

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

27

YU ISSN 0016-7789

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1984

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

27. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETO 1984	27. KNJIGA	Str. 1 do 336	LJUBLJANA
-----------	-----------	------------	---------------	-----------

115706

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

Od leta 1978 dalje (21. knjiga) izhaja GEOLOGIJA dvakrat na leto, v juniju (1. del) in decembru (2. del), da bi imeli avtorji možnost hitreje objaviti svoja dela. Zaradi tehničnih problemov izhaja 27. knjiga za leto 1984 kot celota v enem delu z zamudo enega leta. Uredništvo prosi vse naročnike za razumevanje.

Izdajatelj: Geološki zavod in Slovensko geološko društvo, Ljubljana

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

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

Naklada 1000 izvodov

Letna naročnina: 800 din

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, leta 1985

V letu 1984 financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

From 1978 (Volume 21), GEOLOGIJA appears biannually, in June (Part 1) and December (Part 2), to advance our publishing activity by a more rapid printing of the submitted papers. Due to technical difficulties the 27th volume for 1984 is being issued in one part and with a delay of a year. Subscribers are kindly asked by the editorial board for understanding.

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

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

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

Subscription price: \$ 16 per year

Printed by Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2 in 1985

30-06-1986



0-3061

60327

VSEBINA — CONTENTS

<i>Faninger, E.</i>	
Sigmund Freiherr Zois von Edelstein	5
Ziga baron Zois pl. Edelstein	20
<i>Hoppe, G.</i>	
Die Beziehungen von Baron Sigmund Zois (1747—1819) zu Berliner Naturforschern	27
Paleontologija in stratigrafija — Paleontology and stratigraphy	
<i>Jurkovšek, B.</i>	
Langobardske plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji	41
Langobardian beds with daonellas and posidonias in Slovenia	75
<i>Schultze, E.</i>	
Beiträge zur Paläolimnologie des Bled-Sees in Slowenien (Jugoslawien) und zur Vegetations- und Klimaentwicklung der Umgebung	97
Prispevki k paleolimnologiji Blejskega jezera v Sloveniji in razvoju okoliške vegetacije ter klime	105
Contributions to paleolimnology of the Bled Lake, Slovenia, and to evolution of adjoining vegetation and climate	105
<i>Ogorelec, B., Jurkovšek, B., Šribar, L., Jelen, B., Stojanovič, B. & Mišič, M.</i>	
Karnijske plasti v Tamarju in pri Logu pod Mangartom	107
Carnian beds at Tamar and at Log pod Mangartom	139
Sedimentologija in petrologija — Sedimentology and petrology	
<i>Dolenec, T., Pezdič, J., Ogorelec, B. & Mišič, M.</i>	
Izotopska sestava kisika in ogljika v recentnem sedimentu iz Blejskega jezera in v pleistocenski jezerski kredi Julijskih Alp	161
The isotopic composition of oxygen and carbon of the recent sediment of the Bled Lake and of the Pleistocene lacustrine chalk from the Julian Alps	169
<i>Hinterlechner-Ravnik, A.</i>	
Regionalna metamorfoza pelitov in karbonatno-silikatnih skrilavcev na območju severno od Raven na Koroškem	171
Regional metamorphism of pelites and calc-silicate rocks in the area north of Ravne na Koroškem	186
<i>Pamić, J., Krkalo, E. & Prohić, E.</i>	
Granitne stijene sjeverozapadnog dijela Moslavačke gore u sjevernoj Hrvatskoj	201
Granites from the northwestern slopes of Mt. Moslavačka gora in northern Croatia	211

Rudišča — Ore deposits

Strucl. I.

Geološke, geokemične in mineraloške značilnosti rude in prikamenine svinčovo-cinkovih orudenenj mežiškega rudišča	215
Geological and geochemical characteristics of ore and host rock of lead-zinc ores of the Mežica ore deposit	288

Nove knjige — Book Reviews

Milan Herak: Geologija	329
O. Roger Anderson: Radiolaria	330
Vjekoslav Donassy, Marinko Oluić & Zdenko Tomašegović: Daljinska istraživanja u geoznanostima	331
Gerald M. Friedman & Adolf Seilacher (eds.): Lecture Notes in Earth Sciences	333
Hartmut Haubold: Stratigraphische Grundlagen des Stefan C und Rotliegenden im Thüringer Wald	334
W. Wimmenauer: Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine	334

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • 1984 • 27. knjiga • Volume 27

GEOLOGIJA 27, 5—25 (1984) Ljubljana

UDK 929:55 Zois = 30

Sigmund Freiherr Zois von Edelstein

Ziga baron Zois pl. Edelstein

Ernest Faninger

Prirodoslovni muzej Slovenije, Prešernova 20, 61000 Ljubljana

Auszug

Der Artikel befasst sich mit dem Lebenslauf von Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (1747—1819), dem bekannten Naturwissenschaftler, insbesondere Mineralogen, nach dem auch das Mineral Zoisit benannt worden ist. Zuerst wird der Ursprung der Familie Zois behandelt, wie Michael Angelo Zois Anfang des achtzehnten Jahrhunderts nach Ljubljana kam, sein schneller Aufstieg zum Grossunternehmer, Grossgrundbesitzer, Adeligen und Freiherrn. Ferner wird eingehend die Rede sein von seinem Sohn und Universalerben Sigmund Zois, welcher insbesondere als Naturwissenschaftler, aber auch auf anderen Gebieten tätig war. Angemessene Aufmerksamkeit soll der Heraldik zuteil werden, der Schluss wird Hinweise geben zur Besichtigung von Erinnerungsstätten, die mit der Familie Zois in Ljubljana verbunden sind.

Kratka vsebina

Članek obravnava življenjepis Zige barona Zoisa (1747—1819). Če upoštevamo celoten plemiški naslov, pišemo ime Ziga baron Zois pl. Edelstein. Bil je odličen naravoslovec, predvsem mineralog, po katerem se tudi imenuje mineral zoisit. V članku najprej obravnavamo izvor rodovine Zois, prihod Michelangela Zoisa v začetku osemnajstega stoletja v Ljubljano in njegov hiter vzpon v velepodjetnika, veleposestnika, plemiča in barona. Sledi obširna obravnava njegovega sina in univerzalnega dediča Zige Zoisa, predvsem naravoslovca, ki pa je deloval tudi na drugih področjih. Članek obravnava še heraldiko. Na koncu navajamo znamenitosti v Ljubljani, ki spominjajo na Zoise.

Einleitung

Der Name Zois ist in den Naturwissenschaften ein wohl bekannter Begriff. Nach dem Mineralogen Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (1747—1819) wurde ein Mineral Zoisit benannt, dagegen erinnern die Pflänzchen *Viola zoysii* und *Campanula zoysii* an seinen Bruder Carl Freiherr Zois von Edelstein (1756—1799), der Botaniker gewesen ist.



Abb. 1. Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (1747—1819)
nach A. Herrlein (1809)

Das Porträt hängt in der Narodna in univerzitetna knjižnica
in Ljubljana

Sl. 1. Žiga baron Zois pl. Edelstein (1747—1819) po A. Her-
rleinu (1809)

Portret visi v Narodni in univerzitetni knjižnici v Ljubljani

Die vorliegende Arbeit ist Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (Abb. 1) gewidmet. Um diesen hervorragenden Naturwissenschaftler, anerkannten Slawisten und führende Persönlichkeit der slowenischen Erneuerer wohl richtig zu verstehen, muss zu Sigmunds Biographie unbedingt auch sein Vater Michael Angelo Freiherr Zois von Edelstein (1694—1777) herangezogen werden (Abb. 2).

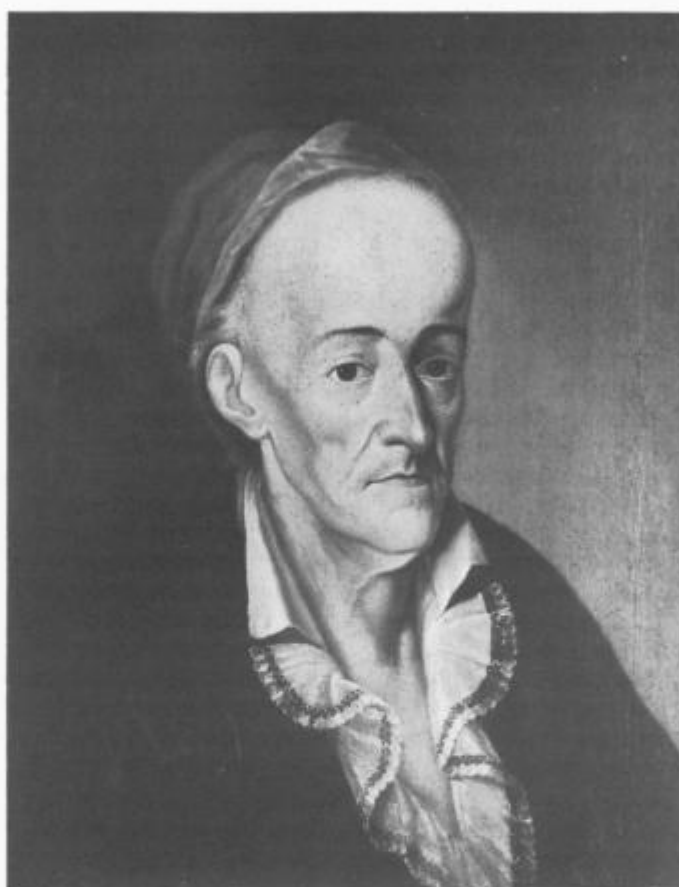


Abb. 2. Michael Angelo Freiherr Zois von Edelstein (1694—1777) nach J. Potočnik (Pototschnig)
Das Porträt wird in der Narodna galerija (Nationalgalerie) in Ljubljana aufbewahrt

Sl. 2. Michelangelo baron Zois pl. Edelstein (1694—1777) po J. Potočniku
Portret hranijo v Narodni galeriji v Ljubljani

Michael Angelo Zois und die Herkunft der Familie Zois

Die Geschichte des Hauses Zois vor dem sechzehnten Jahrhundert ist dunkel, ebenso ist der Name Zois nicht ganz klar. Nach F. X. J. Richter (1820, 5) stammen die Zois aus der Schweiz. Einer der Vorfahren von Sigmund Zois muss sich spätestens im sechzehnten Jahrhundert im Bergamaskischen angesiedelt haben und hatte schon oder erhielt erst hier den Namen Zois (F. Kidrič, 1939, 32). Stammort der Zois ist Cacodelli bei

Berbenno im Tale Imagna nordwestlich von Bergamo. Sie lebten dort nach der Art der Gebirgsbewohner, einige dienten in der Venetianischen Republik beim Militär oder waren als Kuriere tätig (A. Müller, 1898, 47—52).



Abb. 3. Das ritterliche Wappen des Michael Angelo Zois von Edelstein. Michael Angelo Zois (1694—1777) wurde am 8. April 1739 von Kaiser Karl VI. in den Ritterstand erhoben unter Beilegung des Prädikats von Edelstein. Das Wappen ist abgebildet im Adelsakt, welcher im Österreichischen Staatsarchiv — Allgemeines Verwaltungsarchiv, Wien, aufbewahrt wird

Sl. 3. Viteški grb Michelangela Zoisa pl. Edelsteina. Cesar Karel VI. je 8. aprila 1739 povzdignil Michelangela Zoisa v viteški stan s pridevkom pl. Edelstein. Grb je prikazan v plemiškem aktu, ki ga hranijo v arhivu na Dunaju



Abb. 4. Das Wappen der Freiherren Zois von Edelstein. Kaiserin Maria Theresia erhob am 6. September 1760 Michael Angelo Zois von Edelstein (1694—1777) zum Freiherrn, womit auch eine Wappenbesserung verbunden war. Das Wappen des Michael Angelo Freiherr Zois von Edelstein befindet sich abgebildet in seinem Baronatsdiplom, welches im Narodni muzej in Ljubljana aufbewahrt wird

Sl. 4. Grb baronov Zoisov pl. Edelsteinov. Cesarica Marija Terezija je 6. septembra 1760 povzdignila Michelangela Zois pl. Edelsteina (1694—1777) v barona, s čimer je bila tudi povezana izboljšava grba. Grb Michelangela barona Zois pl. Edelsteina je prikazan v njegovi baronski diplomu, ki jo hranijo v Narodnem muzeju v Ljubljani

Wann genau und wieso Michael Angelo Zojs nach einem Zwischenaufenthalt in Triest nach Ljubljana (Laibach), die Hauptstadt des ehemaligen Herzogtums Krain, kam, kann nicht eruiert werden. Im Familienkreis gab es eine sagenhafte Erzählung, nach der Michael Angelo Zojs in eine Konspiration verwickelt gewesen sein soll, weswegen er mit wenig Habe aus Venedig fliehen musste und sich mit einer »Camera obscurda« durchgeschlagen haben soll. Andererseits steht aber auch fest, dass viele arbeitssuchende Bergamasker nach Krain kamen und hier ihr Glück fanden. Tatsache ist, dass Michael Angelo Zojs zu Anfang des achtzehnten Jahrhunderts nach Ljubljana in das Eisenwarengeschäft des reichen ebenfalls aus dem Bergamaskischen stammenden Peter Anton Codelli von Fahnenfeld kam, der ihn nach kurzer Zeit zum Compagnon machte. Schon 1728 kaufte sich Zojs das erste Haus in Ljubljana. Im Jahre 1735 übernahm er Codelis Geschäft und brachte es zu voller Entfaltung. Dabei besass Michael Angelo in seinem Neffen Bernardino Zojs, den er sich aus der Heimat holte, eine unersetzliche Arbeitskraft. Mit Einzelhandel beschäftigte sich Michael Angelo Zojs überhaupt nicht. Aussenhandel und Transit waren Aufgabe der Firma. Die in Krain, Kärnten und Steiermark erzeugte Eisenware ging in Italien und anderen Mittelmeerländern gut in den Handel. Insbesondere wuchs Michael Angelos Vermögen nach dem Ankauf mehrerer Eisen- und Bergwerke in Oberkrain. Er kaufte sich noch mehrere Häuser in Ljubljana. Die anliegenden baute er in einen prächtigen Palast um, dem später sein Sohn Sigmund noch ein weiteres Nachbargebäude anschloss. Ferner besass Michael Angelo Zojs in Triest mehrere Häuser und ein Magazin. Er wurde auch Eigentümer einiger Güter in Krain. Als das schönste galt das nahe der Stadt Kranj (Krainburg) liegende Fideicommiss Brdo (Egg).

