo pa jih je, ki v tekstu sploh niso omenjeni. Nekaj primerov: razdelnost mineralov (str. 29 in 31), ioni, kationi, anioni (str. 44), pasnatost (str. 46, verjetno conarnost), kristalizirani minerali (str. 51; gre za prosto rastoče, lepo razvite minerale, in ne take, ki so drug drugega ovirali v rasti). Avtor tab. 1 na str. 20 ni Schneiderhörn temveč Schneiderhön. Ker so v tej tabeli navedeni nekateri sekundarni minerali, zakaj ni v njej bistvenih mineralov magmatske diferenciacije?

Prvi opisani mineral v knjigi je samorodno zlato. Pojavlja se tudi v obliki tenkih

lusk, zrn ali večjih kosov (angl. nugget), ki jih prenaša voda in večinoma odlaga kot naplavljeno zlato. Prodnik za nugget ni ustrezen izraz. Slovenije za časa Plinija tudi še ni bilo!

Strinjam se z mnenjem V & M (str. 287), da Pohorje ni dovolj raziskano. Vendar bi morala avtorja poznati in razumeti vsaj do sedaj raziskani material, večinoma objavljen v Geologiji; le-ta pa je omenjena samo enkrat, in to letnik 1953! Nekaj od obravnavane snovi je bilo objavljeno tudi v Proteusu in Rudarsko-metalurškem zborniku, Ljubljana.

Ljubitelji-iskalci kristalov lahko mnogo pripomorejo tudi strokovnjakom. Obe dejavnosti morata biti medsebojno povezani. Lep primer takega sodelovanja poznamo iz Avstrije. Lepo kristaliziranih mineralov ne iščemo le v najlažje dostopnih terenih, to je v kamnolomih in rudnikih (str. 23), temveč tudi v gozdu, na odmaknjenih golicah, pokritih z mahovjem in v težko dostopnih krajih.

Avtorja R. Vidrih in V. Mikuš sta v knjigo o mineralih na Slovenskem vložila veliko truda, kar je hvale vredno. Žal je bilo v tekstu napravljenih mnogo neodpustljivih napak, ki zahtevajo čimprejšnje popravke. To delo bo zahtevalo širše sodelovanje in razčiščenje tako problema slovenjenja imen mineralov kot nekaterih strokovnih pojmov in včasih tudi strokovne razlage.

Ta kritična ocena naj bi bila predvsem spodbuda za nadaljnji korak k izboljšanju sicer dobro zasnovanega pregleda slovenskega mineralnega bogastva.

Ana Hinterlechner-Ravnik

Navodila avtorjem

GEOLOGIJA objavlja originalne znanstvene razprave in strokovna poročila iz geoloških in sorodnih ved. Njen osnovni namen je seznanjati domačo in tujo strokovno javnost s sprotnimi stanji geološke nacionalne vede v Sloveniji in z dosežki tujih vrhunskih geologov v svetu. Rokopisi prispevkov naj praviloma ne bodo daljši od 50 tipkanih strani, v kar so vštete tudi slike, tabele in table. Le v izjemnih primerih (natisi habilitacijskih, doktorskih in magistrskih del) je možno ob predhodnem dogovoru z uredništvom tiskati tudi daljše prispevke.

GEOLOGIJA izhaja praviloma enkrat letno v obsegu 40 do 45 avtorskih pol. Če pa bo uredništvo kdaj dobilo več prispevkov, bo revija izšla dvakrat ali celo večkrat letno. Vse prispevke recenzirajo domači in tuji vrhunski strokovnjaki in so avtorji dolžni njihovo pisno mnenje upoštevati ter svoje prispevke po potrebi tudi dopolniti.

V želji, da bi z našimi izsledki v slovenski geološki vedi seznanjali čimširši krog strokovnjakov po svetu, bodo odslej vsi prispevki v GEOLOGIJI objavljeni pretežno v angleškem oziroma nemškem jeziku. Prispevke, ki obravnavajo snov slovenske geologije, morajo avtorji pripraviti vsaj v tretjini celotne vsebine za objavo v slovenskem jeziku kot povzetke. Za prevode poskrbijo avtorji prispevkov sami, uredništvo opravi le jezikovne popravke.