Michael Angelo Zojs wurde am 8. April 1739 von Kaiser Karl VI. wegen Förderung des Handels geadelt und zwar wurde er in den Ritterstand erhoben unter Beilegung des Prädikats von Edelstein. Später, am 6. September 1760 wurde Michael Angelo Zojs von Edelstein wegen einer grossen Geldzuwendung während des Siebenjährigen Krieges von Kaiserin Maria Theresia zum Freiherrn ernannt. Aus dem selbstgewählten Adelsprädikat kann geschlossen werden, dass Michael Angelo Zojs seinen Namen als »Gioja« verstand, was im toskanischen Idiom Edelstein bedeutet. Nach F. Kidrič (1939, 32—33), der sich aber wiederum auf eine Deutung von Willibald Zupančič (A. Müllner, 1898, 47) stützt, wäre die entsprechende ladinische Form dafür Zoia und Zojs Plural davon. Auch der Löwe mit einer mit Edelsteinen gefüllten Schüssel in den Pranken auf dem ritterlichen Wappen des Michael Angelo Zojs (Abb. 3) wie auch auf dem späteren Wappen der Freiherren Zojs (Abb. 4) lässt eine solche Deutung des Namens Zojs zu. Deshalb wurde auch schon angenommen, dass die Familie Zojs der rätoromanischen Schweiz entstammt (L. Legiša & A. Gspan, 1956, 378). Jedenfalls aber müssten die Geschichte der Zojs vor ihrer Ansiedlung im Bergamaskischen wie auch die Etymologie des Namens Zojs neuerlich erörtert werden. Das wird schon dadurch erforderlich, dass jetzt eine andere Auffassung dagegensteht, die

behauptet, das Geschlecht der Zois sei griechischen Ursprungs. Das geht aus einem von Arthur Zois an E. Gübelin gerichteten Brief hervor, dessen wörtlicher Auszug veröffentlicht worden ist (Z. Dt. Gemmol. Ges. 25 (1976) 1; 32). Danach sei das Geschlecht der Zois noch heute auf der Insel Kreta anzutreffen. Im vierzehnten Jahrhundert sollen die Vorfahren des Arthur Zois nach Spanien verschleppt worden sein, von dort seien sie in die Lombardei gekommen und hätten sich in der Stadt Bergamo niedergelassen. Der Name ZOIS, geschrieben ΖΟΗΣ, kommt auch auf der Halbinsel Attica sogar noch recht häufig vor; er leitet sich von ΖΩΗ ab, was »Leben« bedeutet (Tita Kovač-Artemis, persönliche Mitteilung). Ferner werden im Österreichischen Staatsarchiv — Allgemeines Verwaltungsarchiv in Wien neben der Abschrift des Baronatsdiploms von Michael Angelo Zois (1760) auch zwei Dokumente (ein von Michael Angelo Zois an Kaiserin Maria Theresia gerichteter Brief mit einer als »Pro Memoria« bezeichneten Beilage) aufbewahrt, aus denen hervorgeht, dass der Ursprung der Zois in der holländischen Stadt Ammersfort (jetzt Amersfoort) am Fluss Emme (jetzt Eem) in der Provinz Utrecht zu suchen sei. Sie nannten sich Zoesius bzw. Zöes. In dieser Stadt florierte im sechzehnten Jahrhundert Heinrich Zoesius, nobilis patricius, dem danach von Erzherzog Albert die erste cathedra constitutionum verliehen worden ist. Von dieser Familie stammte Thomas Zoesius, Professor der Rechte zu Ammersfort, nachgehends Hofrat bei der Provinz Utrecht. Zur Zeit des Aufstandes in Holland verlegte Nicolaus, Sohn des Thomas Zoesius, der Religion halben seinen Wohnsitz nach Bergamo in Italien. Im Bergamaskischen wurde der Name Zöes in Zois umgeändert, was mit der Aussprache dieses Namens zusammenhing.

Obwohl die älteste Geschichte der Zois noch von Historikern untersucht werden muss, drängt sich nach all dem Gesagten die Frage auf, ob der Weg, der die Zois aus Griechenland über Spanien nach Bergamo führte, nicht zuletzt über Holland ging, welches im sechzehnten Jahrhundert eine Zeitlang unter der spanischen Hoheit stand?

Michael Angelo Zois war zweimal verheiratet. Im Jahre 1730 heiratete er in Ljubljana Maria Anna Josepha Perneker. Zwei Söhne und eine Tochter stammen aus dieser Ehe. Der erstgeborene Franz Augustin Zois (1731—1808), gewöhnlich Augustin genannt, besaß mehrere Güter in Unterkrain, übersiedelte später nach Graz und gilt als der Stifter der steirischen Linie Zois. Als Witwer heiratete Michael Angelo Zois 1746 Johanna Catharina Kappus von Pichelstein. Die zweite Ehe brachte noch mehr Kinder hervor. Zuerst kam Sigmund Zois (1747—1819) zur Welt, dem dieser Aufsatz gewidmet ist. Im folgte sogleich Joseph Leopold Zois (1748—1817), gewöhnlich Joseph genannt, der Stifter der krainischen Linie Zois. Von den übrigen Kindern aus Michael Angelos zweiter Ehe soll nur noch Carl Zois (1756—1799) erwähnt werden, den wir schon als Botaniker kennengelernt haben. Sigmund wie auch Carl blieben unverheiratet.

Von Michael Angelos Neffen muss unbedingt Carl Freiherr Zois von Edelstein (1775—1836), der Erstgeborene des Stifters der

krainischen Linie Zois, erwähnt werden. Carl unterhielt, wie wir noch sehen werden, enge Beziehungen zum Onkel Sigmund. Später übernahm er auch dessen Vermögen und Unternehmen.

Michael Angelo Zois starb 1777 und wurde in der Kapelle des Hl. Kreuzes in der Domkirche in Ljubljana beigesetzt. Wie A. Müllner (1898, 80) berichtete, zeigte die Gruftplatte das Wappen der Zois und die Inschrift: PRO FAMILIA L. B. ZOIS. ANNO D. 1771. Nach einer später erfolgten Umgestaltung der Kapelle ist die Gruftplatte nicht mehr zu sehen. Michael Angelos grosses Vermögen erbte der Erstgeborene aus zweiter Ehe, Sigmund Freiherr Zois von Edelstein.

Sigmund Zois

Sigmund Zois wurde am 23. November 1747 in Triest geboren. Die Kindheit verbrachte er in Ljubljana. Der Vater sprach mit ihm italienisch, die Mutter lieber slowenisch als deutsch, die Schule in Ljubljana war deutsch. Als Sigmund fünfzehn Jahre alt war, schickte ihn der Vater nach Reggio im Mondanesischen, um dort die humanistischen Studien zu vollenden. Hier entwickelte Sigmund ungewöhnliche Talente. Seine Sonette, Madrigale und andere Poesien sind voll von italienischer Originalität. Aber nur kurze Zeit konnte er in Reggio verweilen. Mit achtzehn musste er wieder nach Ljubljana zurück, um in die Geschäfte seines Vaters eingeweiht zu werden. Fortan vervollständigte Sigmund sein Wissen durch Selbststudien. Dabei halfen ihm in den naturwissenschaftlichen Fächern die Jesuiten Gabriel Gruber, Professor der Mechanik an der Hochschule in Ljubljana, und Joseph Maffei. Binnen kurzer Zeit hatte sich Sigmund Zois im neuen Wirkungskreis so zurecht gefunden, dass er als Compagnion in das väterliche Unternehmen eintreten konnte, dem sein Cousin Bernardino Zois geschäftlich schon länger angehörte. Im Jahre 1774 löste Sigmund den Vater als Prinzipal des Unternehmens ab, wobei aber die Geschäftsführung bei Bernardino blieb, der älter und erfahrener war. Als Bernardino 1793 starb, übernahm Sigmund die Leitung des Unternehmens. Aber ihren Höhepunkt hatte die Firma Zois damals schon längst überschritten. In der zweiten Hälfte der siebziger Jahre tauchten nämlich in den Mittelmeerhäfen russische und schwedische Schiffe mit billigerem Eisen auf. Um konkurrenzfähig zu bleiben, machte Sigmund eine lange Studienreise in die westeuropäischen Länder und versuchte danach, seine Eisenwerke zu modernisieren. Aber seine Bemühungen brachten nicht viel Erfolg. Schuld daran waren insbesondere die unzulänglich werdende Versorgung mit einheimischem Erz und die zu hohen Herstellungskosten (I. Mohorič, 1969, 35). Zwar gelang es Sigmund noch, den guten Ruf des einheimischen Eisens zu erhalten, aber die Zahl der Käufer nahm von Jahr zu Jahr ab. Dementsprechend verschlechterte sich auch die finanzielle Lage des Freiherrn. Noch 1804 schickte Sigmund seinen Neffen Carl Zois (1775—1836) nach Deutschland, um die dortigen modernen Eisenwerke zu studieren, doch dessen Erfahrungen konnte er nicht nutzen. Als Carl das Unternehmen seines Onkels 1819 über-

nahm, betrieb auch er die Werke in der hergebrachten Weise. Zwar bemühte sich Carl Zois, das Geschäft mit Italien wieder zu heben, aber auch ihm gelang das nicht aus den schon erwähnten Gründen.

In seiner Bescheidenheit wollte Sigmund Zois nur ein gebildeter Metallurg, Ratgeber und Mentor, nicht aber ein produktiver Wissenschaftler sein. Es ist eine Ausnahme, dass er 1807 im Laibacher Wochenblatt einen nicht unterzeichneten Artikel über den in Unterkrain entdeckten Grottenolm veröffentlichte. Trotzdem hat Sigmund Zois auf seinem Gebiet ausserordentlich vieles geleistet. Er kannte sich ausgezeichnet gut aus in der Mineralogie, Chemie, Metallurgie, Bergwesen, Zoologie und Botanik. Seine Grösse zeigte er im Schriftverkehr und persönlichen Kontakt. Zu seinen Korrespondenten können z. B. die Professoren Abraham Gottlob Werner, Martin Heinrich Klaproth und Peter Jordan gezählt werden. Manche Wissenschaftler, wie z. B. der Mineraloge Friedrich Mohs, besuchten Zois in Ljubljana. Wie Sigmund Zois von den Zeitgenossen geschätzt wurde, beweisen die vielen Ehrungen, die er von angesehenen wissenschaftlichen Institutionen erhalten hat. Diplome erhielt er von der Gesellschaft der naturforschenden Freunde zu Berlin (1782); von der Imperialis Leopoldino-Carolina Academia Naturae Curiosorum, Erlangen (1793); von der Academie Celtique, Paris (1806); von der Jenaer herzoglich-mineralogischen Sozietät (1807); von der Wetterauschen Gesellschaft für Naturkunde zu Hanau (1808). Ein von Sigmund Zois entdecktes Mineral wurde 1805 ihm zu Ehren Zoisit benannt. Davon wird noch im folgenden die Rede sein. Auch von Kaiser Franz I. erhielt Sigmund Zois eine hohe Auszeichnung, das Commandeurkreuz des Leopoldordens (1809).

Die umfangreiche Korrespondenz von Sigmund Zois wie auch die mit der Familie Zois im Zusammenhang stehende Dokumentation wird heute in Ljubljana in den folgenden Institutionen aufbewahrt: in der Narodna in univerzitetna knjižnica (National- und Universitätsbibliothek), im Arhiv SR Slovenije (Archiv der SR Slowenien) und im Narodni muzej (Nationalmuseum). Es muss aber betont werden, dass es sich bei der Korrespondenz grösstenteils um Briefe handelt, die Sigmund von anderen erhalten hat. Sigmund selbst fertigte mit peinlicher Sorgfalt Abschriften seiner an Fachgenossen in den Jahren 1778—1793 geschriebener Briefe an und band sie zu einem 188 vollbeschriebener Seiten umfassenden Buch. Leider ist das etwa nur ein Drittel der anhaltenden wissenschaftlichen Tätigkeit Sigmunds. Bedauerlicherweise gilt heute dieses Kopierbuch als verloren. Auszüge daraus wurden von A. Belar (1894, 120—134) veröffentlicht. Schon diese Briefe beweisen, dass Sigmund Zois in mancher Hinsicht der damaligen Zeit voranschritt. So gab Zois in einem 1779 an Cavaliere Giacomo Morosini nach Venedig gerichteten Brief eine vollkommen realistische Beurteilung der Vorräte einiger in Tirol vorkommender Erzlagerstätten an. Es handelt sich um das Silberbergwerk Fierozzo und die schon vorher lang bekannten Lagerstätten in den Bezirken von Sterzing und Schwatz. Dasselbe kann auch für den Bericht »Silbererz in Oberkrain« gesagt werden, den er 1785 einem Unbekannten zustellen liess. Eine erstaunlich sachgemässe Beschreibung des Ausscheidens der Manganerze und der Eisenblüte bei der Verwitterung des Eisenspates

befinden sich in einem Brief, den Zois 1780 an Baron Lapeidouse nach Toulouse schrieb.

Wie gut sich Sigmund Zois in der Mineralogie auskannte, beweist die Entdeckung des später nach ihm benannten Minerals Zoisit. Ende des achtzehnten Jahrhunderts litt Zois immer stärker an Fussgicht. Seit 1789 konnte er nicht mehr die persönliche Aufsicht über seine Eisenwerke führen, 1793 war er das letzte mal in Oberkrain, und seit 1797 kam er nicht mehr aus seinem Hause in Ljubljana. Um sich aus einem Raum in den anderen bewegen zu können, benutzte Sigmund einen selbsterdachten Fahrsessel (F. X. J. Richter, 1820, 15—16). Damals reiste ein Sammler und Mineralienhändler namens Simon Prešern (Preschern) auf Sigmunds Kosten in Krain, Steiermark und Kärnten herum (Z. Bufon, 1971, 60). Dieser brachte Sigmund Proben eines auf der Saualpe (Kärnten) gebrochenen Gesteins. Sigmund erkannte darin ein neues bis dahin noch unbekanntes Mineral. Davon vestrandigte er A. G. Werner, Professor an der montanistischen Hochschule in Freiberg, und W. H. Klaproth, der als Professor der Chemie an der Hochschule in Berlin tätig war. Im Jahre 1805 wurde Zois von Werner benachrichtigt, dass er ein neues Mineral entdeckt habe, was dieser zu seiner Zeit noch bekannt machen werde (C. E. Moll, 1805, 445—446). Im selben Jahr teilte Klaproth mit, dass er mit D. L. Karsten und A. G. Werner entschlossen sei, das Mineral Zoisit zu nennen (F. X. J. Richter, 1820, 10). Von dieser Korrespondenz ist nichts erhalten geblieben (F. Kidrič, 1939, 70). Die Bezeichnung Zoisit kommt schon 1805 in der Bekanntmachung der neuesten Veränderungen in Werners Mineralsystem vor (C. E. Moll, 1805, 453). In der Literatur wird A. G. Werner als der Namensgeber für Zoisit genannt. Vorher lief das Mineral unter den Namen Saualpit (C. Hintze, 1897, 202). Heute kennen wir genau die Lokalität, von wo die in der Sammlung Zois enthaltenen Zoisite stammen: Prickler Halt oberhalb Kupplerbrunn auf der Saualpe (H. Meixner, 1952, 207—210; H. Wölle, 1984, 5—6).

Ende des achtzehnten Jahrhunderts gab es Meinungsverschiedenheiten um die Frage der Entstehung der Gesteine. Plutonisten und Vulkanisten standen sich diesbezüglich gegenüber. Die ersten wurden von A. G. Werner angeführt, die Vulkanisten beriefen sich auf C. W. Voigt. Ein eifriger Verfechter der Vulkanistischen Theorie war auch der in Sibiu (Hermannstadt) lebende J. E. Fichtel (1732—1795). Dieser meinte, die Gebirgsrücken bestünden aus magmatogenem massivem Urkalk, dagegen käme der im Meer abgelagerte, geschichtete Kalk nur in deren unteren Lagen vor. Im Jahre 1794 erschien das Buch »Mineralogische Aufsätze, 1794, Wien«. Hier führt Fichtel als Beispiel das Triglavgebirge an. Recht anschaulich schildert er, wie einst die Bergkuppen von Triglav, Vršac und anderer umliegender Erhebungen aus dem Meer emporragten, während sich im Meer unter ihnen der geschichtete Kalk abgelagert hätte. Als Beweis dienten ihm Versteinerungen, die er von Zois erhalten hatte. Aber Zois war mit Fichtels Theorie nicht einverstanden. Die an Fichtel gelieferten Versteinerungen entstammten nur deshalb den unteren Lagen des Triglavgebirges, weil in den höheren bis dahin einfach nicht danach gesucht worden war. Zois meinte dagegen, dass auch die

höchsten Erhebungen des Triglavgebirges aus einem einst im Meer abgelagerten Kalk bestünden. Dazu brauchte er um so mehr Beweise, da sich jetzt viele Naturwissenschaftler, die das Buch von Fichtel gelesen hatten, mit der Bitte an ihn wandten, er möge ihnen entsprechende Belege schicken bzw. mitteilen, was er von der Theorie Fichtels halte. So trat plötzlich der Triglav in den Vordergrund des Interesses der europäischen Wissenschaftler. Schon im Jahre 1795 organisierte Zois eine Expedition auf das Triglavgebirge. Da Zois wegen seines schlechten Gesundheitszustandes an eine Teilnahme nicht einmal denken konnte, vertraute er die Führung der Expedition Valentin Vodnik (1758—1819) an, der damals Seelsorger in der Ortschaft Koprivnik in Bohinj (Wochein) war. Vodnik war schon vorher von Zois in die Gesteinwissenschaften eingeführt worden und wurde jetzt noch mit der Theorie von Fichtel vertraut gemacht. Der damals noch junge Naturwissenschaftler Franz Graf von Hohenwart und Joseph Pinhak, damals Direktor des Priesterseminars in Ljubljana, ausserdem Amateurmineraloge, schlossen sich Vodnik an. Zois teilte ihnen noch einen erfahrenen Bergführer und Leute zum Suchen von Versteinerungen zu. Im August 1795 versammelte sich die Gesellschaft in Bohinj und erreichte nach einem anstrengenden Weg den Berggipfel Vršac. Nicht nur unterwegs, auch auf dem Berggipfel selbst wurden Versteinerungen entdeckt. 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. Vodnik führte die Expedition noch zum Triglav, wo aber, gewiss schon wegen zu grosser Ermüdung, keine Versteinerungen gefunden worden sind. Jedenfalls genügten schon die bisherigen Feststellungen, um die Theorie von Fichtel zu widerlegen. Doch der gewissenhafte Zois gab sich damit nicht zufrieden. Er wollte Belege auch vom Triglav selbst bekommen. Noch im September 1795 organisierte er eine neue, diesmal aus seinen Bergleuten und einem erfahrenen Versteinerungssucher bestehende Expedition, der sich aber unerwarteterweise noch Vodnik anschloss. Diesmal wurden genügend Versteinerungen gefunden als Beweis, dass der Triglav aus einst im Meer abgelagertem Kalk gebaut ist. Nun konnte die Theorie von Fichtel einwandfrei verworfen werden. Dies hat auch Valentin Vodnik, der sich vor allem als slowenischer Dichter einen Namen gemacht hat, in der Ode Vršac siegesbewusst zur gebieterischen Apostrophe erhoben. Die entsprechende Strophe des slowenischen Gedichtes lautet in der deutschen Übersetzung (J. Rus, 1933, 106):

Kahler Berge Felsenkerne
Schicht auf Schicht sind aufgestuft.
Komm du, Maurer, her und lerne!
so der ew'ge Meister ruft.

Als Sigmund Zois' Lebenswerk kann die schöne schon seinerzeit weithin bekannte Mineraliensammlung betrachtet werden. Viele Gelehrte besuchten Zois und sahen sich die Sammlung an. Proben aus fast allen

wichtigen Fundstellen in Mittel-, Nord- und Südeuropa sind darin vertreten. Viele Proben stammen aus Siebenbürgen und England, aber auch Mineralien aus aussereuropäischen Ländern fehlen nicht. Sigmund hatte die Mineraliensammlung bei sich in seinem Palast. Aus der Dokumentation geht hervor, dass sie zuletzt nach dem Klassifikationsprinzip von Werner geordnet war. Zois hegte den Wunsch, dass wie manche andere Städte, auch Ljubljana einst zu einem Museum kommen sollte, dem er dann seine Mineraliensammlung übergeben könnte. Später, als sich die finanzielle Lage des Mäzens immer mehr verschlechterte, kränkte ihn nichts so sehr wie der Gedanke, seine Erben könnten einmal gezwungen sein, die Sammlung ins Ausland zu verkaufen. Glücklicherweise kam es nicht so weit. Bald nach Sigmunds Hinscheiden, 1821 schon, wurde in Ljubljana das Landesmuseum gegründet. Als dessen Curator wurde der uns schon bekannte Naturwissenschaftler Franz Graf Hohenwart bestellt. Als 1831 das Museum feierlich der Öffentlichkeit übergeben wurde, war die Mineraliensammlung von Zois das Wertvollste, was das Museum zur Schau stellen konnte. Heute wird die Mineraliensammlung von Zois im Prirodoslovni muzej Slovenije (Naturhistorisches Museum Sloweniens) ausgestellt, das unter anderem später aus dem Landesmuseum in Ljubljana hervorging; näheres darüber wurde schon mitgeteilt (E. Faninger, 1983). Als man 1971 den hundertfünfzigsten Jahrestag der Gründung des Landesmuseums in Ljubljana, zugleich auch des ersten Museums auf dem Gebiet des heutigen Sloweniens, feierlich beging, wurde in Prirodoslovni muzej Slovenije bei der Mineraliensammlung von Zois eine bronzene Büste, die den einstigen Eigentümer, nämlich Sigmund Zois darstellt, enthüllt. Das Denkmal ist ein Werk der akademischen Bildhauerin Dora Novšak.

Obwohl sich Sigmund Zois intensiv mit der Mineralogie befasste, liess er auch zwei andere Zweige der Naturwissenschaft, Zoologie und Botanik nicht ausser Acht. Seine besondere Aufmerksamkeit galt den in unterirdischen Gewässern Krains lebenden Grottenolmen, welche er sogar in seinem Hause züchtete. Einigen Interessenten, besonders aber K. F. A. Schreibers in Wien, vermittelte er mehrere Exemplare dieses Tieres. Zois beschäftigte sich auch intensiv mit der Ornithologie. Im Zusammenhang damit stehen zwei in Leder gebundene Manuskripte. Das eine Heft mit der Aufschrift »Aves terrestres (europaeae)« enthält Eintragungen aus dem Jahre 1797, wobei neben den lateinischen auch die entsprechenden slowenischen Namen angegeben sind. Das andere Heft trägt den Titel »Bechstein Systema Ornithologicum Aves Europae = Germanicae«. Das darin enthaltene ornithologische Journal bezieht sich auf die Zeitspanne von April 1796 bis Mai 1797. Sigmund Zois schrieb eine Nomenklatur der in Krain bekannten Fische in slowenischer, deutscher und lateinischer Sprache. Dreisprachig ist auch eines seiner Verzeichnisse botanischer Namen. Nebenbei bemerkt, liegt von seinem meist auf dem Fideicommiss Brdo lebenden Bruder Carl ein Verzeichnis in lateinischer, deutscher und slowenischer Sprache der in Krain vorkommenden Pflanzen vor.

Die vielseitigen technischen Kenntnisse von Sigmund Zois kamen manchen zu Gute. Zois beteiligte sich an Besprechungen zur Ausarbeitung eines Planes zur Trockenlegung des Moores südlich der Stadt Ljubljana, mit welcher Arbeit Professor Gabriel Gruber beauftragt worden war. Seit

1772 war Sigmund Zojs Mitglied der krainischen Ackerbaugesellschaft; später, 1808, ernannte ihn auch die Landwirtschaftsgesellschaft zu Wien zu ihrem Mitglied.

Viel Nutzen hatte auch die Stadt Ljubljana von dem menschenfreundlichen Freiherrn. Auf seinem damals noch ausserhalb der Stadt liegenden Grund legte Zojs einen botanischen Garten an und stellte ihn der Bevölkerung als Belustigungsort zur Verfügung. Das war die sogenannte »Zoisische Alle«, die manchmal auch als der »Zoisische Garten« bezeichnet wurde. Jetzt ist diese Parkanlage schon längst verbaut. Auch das Abreissen der alten Stadtmauern und das Auffüllen der Gräben ging auf eine Idee von Zojs zurück. Er schuf ein Beispiel, indem er 1794 die an seinem Palast entlanglaufende Mauer samt Graben ankaupte und jene niederreissen, diesen zuschütten liess. Auf dem so gewonnenen Gelände pflanzte er Bäume an. Heute verläuft dort die nach Sigmund Zojs bennante »Cojzova cesta« (R. Andrejka, 1934). An der Strasse wurde 1927 eine Steinpyramide als Denkmal zu Ehren Sigmund Zojs' errichtet. Es trägt die Aufschrift ZOIS und ist ein Werk des Architekten Jože Plečnik.