Prispevke je treba oddati uredništvu v dveh izvodih, napisani naj bodo praviloma s tiskalnikom (le izjemno s pisalnim strojem) in zapisani tudi na računalniški disketi. Rokopisi naj bodo napisani z dvojnim presledkom med vrsticami in s 3 cm širokim levim robom, vsak odstavek naj se začne z umikom v desno. Za vsakim ločilom mora biti presledek. Pisci prispevkov naj imena citiranih avtorjev med besedilom prispevka in pri naštevanju literature podčrtavajo črtkano, imena fosilov (rod in vrsto) pa valovito. Vse drugo bo uredilo uredništvo.

Naslovi prispevkov naj bodo kratki in naj ne presegajo 12 besed. Če je prispevek napisan v slovenskem jeziku, mora biti njegov naslov preveden tudi v angleški oziroma nemški jezik. Poleg avtorjevega polnega imena in priimka naj bo podano tudi njegovo mesto službovanja s polnim naslovom vred. Vsebine oziroma kazala pri normalno dolgih prispevkih ne objavljamo.

Na začetku vsakega prispevka je treba napisati kratko vsebino oziroma abstract, ki naj ne presega tisoč tiskovnih znakov. Pri slovensko napisanih prispevkih mora biti kratka vsebina napisana v slovenskem in angleškem oziroma nemškem jeziku.

V literaturi naj avtorji prispevkov praviloma upoštevajo le tiskane vire, rokopise naj navajajo v izjemnih in nujnih primerih z navedbo, kje so shranjeni. V seznamu literature navajajte samo v prispevku omenjena dela. Med besedilom prispevka citirajte samo avtorjev priimek brez inicialke njegovega imena (inicialko navajajte samo, če je več avtorjev z istim ali enakim priimkom), v oklepaju pa navajajte letnico izida navedenega dela in po potrebi tudi stran. Če navajate delo dveh avtorjev, izpišite med tekstom prispevka oba priimka (npr. Jurkovšek & Ogorelec, 1991, 305), pri treh ali večih avtorjih pa napišite samo prvo ime in dodajte et al. z letnico (npr. Mlakar et al., 1992). Literaturo navajajte po abecednem redu.

Primer citirane revije:

Pleničar, M. 1993: Apricardia pachiniana Sirna from lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau). – Geologija, 35, 65–68, 1 fig., 1 pl., Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. – Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – Verh. Geol. B. A., 4, 583–593, Wien.

Primer citirane knjige:

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Črno-bele fotografije morajo biti izdelane na trdem belem gladkem papirju z visokim leskom. Le izjemno je možno objaviti tudi barvne slike, vendar samo po predhodnem dogovoru z uredništvom. Črtne risbe morajo avtorji oddati na prosojnem papirju ali na folijah. Risbe naj bodo izdelane izredno natančno. Zaradi enotnosti risb uredništvo pri večini prispevkov na svoj strošek poskrbi za njihovo ponovno prerisavo. Pri pripravi črtnih slik obvezno upoštevajte zrcalo revije 12,6 × 18 cm, zato pazite na velikost črk, znakov in debelino črt in imejte v mislih, da morajo biti ob morebitni pomanjšavi slik črke visoke najmanj 1 mm. Večjih formatov od omenjenega zrcala GEOLOGIJE ne tiskamo na zgib, je pa možno, da večje oziroma daljše slike natisnemo na dveh straneh (skupaj na levi in desni strani) z vmesnim »rezom« ali zgibom. Slike obeležite s številkami. V besedilu prispevka morate omeniti vsako sliko po številčnem vrstnem redu, uredništvo pa poskrbi, da bo natisnjena na odgovarjajočem mestu.

Tabele napišite s tiskalnikom ali pisalnim strojem tako, da jih je možno neposredno preslikati oziroma kliširati. Pri tem upoštevajte zrcalo revije in velikost črk ob morebitni pomanjšavi. Pri korekturah tabel ni možno več popravljati ali dopolnjevati.

Table pripravite v formatu zrcala naše revije, če jih je potrebno pomanjšati, podajte na njihovih slikah merilo ali ob že upoštevanem zmanjšanju navedite velikost predmetov v podnaslovu. Prostor na tablah čimbolj zapolnite in ne puščajte nepotrebnih praznin.