Ausserordentlich grossen Einfluss übte Sigmund Zojs auch auf die kulturelle Entwicklung des Landes Krain aus. Dass Ljubljana ein Theater erhielt, war auch weitgehend das Verdienst von Zojs. Auch gab er Anstoss zur Gründung des Landesmuseums in Ljubljana, was er aber leider nicht mehr erlebt hat. Sigmund Zojs war der Mittelpunkt eines Kreises slowenischer Intellektueller, die sich die Pflege der slowenischen Sprache zur Aufgabe gesetzt hatten. Diese wurde in Krain als die Landessprache angesehen. Es handelt sich um die erfolgreichste Gruppe der slowenischen Erneuerer. Die Mitglieder pflegten sich im Zoisschen Palast in Ljubljana zu versammeln. Dabei stand ihnen Zojs mit seiner hohen Bildung, allgemeinen Vertrautheit mit der Literatur und Kenntnis der altslawischen Sprache als Auftraggeber, Ratgeber und Mäzen gegenüber. Wegen dieser für das nationale Erwachen der Slowenen überaus bedeutsamen Leistung wird der Name Zojs heute in Slowenien besonders noch geschätzt. Strassen in vielen Städten Sloweniens sind nach Zojs benannt. Der Zoissche Kreis ist aus dem Stoffplan des slowenischen Sprachunterrichts gar nicht wegzudenken. Diese Rolle von Sigmund Zojs wurde von den Literaturhistorikern schon eingehend behandelt (F. Kidrič, 1939, 1—38; L. Legiša & A. Gspan, 1956). Trotzdem muss aber hier auf zwei Angehörige dieses Kreises hingewiesen werden, die sich zusätzlich noch mit der Geologie bzw. Mineralogie befassten. Einer war der uns schon bekannte slowenische Dichter Valentin Vodnik, welcher die 1795 von Zojs zusammengestellte Expedition auf das Triglavgebirge geleitet hatte. Später kam Vodnik nach Ljubljana, wo er als Professor am Gymnasium tätig war. Der andere war Jernej Kopitar (1780—1841), der eine Zeitlang als Privatsekretär von Sigmund Zojs unter anderem auch dessen Mineraliensammlung betreute. Kopitar ging 1809 nach Wien studieren und nahm dort bald die Stelle eines Censors und Scriptors an der Hofbibliothek an. Er gilt als einer der hervorragendsten Slawisten. In der von F. Kidrič (1939, 1941) herausgegebenen deutsch abgefassten Korrespondenz zwischen Sigmund Zojs und dem Slawisten in

Wien (aus den Jahren 1809—1810) befindet sich viel mineralogisch Interessantes.

Wie die anderen Feudalherren der zweiten Hälfte des achtzehnten Jahrhunderts, so fühlte sich auch Sigmund Freiherr Zojs von Edenstein durch die Eingriffe des Staates unter Kaiser Joseph II in die vom Adel als unantastbar angesehenen Rechte gekränkt. In den Jahren 1781—1783 geriet Zojs in Auseinandersetzungen mit den der Herrschaft Brdo (Egg) unterstehenden Fronbauern. Die Bauern reichten Beschwerde beim Hof ein. Da keine Einigung erzielt werden konnte, und es zur Verweigerung der Fronarbeit kam, griff sogar das Militär ein. Die Nachricht vom Ausbruch der grossen französischen Revolution erschütterte Zojs. Im Verhältnis zu seinen Fronbauern wurde er nachgiebig. (J. Zontar, 1954, 1956).

Als die Franzosen zeitweilig, 1797 und 1805, Ljubljana besetzt hielten, und später nach ihrer Wiederkehr die Illyrischen Provinzen (1809—1814) mit Ljubljana als Hauptstadt gründeten, blieb Sigmund Zojs Österreich treu. Das aber hinderte französische Würdenträger und Gelehrte, wie etwa Marschall Marmont oder Charles Nodier nicht, im Hause von Zojs ein- und auszugehen, das weiterhin ein Musenhaus und Zentrum des geistigen Verkehrs blieb. Gewiss fühlte sich Zojs dem alten Herrscherhaus in Wien für das junge Adelsdiplom zu Dank verpflichtet, andererseits konnte aber vom Adel in den Illyrischen Provinzen ohnehin nicht erwartet werden, dass er einer Verwaltung zugetan wäre, die das feudale System teilweise abgeschafft hatte. Ferner war Zojs auch wegen der französischen Contributionen benachteiligt (Allgemeine Deutsche Biographie, 1900, 404; F. Kidrič, 1939, 37; F. X. J. Richter, 1920, 16—17).

Auch nach dem Abzug der Franzosen geriet Zojs aus den schon angegebenen Gründen immer mehr in materielle Schwierigkeiten. Die Krankheit liess ihn schon jahrelang nicht mehr aus dem Haus. Sein Besitzstand geriet langsam in Schulden. Kurz vor seinem Tode übergab Sigmund Zojs den ganzen Besitz samt Mineraliensammlung seinem Neffen Carl Zojs (1775—1836).

Sigmund Zojs starb am 9. November 1819. Er wurde auf dem alten Friedhof von Ljubljana von Bischof Augustin Gruber bestattet. Als Anfang des zwanzigsten Jahrhunderts dieser Friedhof aufgegeben wurde und dann geräumt werden musste, wurde die eiserne Grabplatte an der Hofseite des Zoisschen Palastes in Ljubljana eingemauert. Wahrscheinlich ruhen heute Sigmunds sterbliche Überreste auf dem neuen, Zale genannten Friedhof von Ljubljana und zwar an der Ecke, wo das eiserne Grabmal von Carl Zojs (1775—1836) steht (M. Bajuk, 1930). Auch dieses wurde vom alten Friedhof von Ljubljana hierher überstellt.

Erinnerungsstätten an die Zojs in Ljubljana

Wer heute in Ljubljana die Erinnerungsstätten an Sigmund und andere Mitglieder der Familie Zojs besichtigen möchte, der sollte jedenfalls den Zoisschen Palast auf dem Breg 22 aufsuchen. Es handelt sich um einen Komplex von 6 Häusern, die derartig zu einem einzigen Gebäude umgebaut

wurden, dass es heute einen Hof hufeisenförmig umgibt. Die Vorderseite des Palastes schaut zum Breg, die Seitentrakte werden flankiert von der verkehrreichen Cojzova cesta und einer Gasse, die nach dem Deutschrittersorden, der einst in der Nähe seinen Sitz hatte, den Namen Križevniška ulica führt. Links oberhalb des Haupteinganges am Breg befinden sich zwei Platten. Sie wurden im Garten gefunden und 1932 hier eingemauert. Die eine trägt die Aufschrift: Zojs / P.P. / MDCCXCVIII, auf der anderen ist das Wappen der Stadt Ljubljana mit der Jahreszahl 1589 zu sehen. An der Hofseite befindet sich Sigmunds eiserne Grabplatte, die nach Aufgabe des alten Friedhofs hier eingemauert worden ist. Neben dem Palast steht auf der Cojzova cesta das gleichfalls schon erwähnte in Form einer Pyramide errichtete Denkmal mit der Inschrift: ZOIS. Einzelheiten über das Entstehen des Zoisschen Palastes wie über dessen Sehenswürdigkeiten wurden schon mitgeteilt (E. Faninger, 1983, Fig. 2, 3 und 6).

In der Nähe des Zoisschen Palastes befinden sich das Mestni muzej Ljubljana (Städtisches Museum Ljubljana). In diesem Museum ist der von Sigmund Zojs benutzte Fahrstuhl ausgestellt. Dort hängt auch ein von A. Herrlein gemaltes Porträt des Freiherrn.

Die Mineraliensammlung von Zojs ist in dem Prirodoslovni muzej Slovenije. Neben der Sammlung steht die 1971 enthüllte bronzene Büste des Mäzens.

Sehenswert ist auch das schon im Zusammenhang mit Sigmund Zojs erwähnte Grabmal von Carl Freiherr Zojs von Edelstein (1775—1836) auf dem Friedhof Žale in Ljubljana. Es wurde hergestellt in dem einstigen Eisengusswerk Dvor (Hof) im Auftrag seiner Gattin Seraphine Freiin Zojs von Edelstein, geborene Gräfin von Eichelburg (1791—1849), deren Name ebenfalls auf dem Grabmal erscheint. Die anderen Angaben auf dem Grabmal, wie auch auf der daneben liegenden steinernen Platte, beziehen sich auf Verwandte.

Nachwort

Als C. Wurzbach (1891, 241) die Biographie von Sigmund Zojs schrieb, fragte er sich, wo ein Denkmal des hochverdienten Mannes zu finden wäre. Dies kann jetzt befriedigend beantwortet werden. Es handelt sich um das 1927 neben dem Zoisschen Palast aufgestellte Denkmal und um die 1971 im Prirodoslovni muzej Slovenije enthüllte Büste des Mäzens.

Danksagung

Für die Transkription einiger Texte bedanke ich mich schönsten Ema Umek, Direktorin des Arhiv SRS in Ljubljana, ebenso Tita Kovač-Artemis aus Athen für die zitierte persönliche Mitteilung.

Ziga baron Zois pl. Edelstein

Uvod

Ime Zois pozna vsak naravoslovec. Po Žigi Zoisu (1747—1819) se imenuje mineral zoisit, na njegovega brata Karla (1756—1799) pa spominjata dve rastlini: Zoisova zvončnica (*Campanula zoysii*) in Zoisova vijolica (*Viola zoysii*).

Naš članek je namenjen Žigi Zoisu (sl. 1), velikemu naravoslovcu, predvsem mineralogu, ki pa ima tudi v kulturnem pogledu velike zasluge, še posebej za narodno prebujanje, kot osrednja osebnost slovenskih prosvetljenčev. Da bi pa lahko vzpon Žige Zoisa tem lažje razumeli, moramo pri obravnavi življenjepisa upoštevati tudi njegovega očeta Michelangela Zoisa (1694—1777).

Michelangelo Zois in poreklo rodovine Zois

Najstarejša zgodovina rodovine Zois je še skrivnostna kot tudi še ni povsem pojasnjena etimologija priimka Zois. Po F. X. J. Richterju (1820, 5) izhajajo Zoisi iz Švice. Najkasneje v šestnajstem stoletju se je eden od prednikov Žige Zoisa naselil v dolini Imagna na Bergamaškem ter imel ali tukaj dobil priimek Zois. Osnovel je rodovino, ki se je v glavnem ukvarjala s kmetijstvom, nekateri pa so služili kot vojaki ali kurirji v Beneški republiki (F. Kidrič, 1939, 32; A. Müllner, 1898, 47—52).

Kdaj natančno in zakaj je prišel Michelangelo Zois (sl. 2), doma v Cacodelliju pri Berbenu na Bergamaškem, preko Trsta v Ljubljano, ne moremo ugotoviti. Vsekakor je to moralo biti kmalu v osemnajstem stoletju. Službo je dobil v železarski trgovini rojaka Petra Antona Codellija pl. Fahrenfelda. Kmalu je postal njegov družabnik, 1735 pa že lastnik trgovine. S svojim nečakom Bernardinom je organiziral prodajno mrežo po vsej Italiji in prodrl do glavnih centrov sredozemske trgovine. Še najbolj je obogatel, ko je postal lastnik rudnikov in železarskih obratov na Gorenjskem, celo železarna v Mislinji na Štajerskem je bila Zoisova last. Kupil si je več hiš v Ljubljani in jih nekaj predelal v enotno palačo, ki jo je kasneje še povečal njegov sin Ziga. Tudi v Trstu je imel Michelangelo več hiš in skladišče. Prav tako si je kupil več fevdalnih gospostev na Kranjskem. Najlepše med njimi je bilo Brdo pri Kranju.

Michelangelo Zois se je potegoval tudi za plemstvo. Kot priznanje za zasluge za pospeševanje trgovine ga je 1739. cesar Karel VI. povzdignil v viteški stan s pridevkom »von Edelstein«. Ko je Michelangelo Zois pl. Edelstein med tridesetletno vojno še prispeval velik znesek v izčrpano državno blagajno, mu je 1760 cesarica Marija Terezija še podelila baronski naslov. Gotovo si je Michelangelo predstavljal, da bi se njegovem priimek v toskanskem idiomu moral glasiti gioja, to je dragulj, saj je to besedo gladko prevedel za svoj nemški plemiški pridevek. Tudi lev s skodelo z dragulji v šapah tako na Michelangelovem viteškem grbu

(sl. 3) kakor tudi na grbu baronov Zojsov (sl. 4) govori za takšno razlago. Po F. Kidriču (1939, 32—33), ki pa sam zopet upošteva Willibalda Zupančiča (A. Müllner, 1898, 37), je priimek Zojs ladinskega izvora; beseda zojs naj bi pomenila isto kot gioja, to je dragulj, a zois naj bi bil množina od zoia. Zato tudi menijo, da izvirajo Zoisi iz retoromske Švice (L. Legiša & A. Gspan, 1956, 378). Vendar bi morali sedaj znova proučiti zgodovino Zojsov pred njihovo naselitvijo na Bergamaškem kot tudi etimologijo priimka Zojs, to še tem bolj, ker naj bi bila rodovina Zojs po podatkih Arthurja Zoisa (Z. Dt. Gemmol. Ges. 25 (1976) 1; 32) grškega porekla in še danes navzoča na otoku Kreti. V štirinajstem stoletju naj bi prednike Arthurja Zoisa zavlekli v Španijo, odkoder naj bi prišli v Lombardijo in se naselili v mestu Bergamu. Zelo zanimivo je tudi osebno sporočilo Tite Kovač-Artemis, avtorice zgodovinskega romana o Žigi Zoisu (Najbogatejši Kranjec), da je na polotoku Atiki pogost priimek ΖΩΗΣ, to je ZOIS, pride pa od besede ΖΩΗ, kar pomeni življenje. Nadalje hranijo v dunajskem arhivu Allgemeines Verwaltungsarchiv poleg prepisa Michelangelo baronske diplome (1760) tudi pismo Michelangela Zoisa cesarici Mariji Tereziji s priložo, imenovano »Pro Memoria«. Kot trdi Michelangelo Zojs, izhajajo Zoisi iz nizozemskega mesta Ammersfort (danes Amersfoort) ob reki Emme (danes Eem) v provinci Utrecht. Imenovali so se Zoësius odnosno Zöes. V šestnajstem stoletju je v Ammersfortu živel slavnj Heinrich Zoësius, nobilis patricius, ki mu je nadvojvoda Albert poveril prvo cathedra constitutionum. Iz te družine izhaja Thomas Zoësius, profesor prava v Ammersfortu, kasnejši dvorni svetnik v provinci Utrecht. Za časa upora na Nizozemskem se je Thomasov sin Nicolaus zaradi vere preselil v Bergamo v Italiji. Na Bergamaškem se je priimek Zöes spremenil v Zojs, kar je bilo povezano z izgovorjavo tega priimka.

Čeprav še bodo morali proučiti najstarejšo zgodovino Zojsov zgodovinarji, se lahko že danes sprašujemo, ali ni šla pot, ki je vodila rodovino Zojs iz Grčije preko Španije v Bergamo, nazadnje preko Nizozemske, ki je v šestnajstem stoletju nekaj časa pripadala Španiji?

Michelangelo Zojs je bil dvakrat poročen. Z ženo Marijo Ano Jožefo roj. Perneker je imel dva sinova in eno hčerko. Prvorojenec Avguštin (1731—1808) je imel na Dolenjskem več graščin. Kasneje se je preselil v Gradec (Graz) in velja za ustanovitelja štajerske veje Zojsov. Kot vdovec se je Michelangelo poročil z Ivano Katarino roj. Kappus pl. Pichelstein. V drugem zakonu je bilo še več otrok, omenimo pa samo tri. Prvorojenec je Žiga (1747—1819), sledil mu je Jožef (1748—1817), eden od njunih mlajših bratov pa je Karel (1756—1799), znan kot odličen botanik. Medtem ko sta Žiga in Karel ostala samska, velja njun brat Jožef za ustanovitelja kranjske veje Zojsov. Jožefov sin Karel (1775—1836) je imel tesne stike s stricem Žigom, o čem bomo še slišali.

Michelangelo Zojs je umrl 1777. Pokopali so ga v ljubljanski stolnici v kapelici Sv. Križa. Nagrobna plošča je imela grb baronov Zojsov in napis: PRO FAMILIA L. B. ZOIS. ANNO D. 1771 (A. Müllner, 1898, 80). Po neki kasnejši preureditvi kapelice nagrobne plošče ne vidimo več.

Žiga Zois

Žiga Zois se je rodil 23. novembra 1747 v Trstu. Otroštvo je preživel v Ljubljani. Oče je z njim govoril italijansko, mati rajši slovensko kot nemško, šola v Ljubljani je bila nemška. S petnajstim letom ga je oče poslal v Reggio Emilio študirat humanistične vede. Žigove takratne pesnitve so polne italijanske izvirnosti. Z osemnajstimi leti ga je oče poklical nazaj v Ljubljano, da bi ga uvedel v trgovske, rudarske in fužinarske posle. Poslej je Žiga dopolnjeval svojo izobrazbo zasebno. Pri tem sta ga uvedla v naravoslovne vede jezuita Gabrijel Gruber in Jožef Maffei. Kmalu je postal Žiga družabnik v očetovem podjetju, v katerem je bil že prej poslovno povezan Bernardino Zois. Leta 1774 je Žiga zamenjal očeta kot principal, in ko je 1793 umrl bratranec Bernardino, je Žiga prevzel celotno poslovanje podjetja v svoje roke. Toda vrhunec je podjetje doseglo že davno prej. V drugi polovici sedemdesetih let so se namreč pojavile v sredozemskih pristaniščih švedske in ruske ladje s cenejšim železom. Da bi se seznanil s sodobno tehnologijo, je Žiga prepotoval zahodno Evropo in se preko Italije vrnil v Ljubljano. Skušal je modernizirati svoje obrate, toda nastopile so težave zaradi nezadostne oskrbe z domačo rudo. Proizvodnja je postajala vedno bolj nerentabilna, kupcev iz leta v leto manj. Žiga je 1804 poslal nečaka Karla (1775—1836) na študijsko potovanje v Nemčijo, toda njegovih nasvetov ni mogel izkoristiti. Tudi ko je kasneje Karel prevzel stričevo podjetje, ni mogel konkurirati tujim železarnam, ki so delale v boljših proizvodnih razmerah.

Žiga Zois je želel biti samo izobražen fužinar, ne pa produktiven znanstvenik. Izjemoma je 1807 objavil v ljubljanskem nemškem tedniku nepodpisan članek o človeški ribici. Vendar je na svojem področju Zois zelo veliko naredil. Odlično se je spoznal v mineralogiji, geologiji, kemiji, metalurgiji in rudarstvu, veselili pa sta ga tudi zoologija in botanika. Njegova veličina se je pokazala v korespondenci z največjimi znanstveniki. Omenimo med njimi samo profesorja A. G. Wernerja na rudarski visoki šoli v Freibergu, ali pa profesorja kemije na berlinski univerzi M. H. Klaprotha. Zoisovo korespondenco hranijo v raznih ustanovah v Ljubljani, vendar moramo povedati, da gre v glavnem za pisma, ki jih je Zois prejel od drugih. Sam je naredil prepise pisem, ki jih je poslal v letih 1778—1793 raznim znanstvenikom, in jih vezal v 188 strani obsegajočo knjižico. Žal danes te knjižice ne moremo več izslediti. Izvlečke pisem mineraloške vsebine je objavil A. Belar (1894). Ti dokazujejo, da je Zois v marsičem presegal miselnost takratnega časa. Kako so Žigo Zoisa cenili sodobniki, dovolj jasno potrjujejo diplome številnih znanstvenih ustanov, še posebej pa poimenovanje minerala zoisita. Zaradi tehnične razgledanosti sta Žigo Zoisa imenovali za člana kmetijskih družb v Ljubljani in na Dunaju. Cesar Franc I ga je 1809 odlikoval s komanderskim križom Leopoldovega reda.

Zoisova zbirka mineralov je bila ena največjih in najlepših takratne Evrope. Marsikdo je obiskal Zoisa in si jo ogledal. Omenimo samo mineraloga F. Mohsa. Zoisova zbirka je postala temelj l. 1821 ustanovljenega Deželnega muzeja v Ljubljani. Danes jo lahko občudujemo v Prirodoslovnem muzeju Slovenije v Ljubljani (E. Faninger, 1983).

Pomemben je bil tudi Zoisov poseg v geologijo. Konec osemnajstega stoletja je potekal besedni boj med plutonisti in vulkanisti. Prvi so trdili, da so kamnine morske usedline, drugi pa so jim pripisovali ognjeniški izvor. Ko je J. E. Fichtel (1732—1795) trdil, da višje lege Triglavskega pogorja gradi masivni praapnenec, ki naj bi bil magmatskega izvora, je Žiga Zois dokazal, da imamo opravke s plastovitim apnencem, ki se je nekoč usedel v morju. Pri tem je Zoisu mnogo pomagal Valentin Vodnik (1758—1819), takrat župnijski upravitelj v bohinjškem Koprivniku, ki je 1795 vodil po Zoisu organizirano odpravo na Triglavsko pogorje, udeležil pa se je tudi druge istega leta. S tem v zvezi je nastala tudi Vodnikova oda Vršac. Podoben opis tega dogodka je že bil objavljen (J. Rus, 1933; E. Faninger, 1983, 6).

Manj znan je Žiga Zois kot zoolog in botanik. Doma je gojil in proučeval človeške ribice ter jih razpošiljal različnim interesentom, med njimi tudi K. F. A. Schreibersu na Dunaju. Ohranjeni so Žigovi ornitološki zapiski, seznam rib, ki so jih poznali na Kranjskem, ter sezname botaničnih imen. Pri tem je Žiga marsikje upošteval poleg latinščine ali nemščine še slovenščino. Mimogrede še omenimo, da je Žigov brat Karel, ki je večidel živel na Brdu pri Kranju, sestavil v latinskem, nemškem in slovenskem jeziku seznam rastlin, ki rastejo na Kranjskem.

Mnogo zaslug ima tudi Žiga Zois za olepšavo Ljubljane. Na svojem posestvu med današnjo Prešernovo cesto, Rimsko cesto in Igriško ulico je uredil botaničen vrt, ki ga je lahko obiskovalo občinstvo. Pravili so mu Zoisova aleja, pa tudi Zoisov vrt. Nadalje je odkupil ob svoji palači del mestnega obzidja z jarkom. Zid je dal podreti, jarek zasuti in tako pridobljeno zemljišče posaditi z drevjem. Sedaj je Zoisova aleja že davno pozidana, preko nekdanjega obrambnega jarka pa je speljana Cojzova cesta (R. Andrejka, 1934).

Kot osrednjo osebnost slovenskih prosvetlencev so Žigo Zoisa že primerno obravnavali slovstveni zgodovinarji. Na dva člana Zoisovega krožka, ki sta s svojim mentorjem sodelovala tudi na naravoslovnem področju, pa le moramo opozoriti. Eden je nam že znani slovenski pesnik Valentin Vodnik, ki je bil kasneje premeščen v Ljubljano in postal profesor in ravnatelj gimnazije. Pri drugem gre za Jerneja Kopitarja (1780—1841), ki je najprej bil Zoisov tajnik in kot tak zadolžen z mineraloško zbirko. Kasneje je šel Kopitar študirat na Dunaj, kjer je postal cenzor in skriptor v dvorni knjižnici. Slovi kot velik slavist. Korespondenca med Zoisom in Kopitarjem v letih 1809—1810 (F. Kidrič, 1939; 1941) odkriva marsikaj mineraloško zanimivega.

Kot drugi fevdalci je tudi Žiga Zois grenko občutil poseganje jožefinske absolutistične države v njihove privilegije. V letih 1781 do 1783 se je Zois zapletel v spor s podložniki gospostva Brdo pri Kranju. Kmetje so se pritožili na dvor. Ko se z Zoisom niso mogli sporazumeti in niso več prišli na tlako, je intervenirala vojska. Novica o izbruhu velike francoske revolucije je Zoisa pretresla. Postal je popustljiv do podložnikov (J. Zontar, 1954; 1956).

Ko so Francozi 1797 in 1805 začasno zasedli Ljubljano in po svojem ponovnem prihodu ustanovili Ilirske province (1809—1814) s sedežem v Ljubljani, je

Žiga Zojs ostal zvest Avstriji. To pa ni motilo francoskih dostojanstvenikov in znanstvenikov, kot npr. maršala Marmonta in Charlesa Nodiera, da ne bi zahajali v njegovo hišo, ki je še naprej ostala središče duhovne kulture. Gotovo se je Zojs čutil hvaležnega stari vladarski hiši za še mlado plemiško diplomo, na drugi strani pa se od plemstva v Ilirskih provincah tako ni moglo pričakovati, da bi bilo naklonjeno upravi, ki je deloma odpravila fevdalni sistem. Poleg tega so Zoisa prizadele še francoske kontribucije (*Allgemeine Deutsche Biographie*, 1900, 404; F. Kidrič, 1939, 37; F. X. J. Richter, 1920, 16—17).

Tudi po odhodu Francozov se je gmotni položaj Žige Zoisa vidno slabšal. Že od konca prejšnjega stoletja je bil zaradi ohromelosti nog navezan na bolniški voziček. Tik pred smrtjo je Žiga predal podjetje in premoženje nečaku Karlu (1775—1836). Umrli je 9. novembra 1819. Slovesno ga je pokopal škof Avguštin Gruber na starem ljubljanskem pokopališču pri Sv. Krištofu. Ko so v začetku dvajsetega stoletja to pokopališče opustili, so Zoisovo nagrobno ploščo vzdali na dvoriščni strani palače, v kateri je mecen umrl. Danes počivajo Žigovi posmrtni ostanki bržkone na Zalah, kjer je nagrobnik Karla Zoisa (1775—1836). Tudi ta je nekoč stal na starem ljubljanskem pokopališču.

Zoisova obeležja v Ljubljani

Kdor si želi danes ogledati Zoisova obeležja v Ljubljani, naj najprej poišče Zoisovo palačo na Bregu 22. Levo od glavnega vhoda bo videl dve plošči. Ena ima napis Zojs P. P. MDCCXCVIII, na drugi pa je grb mesta Ljubljane z letnico 1589. Obe plošči so našli na vrtu in ju vzdali na sedanje mesto. Na dvoriščni strani palače zapazimo železno nagrobno ploščo od Zoisovega groba na starem ljubljanskem pokopališču. Na Cojzovi cesti stoji poleg palače v obliki piramide zgrajen spomenik z napisom ZOIS. Postavili so ga 1927 Žigi Zoisu na čast, predstavlja pa delo arhitekta Jožeta Plečnika. Natančnejši podatki o Zoisovi palači so že bili objavljeni (E. Faninger, 1983, sl. 2, 3 in 6).

Mestni muzej Ljubljana razstavlja bolniški voziček, na katerega je bil Žiga Zojs priklenjen svojih zadnjih dvajset let, pa tudi neki mecenov portret, ki ga je naslikal A. Herrlein.

Zoisova zbirka mineralov je na ogled v Prirodoslovnem muzeju Slovenije. Poleg zbirke je bronast doprsni kip njenega bivšega lastnika. Odkrili so ga 1971, ko so slavili stopetdesetletnico prvega muzeja na Slovenskem, namreč Deželnega muzeja v Ljubljani, iz katerega so kasneje nastali po panogah ločeni Narodni, Etnografski in Prirodoslovni muzej. Kip Žige Zoisa je delo akademske kiparke Dore Novšak.