Podnaslove k slikam, tabelam in tablam, ki morajo biti pri dvojezičnih člankih tudi dvojezično napisani, avtorji priložijo na posebnih listih enega pod drugim. Zato teh podnaslovov ne pišete med besedilom prispevka. Številko slike in tabele napišite na levem praznem robu prispevka pri besedilu tam, kjer je le-ta omenjena. Podnaslovi naj bodo po možnosti čimkrajši.

Korekture odtisov opravijo avtorji prispevkov, ki lahko popravijo samo tiskovne napake. Krajši dodatki ali spremembe pri korekturah so možne samo na avtorjeve stroške. Če avtor v določenem roku korektur ne vrne, le-te opravi uredništvo na avtorjeve stroške.

Avtorji prejmejo 50 separatov brezplačno, za dodatno plačilo pa je moč naročiti še neomejeno število separatov. Uredništvo sprejema prispevke do vključno 30. junija v tekočem letu in se obveže, da bodo le-ti tiskani v treh mesecih. Avtorje prosimo, da prispevke pošiljajo na naslov uredništva.

Geologija
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva ul. 14
1000 Ljubljana
Slovenija

Uredništvo

Instructions to authors

GEOLOGIJA issues authentic scientific papers as well as expert reports on the sphere of geological and related sciences, its main purpose being to appeal to the Slovene and foreign public and make it acquainted with the state of the national geologic science and the acquisitions of top experts in the geology domain of the world. The article scripts should not exceed the extent of 50 pages, figures, tables and plates included. Exceptions to this rule i.e. publication of longer articles (such as papers presenting higher university habilitation as well as master's degrees and doctor's theses) could be agreed upon on the basis of a preliminary arrangement made with the editorial board.

GEOLOGIJA appears normally once a year comprising 40 to 50 author's sheets. Should the editorial board receive more articles, the periodical will be issued twice a year or even more. All the articles are subdued to a professional revision by eminent Slovene and foreign experts, moreover the authors of the articles are bound to take into consideration their written account and even to complete their contributions eventually.

Aiming at a worldwide recognition of the latest discoveries in the field of Slovene geology bringing it thus closer to a larger circle of experts, we have envisaged a predominantly English and German version of the articles published from now on in the GEOLOGIJA review. The articles dealing with the issues on Slovene geology are supposed to have at least one third of the entire content published in Slovene in the form of an abstact. The translation is procured by authors themselves, the editorial board will secure the language corrections.

Two copies of articles are to be delivered to the editorial office, written on computer (only exceptionally on a typewriter) and recorded on computer diskette as well. Double spacing and three cm left margins should be used, paragraphs starting with indent, each punctuation mark must be followed by space. The names of authors quoted in the text and in the bibliography should be underlined by a broken line while the names of fossils (species and genus) by a sinuous line respectively. The rest will be seen to by the editorial board.

The title of the article should be rather short, not exceeding 12 words. In case of the article being written in Slovene language, there is a demand for the title being provided in English or German, as well. Besides the author's full name, his complete official address should be stated, too. The table of contents or the index following the articles of normal length are not published.

The article should be preceded by a brief summary or abstract not surpassing 1000 print signs. Articles written in the Slovene language should dispose of a short outline in Slovene, English and German respectively.

As to the bibliography, the authors should, as a rule, consider only printed sources, manuscripts being quoted exceptionally, when absolutely necessary, with the exact address of the manuscript depository. The bibliographic list should comprise only the works mentioned in the article. In the article text the mere surname of the author is to be quoted, i.e without the initials of his name (initials being quoted only in case of several authors by the same name), while the year of publication – if needed, even the page – is quoted in parentheses. In case of a two-author quotation, the two surnames are to be written out within the text of the article (for example: Jurkovšek & Ogorelec, 1991, 305), while in case of a three or several authors

quotation, write out only the first name and add et al., the date included (ex. g. Mlakar et al., 1992). The literature is to be quoted following an alphabetic order.

Example of review quotation:

Pleničar, M. 1993: Apricardia pachiniana Sirna from lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau). – Geologija, 35, 65–68, 1 fig., 1 pl., Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. – Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – Verh. Geol. B. A., 4, 583–593, Wien.