Na pokopališču Žale stoji nagrobnik Karla Zoisa (1775—1836). Naročila ga je v bivši železolivarni v Dvoru pri Žužemberku njegova soproga Serafina, ki je bila kasneje tudi pokopana pri svojem soprogu. Drugi napisi na nagrobniku kot tudi na poleg ležeči kamniti nagrobni plošči se nanašajo na sorodstvo.

Epilog

Ko je C. Wurzbach (1891, 241) pisal biografijo Zige Zoisa, se je vprašal, kje le stoji spomenik tega zaslužnega moža. Danes bi mu lahko zadovoljivo odgovorili. To sta kamnit spomenik ob Zoisovi palači v Ljubljani in bronasti doprsni kip v Prirodoslovnem muzeju Slovenije.

Zahvala

Najlepše se zahvaljujem E mi U me k, ravnateljici Arhiva SRS v Ljubljani, za transkripcijo nekaterih tekstov, prav tako Titi Kovač-Artemis iz Aten za citirano osebno sporočilo.

Literatur

Allgemeine Deutsche Biographie, 1900, Fünfundvierzigster Band, Verlag von Duncker & Humboldt, Leipzig.

Andrejka, R. 1934, Kje so bili Zoisovi vrtovi? Glasnik muzejskega društva za Slovenijo, Letnik XV, Zvezek 1—4, 107—115, Ljubljana.

Bajuk, M. 1930, Vodnik po ljubljanskih pokopališčih. Ljubljana.

Belar, A. 1894, Freiherr Sigismund Zois' Briefe mineralogischen Inhalts. Mittheilungen des Musealvereins für Krain, Siebenter Jahrgang, Zweite Abteilung: Naturkundlicher Theil, 120—134, Laibach.

Bufon, Z. 1971, Naravoslovje v slovenskem narodnem prebujanju. Zbornik za zgodovino naravoslovja in tehnike, I, 16—77, Ljubljana.

Faninger, E. 1983, Baron Ziga Zois in njegova zbirka mineralov. SCOPOLIA, No 6, 1—32, Ljubljana.

Fichtel, von J. E. 1794, Mineralogische Aufsätze. Wien. (Loc. cit. Rus, J. 1933: 96).

Hintze, C. 1897, Handbuch der Mineralogie. Zweiter Band, Leipzig.

Kidrič, F. 1939, Zoisova korespondenca 1808—1809. Korespondence pomembnih Slovencev 1. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani.

Kidrič, F. 1941, Zoisova korespondenca 1809—1810. Korespondence pomembnih Slovencev 2. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani.

Laibacher Wochenblatt, Nro. XXIX. 1807: Nachrichten von der in Dorfe Vir bey Sittich vorkommenden Fischart.

Legiša, L. & Gspan, A. 1956, Zgodovina slovenskega slovstva, I. Ljubljana.

Meixner, H. 1952, Entdeckung, Wiederauffindung und neue Beobachtungen am Zoisit-Zirkon-Vorkommen von der »Prickler-Halt«, Saualpe, Kärnten. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte. 97 (11). 205—210, Springer Verlag, Wien.

Mohorič, I. 1969, Dva tisoč let železarstva na Gorenjskem. Prva knjiga. Mladinska knjiga, Ljubljana.

Moll, von C. E. 1805, Annalen der Berg- und Hüttenkunde. 4. Band, München.

Müllner, A. 1898, Die Zukunft der Stadt Laibach. ARGO, VI. Jahrgang, Laibach.

Richter, F., X., J., 1820, Sigismund Zois, Freyherr v. Edelstein. 1—22, (Ljubljana).

Rus, J. 1933, Triglav v herojski dobi geološke vede. Geografski vestnik, 9 (1—4), 94—106, Ljubljana.

Wölle, H. 1984, Sigismund Freiherr Zois von Edelstein. Die Eisenblüte, Jahrgang 5 NF, Nummer 12, Graz.

Wurzbach, von C. 1891, Biographisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich, Sechzigster Theil. Wien.

Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft, 1976, Jahrgang 25, Heft 1, Idar-Oberstein.

Zontar, J. 1954, Neznana pisma Zige Zoisa. Kronika, Časopis za slovensko krajevno zgodovino, Letnik II, Zvezek 3, 188—191, Ljubljana.

Zontar, J. 1956, Upor podložnikov gospostva Brdo pri Kranju v letih 1781 do 1783. Kronika, Časopis za slovensko krajevno zgodovino, IV. letnik, 1. številka, 24—29, Ljubljana.

UDK 929:55 Zois = 30

Die Beziehungen von Baron Sigmund Zois (1747—1819) zu Berliner Naturforschern

Günter Hoppe

Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin, Invalidenstr. 43, DDR
1040 Berlin

Auszug

Sigmund Zois unterstützte die Bestrebungen der Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin, zu deren Mitglied er 1782 gewählt wurde, durch Sendungen von Mineralen, Gesteinen und Erzen. Das von ihm entdeckte und von A. G. Werner in Freiberg Zoisit genannte Mineral von der Saualpe in Kärnten brachte den Höhepunkt seiner Beziehungen zu Berlin. Der Chemiker M. H. Klaproth und der Mineraloge D. L. G. Karsten bestätigten und definierten das Mineral Zoisit durch chemisch-mineralogische Untersuchung.

Einleitung

Der Mineralname Zoisit erinnert an den Hüttenwerksbesitzer Sigmund Zois Freiherr von Edelstein (1747—1819) aus Ljubljana (Laibach), dem zu Ehren ein von ihm entdecktes Mineral benannt wurde. Sein verdienstvolles Wirken auf technischem, wissenschaftlichem und kulturellem Gebiet und seine Bedeutung für die Mineralogie wurde vor kurzem eingehend gewürdigt (E. Faninger 1983).

Im Zusammenhang mit der Definition des Minerals Zoisit spielen zwei Berliner Naturforscher, Zeitgenossen von S. Zois, eine Rolle: der berühmte Chemiker Martin Heinrich Klaproth (1743—1817) und der angesehene Mineraloge Dietrich Ludwig Gustav Karsten (1768—1810). Durch eine Anfrage von Ernest Faninger, Ljubljana, angeregt, wurde versucht, die nur wenig bekannten Beziehungen von S. Zois zu Berlin aufzuklären. Hierfür wurden unter anderem die Schriftgutsammlungen des Museums für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin herangezogen, und zwar die Tagebücher und Briefsammlungen der Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin und Materialien der Mineralsammlung des Museums.

S. Zois und die Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin

Die im Jahre 1773 gegründete Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin (im folgenden »Gesellschaft NFB«) war eine Vereinigung von Liebhabern der Naturkunde, die ihre Kenntnisse und Einsichten auf diesem Gebiet durch gemeinschaftliche Bemühungen zu vertiefen und zu vermehren suchten. Zu diesem Zweck trafen sie sich wöchentlich zu Aussprachen und Vorlesungen und unterhielten eine Bibliothek und ein Naturalienkabinett. Die Gesellschaft NFB bestand aus 12 ordentlichen Mitgliedern, die die Geschäfte abwechselnd führten. Durch Aufnahme zahlreicher außerordentlicher, meist auswärtiger Mitglieder erweiterte die Gesellschaft NFB ihren Gesichtskreis und Einzugsbereich. Bei der Auswahl geeigneter Personen legte man anfangs großen Wert darauf, besonders solche Mitglieder zu gewinnen, die die Aussicht boten, das Naturalienkabinett und die Bibliothek der Gesellschaft NFB zu bereichern.

Diese Beweggründe haben auch bei der Wahl von S. Zois, die am 22. 10. 1782 einstimmig erfolgte, eine Rolle gespielt. Der Wahlvorschlag stammte von dem Bankier Joseph Paul von Cobres (1749—1823) in Augsburg, einem Geschäftsfreund von S. Zois, der dessen weitreichende Handelsbeziehungen kannte. J. P. v. Cobres war über die Interessen der Gesellschaft NFB unterrichtet und hatte die Vermittlung von Beziehungen zu Italien versprochen. Von dort erhoffte sich die Gesellschaft NFB Mineral- und Gesteinsproben von Vulkanen für ihr Naturalienkabinett.

S. Zois dankte für die Aufnahme in die Gesellschaft NFB mit einem undatierten, am 26. 2. 1783 eingetroffenen Brief, der seine bescheidene Haltung bezeugt. Nach E. Faninger (1983) sah er sich nicht so sehr als profilierten Wissenschaftler, sondern mehr als gebildeten Praktiker. Der Brief lautet (Orthographie modernisiert):

»Verehrungswürdigste Herren!

Herr von Cobres hat sich durch die Freundschaft, die er mir schenkt, zu weit verführen lassen, da er Ihnen einen Menschen vorschlug, der nichts als ein bloßer Dilettant ist und folglich die Ehre und das Zutrauen, dessen Sie ihn würdigen, keinerdings verdient. Ich fühle meine Schwäche so sehr, daß ich dies aufrichtige Geständnis derselben meiner schuldigen Danksagung für das erhaltene Diplom vorauszuschicken gezwungen bin. Hienächst danke ich Ihnen ergebenst für die mir erwiesene Gnade und wünsche nichts sehnlicher, als daß ich mich derselben würdig machen könnte. Dieser und ähnliche Wünsche erfüllen mich ganz. Ich bin für Ihr verehrungswürdigstes Institut und für die ruhmvollen Verdienste jedes Ihrer gelehrten und arbeitsamen Mitglieder aus allen Kräften eingenommen. Ich würde mich glücklich schätzen, wenn ich auch im Stande wäre, etwas zu Ihrem gemeinschaftlichen Endzwecke beizutragen. Allein es fehlt mir gänzlich an solchen Aussichten und ich kann mich nur dem Dienste der Gesellschaft widmen, wie ich mich dann vorzüglich auch für ihre Kommunikation mit Italien, mit welchem mich meine Lage und mein Beruf in Verbindung setzt, erbiere und Sie, verehrungswürdigste Herren, versichere, daß ich Ihre Aufträge jederzeit mit Freude vollziehen und denselben mit Sehnsucht entgegensehen werde, um Ihnen beweisen zu können, mit wie vieler Dankbarkeit, Hochschätzung und Ergebenheit ich ewig sein will

Ihr gehorsamster Diener und Freund
Sigmund Zois Fh. v' Edlstein.«

Das Schreiben war über die Adresse des Berliner Arztes Markus Elias Bloch (1723—1799), ordentliches Mitglied der Gesellschaft NFB, der durch seine Publikationen über Fische bekannt wurde, angelangt. M. E. Bloch erhielt auch die Anfrage von J. P. v. Cobres, wonach S. Zois »im Vertrauen« von ihm die Auskunft haben möchte, ob der Gesellschaft NFB eine Sendung von Eisenerzen der Insel Elba und von vulkanischen Produkten aus Italien angenehm wäre. J. P. v. Cobres teilte auch mit: »Vielleicht sendet er auch das Saggio Orittografico des Abtes Soldani, nebst einer ziemlich vollständigen Sammlung der darin behandelten mikrokopischen Schattiere.« Im September 1783 traf das genannte Buch (A. Soldani 1780) mit einer 4 Kisten umfassenden Sendung in Berlin ein.

Im folgenden Jahr sandte S. Zois dann zwei Kisten mit Eisenerzen und Pechsteinen von Elba. Im Dankbrief, der von Friedrich Wilhelm Siegfried (1734—1809), dem Verwalter des Naturalienkabinetts der Gesellschaft NFB und ordentlichem Mitglied, verfaßt wurde, heißt es am 24. 4. 1785: »Im vorigen Jahre erhielten wir 2 Kisten mit den schönen und prächtigen Eisenstufen, ingleichen Pechsteinen von der Insel Elba und etlichen Schwefel und Lavenstücken, ohne Brief und sonstiger Nachricht. ... Durch Ihre Güte allein besitzen wir nun doch Mineralien aus Italien, indem unsere Herren italienischen Mitglieder noch nichts eingesandt, obgleich viel versprochen haben, wie zum Beispiel Herr Abt Fortis Versteinerungen in Lava und andere von ihm beschriebene Stücke, Herr Arduino und mehrere.«

Balthasar Hacquet (1740—1815), der einige Jahre am Lyceum in Laibach lehrte, hatte von dieser Sendung erfahren und reichte Abhandlung über die Pechsteine von Elba ein, die von der Gesellschaft NFB gedruckt wurde (B. Hacquet 1785).

Im Jahre 1786 kam es nochmals zu einem Briefwechsel mit S. Zois, ausgelöst durch einen Besuch von B. Hacquet in Berlin am 12. 9. 1786. Im Kabinett der Gesellschaft NFB erkundigte sich dieser nach Basreliefs aus Tropfstein, die seines Wissens S. Zois nach Berlin geschickt hatte. Eine Nachfrage von F. W. Siegfried beantwortete S. Zois damit, daß er noch auf Material aus Italien warten würde, um dann eine Sendung für Berlin zusammenzustellen. Da nichts dergleichen angekommen ist, muß man wohl annehmen, daß die durch Napoleon verursachten unsicheren und kriegerischen Verhältnisse in Italien, die sich auch bis nach Laibach auswirkten, die Materialbeschaffung verhindert haben.

Von da an schweigen die Tagebücher der Gesellschaft NFB für etliche Jahre über Beziehungen zu S. Zois; erst 1804/5 lebten sie nochmals auf. Den Anstoß dazu gab ein Besuch des Berliner Mineralogen D. L. G. Karsten bei S. Zois in Laibach.