Example of book quotation:

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Black and white photographs are to be produced on hard white high glistening smooth paper. Coloured photographs will be published exceptionally only, according to a previous agreement with the editor. Line drawings are to be delivered on transparent paper or folio. Drawings must be carried out with extreme accuracy. For the sake of unity the editorial staff will, in most cases, provide and finance a redrawing of sketches. While preparing the sketches, pay attention to the review type face 12,6 × 18 cm, heed the size of letters, signs, and line boldness as well bear in mind the cases of figure diminishing where letters must preserve the size of 1 mm, at least. Greater formats than the above mentioned type face of GEOLOGIJA are not printed as folded additons; the boarding staff admits, nevertheless, of the possibility of having a larger and longer figure printed on two pages (left and right side together) with an intermediate »cut« or folding. The figure is to be provided with a number, numeric order of each figure is to be referred to throughout the text of the article, whilst the editor board will see to its being printed at where it belongs.

Tables should be made on a printer or typewriter to permit their immediate copying or clichéing, respectively. The review type face should not be neglected, either, as well as the letter size in case of diminishing.

The plates are to conform to the review type face; if a diminishing is needed, add a scale to their pictures or, in case of the diminishing having already been taken into account, the size of objects in the subtitles should be stated. The space on tables should be made a good use of, leaving no unnecessary blanks.

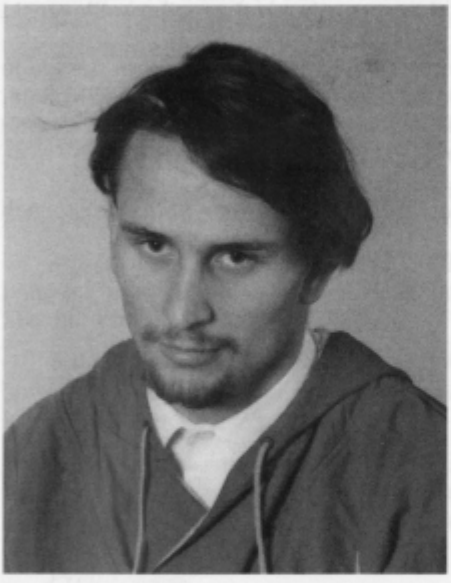
Subtitles to figures, tables and plates of bilingual articles are to be written in both languages as well, authors are asked to deliver them in a subsequent order on special sheets, that's why these subtitles do not figure in the text itself. The number of the figure and table is to be noted on the left margin of the wording where the mention is being made. Subtitles should be as brief as possible.

Proof-checkings are carried out by the authors of the articles themselves who are only to correct the misprints, however. Shorter additional remarks or changes while proofreading will be tolerated only at the expenses of the author himself. If the corrections are not returned in due time, the editor staff will effectuate proff-reading at the expenses of the author.

Authors will be sent 50 issues free, an additional payment entailing, however, an unlimited number of copies ordered. Articles shall have been entered by 30th June of the current year and the editorial board will commit itself to print them in a three months' time. The authors are requested to send the articles to the address of the editorial board. i.e.:

Geologija
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva ul. 14
1000 Ljubljana
Slovenija
Editorial board

V spomin mag. Luki Šribarju, 1965–1996



Verjetno že dolgo ni nobena vest tako ostro zarezala v naša srca kot vest o nenadni smrti mladega prijatelja in sodelavca Luke Šribarja. V spominu je ostal njegov prešerni nasmeh ob slovesu, ko je odhajal na več kot zaslužene počitnice v Združene države Amerike. Garač je bil, vsi smo mu počitnice privoščili, še posebno zato, ker smo vedeli, da je že mesece dolgo sanjal o divjih vodah Kalifornije. Še zadnje dni pred odhodom je v pozne nočne ure končeval grafike stratimetrijskih profilov, ki smo jih rabili za objavo Formacijske geološke karte, povedal, kdo nam lahko med njegovo odsotnostjo priskoči na pomoč in odšel...

Mag. Luka Šribar se je v slovenski geološki sredini pojavil nenadoma. Po osnovnem šolanju v domačem Šempetru in gimnaziji v Celju je vpisal študij geologije na Fakulteti za naravoslovje in tehnologijo Univerze v Ljubljani, kjer je leta 1992. diplomiral. Že istega leta je skupaj s svojim mentorjem prof. dr. Antonom Ramovšem v reviji Geologija objavil razpravo o kordevolskem grebenu na Menini.