Dietrich Ludwig Gustav Karsten (1768—1810) war ein Schüler des führenden Freiburger Mineralogen Abraham Gottlob Werner (1749—1817) (Abb. 1). Er kam 1789 nach Berlin und trat in die Bergverwaltung Preußens ein. Zugleich war er Lehrer an der 1770 gegründeten Berliner



Abb. 1. Dietrich Ludwig Gustav Karsten (1768—1810), Mineraloge und Bergbeamter in Berlin. Stich von S. Halle

Bergakademie und Leiter des »Königlichen Mineralienkabinetts«, das als Lehrsammlung der Bergakademie diente. Bereits 1790 wurde er außerordentliches, 1795 ordentliches Mitglied der Gesellschaft NFB. In diesen Jahren zeigte sich dort die Tendenz der Ablösung der älteren Generation ordentlicher Mitglieder, die fast sämtlich autodidaktisch gebildete Dilettanten waren, durch Wissenschaftler. Karsten betätigte sich in der Gesellschaft NFB sehr rege und nutzte die sich dort ergebenden Kontakte auch erfolgreich für die Vergrößerung des Fundus des Königl. Mineralienkabinetts aus, das schnell zu einer bedeutenden Sammlung anwuchs. Es wurde 1801 in einem eigens geschaffenen museumsartigen Gebäude untergebracht. Seine private Sammlung hatte Karsten schon 1789 dem Kabinett übergeben und sammelte nur noch für dieses. Im Jahre 1810 wurde das Königliche Mineralienkabinett der neu gegründeten Universität Berlin einverleibt und ist dadurch der Grundstock für das heutige Mineralogische Museum des Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität Berlin.

Im Jahre 1804 reiste **Karsten** in das »südliche Deutschland«. Anschließend war er in Wien, wo er mit **A. G. Werner** zusammentraf, besuchte einige Bergwerke in den Alpen und kam Mitte Oktober auch nach Laibach. Darüber berichtete er (**Karsten** 1805): »Einen halben Tag weilte ich bei dem alten **Baron Zois**, einem Veteran unter den auswärtigen Naturforschenden Freunden, der ebenso reich an wissenschaftlichen Kenntnissen als erfahren in der Bereitungskunde des Brescianer Stahls ist, und von dessen Hüttenwerken bei Asling und Steier die Häfen im Archipelagus wie im Mittelländischen Meere reichlich mit Stahl versorgt werden.«

Den persönlichen Kontakt hat **Karsten** gewiß benutzt, um **S. Zois** zum Senden von mineralogischem Material anzuregen. In seinem Reisebericht spricht er davon, ohne Namen zu nennen, daß Aussicht bestände, von verschiedenen Seiten Sendungen zu erhalten.

Im Dezember 1804 kam der Neffe von **S. Zois** und späterer Fortsetzer von dessen Lebenswerk, der **Baron Carl Zois** (1775—1836), nach Berlin und besuchte am 11. und 17. 12. 1804 sowie am 12. 3. 1805 die Gesellschaft NFB. Besonders die beiden ersten Zusammenkünfte dürften recht interessant gewesen sein, wie die behandelten Themen vermuten lassen: Explosion in einem oberschlesischen Kohlenbergwerk, chemische Untersuchung des Minerals Ichthyophthalm (Apophyllit), Nektar der Pflanzen, Klima von Moskau und **Karstens** vorjährige Reise durch die Alpen. **C. Zois** traf dabei übrigens mit zwei schwedischen Eisenhüttenleuten, **C. J. Lidbeck** und **W. Hilusch** aus Västmanland zusammen.

Die Gesellschaft NFB erhielt im Januar 1805 von **S. Zois** zwei Exemplare einer, wie es in dessen Brief an den Neffen hieß, »sehr merkwürdigen Amphibienart« aus einer Quelle von Sittich bei Laibach. Sie erwiesen sich als Grottenolm (*Proteus anguinus*). Weiterhin sandte **S. Zois** über **Karsten** zur gleichen Zeit auch das Verzeichnis einer großen Mineralsendung an die Gesellschaft NFB. Die 5 Kisten umfassende Sendung traf im Mai 1805 ein. Leider hat die Gesellschaft NFB später ihr Kabinett aufgegeben und die Akten nicht aufbewahrt. Dagegen blieb aber das Verzeichnis des beigefügten Materials »für Herrn Oberbergrat **Karsten**«, das heißt für das Königl. Mineralienkabinett, erhalten. Darin werden auf 4 Seiten 100 Mineral- und Gesteinsproben, einschließlich 6 großen Ausstellungsstücken, aufgeführt. 35 Stücke davon stammen aus Krain, 27 aus Kärnten (besonders von der Saualpe, Abb. 3) und 38 aus Steiermark. Bei den Eisenerzproben, die offenbar in den Hüttenwerken von **S. Zois** verarbeitet wurden, finden sich Angaben über die erschmolzenen Eisenqualitäten: zähes Eisen für Nägel und Draht aus dem Eisenlebererz der Wochein, Roheisen für Schmelzstahl aus Brauneisenstein und braunsteinhaltigem Zuschlagerz von Jauerburg, hart zähes Stabeisen aus Magneteisenstein von Mißling und Spateisenstein von Weitenstein.

Berliner Arbeiten an dem von **S. Zois stammenden Material**

Die von **S. Zois** im Jahre 1805 gesandten Minerale gaben Veranlassung zu mehreren Untersuchungen in Berlin. Neben **Karsten** war daran besonders der schon damals berühmte Pharmazeut und Chemiker **Martin Heinrich**



Abb. 2. Martin Heinrich Klaproth (1743—1817), Pharmazeut und Chemiker in Berlin. Marmorbüste von E. A. Lührssen im Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin. Photo A. Tölke

Klaproth (1743—1817) beteiligt (Abb. 2). Auch er gehörte der Gesellschaft NFB an, seit 1791 als ordentliches Mitglied. Am bekanntesten ist er durch die Entdeckungen einiger chemischer Elemente (U, Zr, Sr, Ti, Te u. a.), die das »Nebenergebnis« seiner sehr zahlreichen quantitativen Analysen von Mineralen waren. Klaproth zeichnete sich durch große Exaktheit, durch genaue Darlegung des angewandten Analysenganges und Einführung neuer Aufschluß-

verfahren aus. Wenn auch seine Analysen heute vielfach nur historischen Wert haben, muß aber anerkannt werden, daß Klaproth die analytische und mineralogische Chemie außerordentlich gefördert hat.

Klaproth kam sehr spät, erst nachdem er im Jahre 1780 Besitzer einer Apotheke in Berlin geworden war, zur wissenschaftlichen Betätigung. Die ersten Elemententdeckungen gelangen ihm im Jahre 1789 (U, Zr). In dem 25 Jahre jüngeren Mineralogen Karsten fand er einen Mitarbeiter und Freund, der ihm für seine mineralchemischen Publikationen Mineralbeschreibungen nach der Terminologie A. G. Werners lieferte. Karsten gelangte unter dem Einfluß von Klaproth und auch durch die von ihm organisierte Übersetzung des stark kristallographischen Lehrbuchs der Mineralogie von R. J. Haüy (1804) dazu, die einseitige und abschließliche Verwendung der äußerlichen Kennzeichen der Minerale abzulehnen und die Bedeutung der chemischen und kristallographischen Kennzeichen für die Systematik der Minerale zu betonen. Er hat dadurch zur Vervollkommnung der mineralogischen Systematik beigetragen (G. Hoppe 1984).

Für seine Analysen verwandte Klaproth meist Material aus seiner privaten Sammlung, zu deren Aufbau Geschenke von verschiedenen Seiten beigetragen haben. Durch das Originalmaterial zu seinen Analysen erhielt die Sammlung erhebliche Bedeutung. Sie existiert größtenteils noch, da sie nach dem Tode Klaproths für die Berliner Universität angekauft wurde, und befindet sich im Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin (G. Hoppe & G. Wappler 1983).

Auch von S. Zois hat Klaproth Material erhalten. Näheres dazu ist unbekannt, da der schriftliche Nachlaß Klaproths nicht überliefert ist. Lediglich in dem Artikel über das »körnige Eisen-Chromerz« von Steiermark (Klaproth 1806a, 1807a) heißt es (nach der Feststellung, daß das 1799 entdeckte Mineral bisher nur vom Ural und Frankreich bekannt ist): »Zur Auffindung einer dritten, am Chromgehalte sehr reichen Abänderung, welche den Gegenstand nachstehender Analyse ausmacht, hat der um das Fach der Mineralogie sehr verdiente Herr Baron von Zois zu Laybach durch gefällige Mitteilung mehrerer interessanter Fossilien aus den Kärntenschen, Krainschen und Steierschen Gebirgen die Veranlassung gegeben.« Es handelt sich um Chromit aus dem Serpentinlager an der Gulsen ob Kraubat, das im Verzeichnis des an Karsten gesandten Materials nur als »unbekanntes Erz, zur Untersuchung« bezeichnet war. Klaproths Analyse erbrachte neben Chrom und Eisenoxid geringe Mengen »Alaun- und Kieselerde«, da der Chromit sich nicht sauber genug vom beigemengten Talk auslesen ließ.

Besonderes Interesse beanspruchen die Untersuchungen am Zoisit. Dieses Mineral hatte S. Zois in dem Material entdeckt, das ihm der Mineralhändler Simon Preschern im Jahre 1804 von der Saulpe in Kärnten beschafft hatte. Im Verzeichnis der Sendung von 1805 tritt es viermal als »Unbekanntes Fossil« auf (Abb. 3):

»50. Zyanit auf Gangquarz, mit blättrigem Augit, Granat, ganz kleinen Titankörnchen und dem tremolitähnlichen, noch unbestimmten Fossil.

51. Unbekanntes Fossil, ein in obigem Quarz mit Zyanit usw. eingewachsener Kristall, vielleicht mit dem Tremolit verwandt.

47. Quarz, Kalk, der Pan Algen mit Quarz eingestreut
 in sehr unregelmäßiger Lagerung auf Quarz aufgesetzt.

48. So und Hornblende, Zyanit, ... - Zymonit?

49. Hornblende mit Quarz, in grobgranularen Massen

50. Zyanit auf ganz Quarz, mit kleinem Rest. Quarz, ganz klein
 sitzen vorwiegend, und den Zymonitfahnen auf einigem Rest
 des Quarz, hinter sich den Zymonit vorwärts.

51. Unbehandeltes Sappir, nur in obigen Quarz, mit Zyanit u. s. w. eingestreut
 in der Masse, hinter sich den Zymonit vorwärts.

52. So in Quarz und großkörnigen Zymonit eingestreut
 von diesen 2 Arten sind bisher nur wenige Stücke gefunden worden.

53. Unbehandeltes Sappir, in weissen Quarz, mit Zymonitfahnen
 hinter sich den Zymonit vorwärts.

54. Einiges Zyanit - oder Sappir? - von grobkörniger Farbe

55. Sappir mit weißgranularem Quarz f. Sappirfahnen

56. 57. Mikroskopische und feinkörnige Quarz, mit
 f. Alen Sappirfahnen vorwiegend zu dem Quarz, f. Alen
 der untern Pan Algen ob N. Oberalt.

Abb. 3. Ausschnitt aus dem Verzeichnis der Mineralsendung, die S. Zois im Jahre 1805 nach Berlin sandte. Randnotiz von der Hand D. L. G. Karstens

52. D² in Quarz mit großblättrigem Glimmer eingewachsene Kristalle. (Von diesen 2 Arten sind bisher nur wenige Stücke gefunden worden).

53. Unbekanntes Fossil, in rostgelb verwitterten, derb zusammengehäuften Kristallen. (Steht vielleicht auch mit obigem in Verwandtschaft).«

Zu diesen und einigen weiteren Positionen folgt der Zusatz: »Alle diese Fossilien gehören zu dem Smaragditfelslager der unteren Sau Alpe ob St. Oswald.«* Am Rande neben den Nr. 51—53 findet sich die spätere Eintragung »Zoisit« von der Hand Karstens, der die Sammlungsetiketten ursprünglich mit der von S. Zois verwendeten Bezeichnung beschriftet hatte (Abb. 4). Klaproths eigenhändige Etiketten bezeichnen das Mineral als Zoisit (Abb. 5).

Bekanntlich stammt der Mineralname Zoisit von A. G. Werner, der dies aber nicht selbst publiziert hat. Vielmehr gelangte die Nachricht über den Namen und die systematische Stellung auf dem gleichen Wege in die

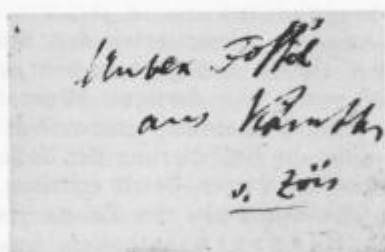


Abb. 4. Sammlungsetikett zum Zoisit, geschrieben von D. L. G. Karsten, »Unbekanntes Fossil aus Kärnten v. Zois«

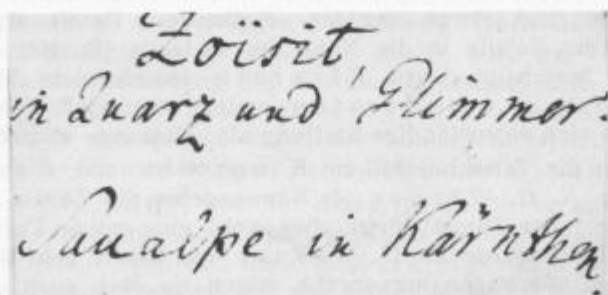


Abb. 5. Sammlungsetikett zum Zoisit, geschrieben von M. H. Klaproth, »Zoisit, in Quarz und Glimmer. Saualpe in Kärnten«

* Vgl. dazu: Meixner 1952.