V septembru leta 1992 je prvič kot diplomirani inženir geologije in bodoči mladi raziskovalec prestopil prag Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko v Ljubljani. Vključil se je v znanstveno-raziskovalni projekt Paleontologija in stratigrafija. Že po nekaj dneh, morda tednih, mu je bilo kabinetnega dela dovolj. Z vso strastjo pravega raziskovalca se je priključil terenski ekipi geologov pri izdelavi Formacijske geološke karte Tržaško-komenske planote. Na Krasu se je prvič srečal tudi s svojima kasnejšima mentorjema na postdiplomskem študiju akademikom prof. dr. Ivanom Gušićem in prof. dr. Vladimirjem Jelasko. Počasi se je začel osamosvajati in iskati odgovore na številna vprašanja še drugod po Dinarski karbonatni platformi. Vedno znova se je vračal v terensko ekipo in prinašal s seboj nove ideje in nova spoznanja. Morda nam je prav Luka dal vedeti, da je čas klasične, vase zaprte opisovalne geologije za vselej minil. Tako rekoč čez noč je postal nepogrešljivi člen v geoloških raziskavah krednih plasti na severu Dinarske karbonatne platforme. Velik je njegov prispevek k razumevanju t.i. dogodkovne geologije, predvsem v študiju posledic evstatičnih sprememb morske gladine na karbonatni platformi v zgornji kredi.

Leta 1995 je Luka Šribar na Prirodoslovno matematični fakulteti Univerze v Zagrebu uspešno zagovarjal svoje magistrsko delo z naslovom Evolucija zgornjekredne Jadransko-Dinarske karbonatne platforme v jugozahodni Sloveniji. Pravzaprav je bil prvi »mednarodni magistrant«, kot smo se radi pohvalili z njim, ki je po razpadu Jugoslavije končal postdiplomski študij v sosednji državi Hrvaški.

Prišlo je leto 1996, leto mrzličnih priprav na tisk nove geološke karte. Mag. Luka Šribar je kljub številnim svojim raziskovalnim nalogam, kljub predanemu delu v Izvršnem odboru Slovenskega geološkega društva in kljub številnim drugim aktivnostim prevzemal v tem pilotskem projektu vse pomembnejše naloge. Opravil jih je z njemu dano neprisiljeno lahkoto. Poln optimizma je še naprej kot mravlja od vsepovsod v svojo pisarno na Inštitutu kopičil vzorce, knjige in znanstvene razprave za načrtovani doktorat. Želel se je pomakniti s Krasa bolj proti severu, tja proti pregibu v Slovenski jarek...

Na parkirišču pred Inštitutom ni več avtomobila s prtljažnikom za čoln. Le kje je Luka? Potem zopet boleča streznitev: odšel je na dolgo vožnjo s kajakom. Na vožnjo, s katere ni vrnitve. Ob tem so lahko v tolažbo le Senekine besede, ki je že davno zapisal: »Življenje je kot basen: ni važno, kako dolgo je, ampak koliko je vredno.«

Bogdan Jurkovšek in Tea Kolar-Jurkovšek

Smrt našega dragega sodelavca mag. Luke Šribarja nas je presenetila v trenutku, ko je bila ta številka revije že v tisku. Zato smo lahko nekrolog uvrstili le še na konec revije.

Uredništvo

Bibliografija mag. Luke Šribarja

Objavljena dela:

Ramovš, A. & Šribar, L. 1993: Cordevolski greben na Menini. Geologija 35, 73–80, Ljubljana.

Jelaska, V., Gušić, I., Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Ćosović, V., Šribar, L. & Toman, M. 1994: Upper Cretaceous Geodynamic Evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform(s). Perimediterranean Carbonate Platforms, First International Meeting, Abstracts, 81–82, Marseille.

Jelaska, V., Gušić, I., Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Ćosović, V., Šribar, L. & Toman, M. 1994: The Upper Cretaceous Geodynamic Evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform(s). Géologie Méditerranéenne 21/3–4, 89–91, Marseille.

Šribar, L. & Pavšič, J. 1994: Primerjava biocenoze in tanatocenoze iz morskih opazovalnih postaj med Istrskim polotokom in delto reke Pad. Geologija 36 (1993), 119–156, Ljubljana.

Šribar, L. 1995: Evolucija gornjokredne Jadransko-dinarske karbonatne platforme u jugozapadnoj Sloveniji. Magistarski rad, Sveučilište u Zagrebu, 89 pp., Zagreb

Šribar, L., Gušić, I. & Jelaska, V. 1995: Upper Cretaceous Evolution of the Carbonate Platform in SW Slovenia. 1. Hrvatski geološki kongres Opatija 18.–21.10.1995, Zbornik radova 2, 601–604, Zagreb.

Šribar, L., Gušić, I. & Jelaska, V. 1995: Upper Cretaceous Evolution of the Carbonate Platform in SW Slovenia. 1. Hrvatski geološki kongres Opatija 18.–21.10.1995, Knjiga sažetaka, 91, Zagreb.

Jurkovšek, B., Toman, M., Ogorelec, B., Šribar, L., Drobne, K., Poljak, M. & Šribar, L.: Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško-komenske planote. Kredne in paleogenske karbonatne kamnine. Ljubljana (v tisku).

Predavanja:

Jelaska, V., Gušić, I., Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Ćosović, V., Šribar, L. & Toman, M. 1994: Upper Cretaceous Geodynamic Evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform(s). Perimediterranean Carbonate Platforms, First International Meeting, 5–10 September, Marseille.

Šribar, L., Gušić, I. & Jelaska, V. 1995: Upper Cretaceous Evolution of the Carbonate Platform in SW Slovenia. 1. Hrvatski geološki kongres 18.–21.10.1995, Opatija.

Šribar, L. 1995: Evolucija zgornjekredne Jadransko-dinarske karbonatne platforme v jugozahodni Sloveniji. Slovensko geološko društvo, december 1995, Ljubljana.

Bibliografija mag. Luke Šribarja

Objavljeno delo:

Ramovš, A. & Šribar, L. 1993: Cordevolski greben na Menini. Geologija 35, 73–80, Ljubljana.

Jelaska, V., Gušić, I., Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Cosović, V., Šribar, L. & Toman, M. 1994: Upper Cretaceous Geodynamic Evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform(s). Perimediterranean Carbonate Platforms, First International Meeting, Abstracts, 81–82, Marseille.

Jelaska, V., Gušić, I., Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Cosović, V., Šribar, L. & Toman, M. 1994: The Upper Cretaceous Geodynamic Evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform(s). Géologie Méditerranéenne 21/3–4, 89–91, Marseille.

Šribar, L. & Pavšić, J. 1994: Primerjava biocenoze in tanatocenoze iz morskih opazovalnih postaj med Istrskim polotokom in delto reke Pad. Geologija 36 (1993), 119–156, Ljubljana.

Šribar, L. 1995: Evolucija gornjekredne Jadransko-dinarske karbonatne platforme u jugozapadnoj Sloveniji. Magistarski rad, Sveučilište u Zagrebu, 89 pp., Zagreb.

Šribar, L., Gušić, I. & Jelaska, V. 1995: Upper Cretaceous Evolution of the Carbonate Platform in SW Slovenia. 1. Hrvatski geološki kongres Opatija 18.–21.10.1995, Zbornik radova 2, 601–604, Zagreb.

Šribar, L., Gušić, I. & Jelaska, V. 1995: Upper Cretaceous Evolution of the Carbonate Platform in SW Slovenia. 1. Hrvatski geološki kongres Opatija 18.–21.10.1995, Knjiga sažetaka, 91, Zagreb.

Jurkovšek, B., Toman, M., Ogorelec, B., Šribar, L., Drobne, K., Poljak, M. & Šribar, L.: Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško-komenske planote. Kredne in paleogenske karbonatne kamnine. Ljubljana (v tisku).

Predavanja:

– Jelaska, V., Gušić, I., Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Cosović, V., Šribar, L. & Toman, M. 1994: Upper Cretaceous Geodynamic Evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform(s). Perimediterranean Carbonate Platforms, First International Meeting, 5–10 September, Marseille.

Šribar, L., Gušić, I. & Jelaska, V. 1995: Upper Cretaceous Evolution of the Carbonate Platform in SW Slovenia. 1. Hrvatski geološki kongres 18.–21.10.1995, Opatija.

Šribar, L. 1995: Evolucija zgornjekredne Jadransko-dinarske karbonatne platforme v jugozahodni Sloveniji. Slovensko geološko društvo, december 1995, Ljubljana.