Literatur, wie die Nachrichten über die von A. G. Werner jährlich vorgenommenen Veränderungen und Ergänzungen seines in den Vorlesungen benutzten Mineralsystems: es wurde mit oder ohne seine Genehmigung durch seine Schüler und Anhänger in Zeitschriften oder Lehrbüchern veröffentlicht. A. G. Werners Mineralsystem von 1804 kam als 38×45 cm große Tabelle im Heft 3 von C. E. Molls Annalen der Berg- und Hüttenkunde, München, Band 3 (1804, gedruckt 1805), heraus. Hierin ist der Zoisit noch nicht enthalten. Aus dem nächsten Band der gleichen Zeitschrift (Band 4, 1805, S. 445) erfährt man, daß A. G. Werner von Baron Zoiss Material von der Saualpe bekommen und darin »eine neue Steinart entdeckt habe, die er zu seiner Zeit bekannt machen werde.« Wenige Seiten weiter (S. 453) werden die »neuesten Veränderungen in Werners Mineralsystem« angezeigt, wonach Zoisit als 28. Gattung eingefügt ist, ohne mit den benachbarten Gattungen (Pistacit und Axinit) in einer Sippschaft vereinigt zu sein. Das volle Mineralsystem A. G. Werners von 1805 ist im 4. Band des Lehrbuchs von F. A. Reuss (1806) abgedruckt. Mehr als nur den Namen und den Platz im System erfährt man von Freiburger Seite erst 6 Jahre später (C. A. S. Hoffmann 1811).

Klaproth und Karsten akzeptierten den Namen Zoisit. Die Veröffentlichung Klaproths (1806b, wenig verändert 1807b) sagt dazu: »Statt der Benennung Saualpit, womit die dortigen Mineralogen diese (»bis jetzt unbestimmt gebliebene« 1807b) Steinart einstweilen bezeichneten, hat sie gegenwärtig, zu Ehren des um die Beförderung der Naturkunde sehr verdienten Herrn Barons von Zoiss, den Namen Zoisit erhalten.« In dem Artikel sind eine detaillierte »äußere Charakteristik« des Zoisits von Karsten und die chemischen Analysen von Klaproth enthalten. Anschließend daran publizierte Klaproth (1807c) noch seine Untersuchungen an dem »blättrigen Augit« der Saualpe, der den Zoisit begleitet.

Nach Klaproths Analyse erwies sich der Zoisit als schwach eisenhaltiges Ca-Al-Silikat: »Kieselerde 45, Alaunerde 29, Kalkerde 21, Eisenoxid 3«, Summe 98 0/0. Der rostgelbe Zoisit ist ähnlich beschaffen, hat aber etwas mehr Eisenoxid und etwas weniger »Kalkerde«. Damit ergab sich die Einrangierung des Zoisits in die Nähe des Pistazits (Epidot) durch A. G. Werner als berechtigt, wozu Klaproth jedoch nicht Stellung nahm. Erst aus den Tabellen von Karsten ersieht man, daß Karsten dem Zoisit ebenfalls eine eigenständige Stellung als »Gattung« zuspricht.

Auffällig ist die Tatsache, daß in Klaproths und Karstens Veröffentlichungen A. G. Werner als Namensgeber des Zoisits nicht erwähnt wird. Nach Lage der Dinge dürfte dies wohl eine milde Form von Kritik gewesen sein. Zwar wurde A. G. Werner von beiden sehr hoch geschätzt, wie aus vielen Äußerungen hervorgeht, waren sie doch auch die Initiatoren für die Aufnahme A. G. Werners in die Berliner Akademie der Wissenschaften im Jahre 1808. Dennoch sind Unterschiede in ihren Ansichten nicht zu übersehen, besonders was die Berücksichtigung der chemischen Beschaffenheit der Minerale betrifft. Die dringende Notwendigkeit derselben ist von Klaproth wiederholt stark betont worden. Besonders drastisch war dies am Beispiel des Muriacits geschehen, der als Calciumchlorid galt und

sich als Gemenge von Calciumsulfat und Steinsalz herausstellte (Klaproth 1795): »Wieviel umfassender würde nicht die Übersicht unserer gegenwärtigen Kenntnisse der Mineralkörper sein und der Berichtigungen weniger bedürfen, wenn jedes neu aufgefundene Fossil auch sogleich auf den chemischen Prüfstein gezogen, und nicht eher, als nach aufgedrucktem vollgültigen Siegel der Wahrheit ins System aufgenommen würde.« Aber ungenutzt blieb Karstens Angebot an A. G. Werner, ihm bei der Beschaffung chemischer Daten von Mineralen behilflich zu sein (Brief vom 16. 3. 1792; Wissensch. Altbestand der Bergakademie Freiberg, Briefe an Werner I, Bl. 166/7). A. G. Werner ging auch nicht auf Karstens Vorschlag ein, zwischen Freiberg und Berlin eine »Sozietät« zum Zwecke des gemeinschaftlichen Vorgehens in nomenklatorischer und klassifikatorischer Hinsicht zu gründen, wozu ihn sein Minister befugt und Mittel bewilligt hatte (Brief aus dem Jahre 1803; wie vor, Bl. 180 1). Erst als A. G. Werner Ende August 1805 Berlin besuchte, äußerte er den Wunsch, »in den Bestimmungen der neuentdeckten Fossilien mit möglichster Übereinstimmung zu verfahren«, wie Karsten brieflich bestätigte (wie vor, Bl. 175 6). Zur Zeit von A. G. Werners Besuch in Berlin war aber der Zoisit bereits benannt und in A. G. Werners System einrangiert. Die Berliner Arbeiten begannen erst danach. So teilte Klaproth am 17. 6. 1806 das Ergebnis seiner »neuesten Analyse« in der Gesellschaft NFB mit und verlas 4 Monate später das fertig gestellte Manuskript, das noch im gleichen Jahr gedruckt wurde (Klaproth 1806b). Im Resultat jedoch kann man aber mit E. Faninger (1983) davon sprechen, daß das Mineral Zoisit von A. G. Werner in (nachträglicher) Übereinstimmung mit Klaproth und Karsten aufgestellt worden ist.

Angefügt sei noch, daß die Eigenständigkeit des Minerals Zoisit keineswegs unumstritten war. Bereits J. J. Bernhardt (1774—1850), Botaniker und Mineraloge der Universität Erfurt, der den Zoisit der Saualpe im Sommer 1805 bei seinem Besuch in Laibach bei S. Zois gesehen hatte, hielt ihn für eine Varietät des Epidots (C. F. Bucholz 1806). Dies setzte sich fort, als noch weitere Funde von Zoisit gemacht wurden (C. Hintze 1897). Auch der Berliner Chemiker C. F. Rammelsberg (1813—1899) neigte mehr zu dieser Meinung, nachdem er zahlreiche Zoisite, auch das Originalmaterial der Saualpe aus der Sammlung des Berliner Mineralogischen Museums, neu analysiert hatte (C. F. Rammelsberg 1857). Die endgültige Eigenständigkeit des Zoisits wurde erst durch die Modernen kristalloptischen und kristallstrukturellen Untersuchungen sichergestellt (H. Strunz 1977).

Aus alledem geht hervor, daß S. Zois in Berlin verständnisvolle und dankbare Partner fand, die seine Bemühungen zu würdigen verstanden. Besonders mit seiner Sendung von 1805 löste S. Zois in Berlin intensive chemisch-mineralogische Untersuchungen aus, die den Höhepunkt, aber auch zugleich den Abschluß der Beziehungen bildeten. Ihre Fortsetzung wurde wahrscheinlich durch die politische Situation in Europa verhindert, die sich nach dem Sieg Napoleons über Preußen im Jahre 1806 für lange Zeit einstellte und erst spät überwunden werden konnte. Auch die gesundheitliche Lage von S. Zois, der viele Jahre seines Lebens an den Rollstuhl gefesselt war, kann mit dazu beigetragen haben.

Literatur

- Bucholz, C. F. 1806, Analyse des Zoisits. Journal für die Chemie und Physik, Hrsg. A. F. Gehlen, Band 1, 197—202, Berlin.
- Faninger, E. 1983, Baron Ziga Zois in njegova zbirka mineralov. Baron Sigmund Zois and his mineralogical collection. Prirodoslovni muzej Slovenije, Scoplia, No 6, 1—32, Ljubljana.
- Hacquet, B. 1785, Pechsteine der Insel Elba. Schriften der Gesellschaft naturforschender Freunde Berlin, Band 6, 77—87, Berlin.
- Haüy, R. J. 1804—10, Lehrbuch der Mineralogie. Übersetzung aus dem Französischen, Hrsg. D. L. G. Karsten, 5 Bände, Paris und Leipzig.
- Hintze, C. 1897, Handbuch der Mineralogie, Band 2, 202, Leipzig.
- Hoffman, C. A. S. 1811, Handbuch der Mineralogie, Band 1, 665—672, Freyberg.
- Hoppe, G. 1984, Der Anteil Dietrich Ludwig Gustav Karstens an der Entwicklung der Mineralsystematik. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, Band 12, Heft 6, 709—717, Berlin.
- Hoppe, G. & Wappler, G. 1983, Die Mineralsammlung Martin Heinrich Klaproths und seine mineralanalytischen Bestrebungen. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, Band 11, Heft 10, 1245—1253, Berlin.
- Karsten, D. L. G. 1805, Auszüge aus Briefen an einen Berlinischen Freund über einige Gegenstände der eben beendigten Reise. Neue Berlinische Monatsschrift, Band 13, Januar, 42—66, Berlin.
- Karsten, D. L. G. 1808, Mineralogische Tabellen mit Rücksicht auf die neuester Entdeckungen, 2. Auflage, Berlin.
- Klaproth, M. H. 1795, Prüfung des vermeintlichen Muriacits. Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper, Band 1, 307—310, Posen und Berlin.
- Klaproth, M. H. 1806a, Chemische Untersuchung des körnigen Eisenchromerzes aus Steiermark. Journal für die Chemie und Physik, Hrsg. A. F. Gehlen, Band 1, 189—192, Berlin.
- Klaproth, M. H. 1806b, Chemische Untersuchung des Zoisits. Journal für die Chemie und Physik, Hrsg. A. F. Gehlen, Band 1, 193—197, Berlin.
- Klaproth, M. H. 1807a, 2. Abdruck: Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper, Band 4, 132—136, Posen und Berlin.
- Klaproth, M. H. 1807b, 2. Abdruck: Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper, Band 4, 179—184, Posen und Berlin.
- Klaproth, M. H. 1807c, Chemische Untersuchung des blättrigen Augits, von der Sau-Alpe. Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralkörper, Band 4, 185—189, Posen und Berlin.
- Meixner, H. 1952, Entdeckung, Wiederauffindung und neue Beobachtungen am Zoisit-Zirkon-Vorkommen von der »Prickler Halt«, Saualpe, Kärnten. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte der Montanistischen Hochschule Leoben, Band 97, Heft 11, 205—210, Wien.
- Rammelsberg, C. 1857, Über den Zoisit und seine Beziehungen zum Epidot. Annalen der Physik und Chemie, Hrsg. J. C. Poggendorff, Band 100, 133—142, Leipzig.
- Reuss, F. A. 1806, Lehrbuch der Mineralogie, 4. Teil, 42—59, (Zoisit S. 43) Leipzig.
- Soldani, A. 1780, Saggio orittografico, ovvero osservazioni sopra le terre nautilitiche e ammonitiche della Toscana. Siena.
- Strunz, H. 1977, Mineralogische Tabellen. 6. Auflage, 398, Leipzig.

Paleontologija in stratigrafija
Paleontology and stratigraphy

1978

1978

1978

1978

1978

1978

1978

1978

1978

1978

UDK 551.761:562(497.12)=863

Langobardske plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji

Langobardian beds with daonellas and posidonias in Slovenia

Bogdan Jurkovšek

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Posamezne vrste rodov *Daonella* in *Posidonia* so odlični vodilni fosili, ki so zlasti pomembni pri razčlenjevanju ladinjskih plasti. Raziskali smo dvanajst profilov, v katerih smo našli bogato školjčno favno in z njo dokazali langobardsko starost plasti. Najpogostejša in najbolj razširjena langobardska vrsta v Sloveniji je *Daonella lommeli* (Wissmann). Našli smo jo v vseh dvanajstih opisanih profilih. Lepo ohranjeni primerki s Korošice v Kamniških Alpah so nam omogočili natančen študij njenega ontogenetskega razvoja. V istem profilu je bila prvič v Sloveniji najdena tudi vrsta *Posidonia pannonica* Mojsisovics. Zelo razširjena langobardska vrsta v Sloveniji je tudi *Posidonia wengensis* Wissmann, ki je pogosto kamenotvorna v posameznih plasteh. Z vzporednimi raziskavami konodontov, amonitov in daonel smo pri Oblakovem vrhu dokazali langobardsko podstopnjo.

Abstract

Individual species of genera *Daonella* and *Posidonia* are excellent index fossils, which are especially important in subdividing the Ladinian beds. Twelve sections have been investigated in Slovenia recently. Rich lamellibranch fauna in them proved the Langobardian age of the beds. The most abundant and most frequent Langobardian species is *Daonella lommeli* (Wissmann), which was found in all studied sections. Well preserved specimens from Korošica in the Kamnik Alps allowed a detailed study of its ontogenetic evolution. In the same section, for the first time in Slovenia, was also found the species *Posidonia pannonica* Mojsisovics. Another very frequent Langobardian species in Slovenia is *Posidonia wengensis* Wissmann, which can be rockforming. Parallel studies of conodonts, ammonites and daonellas at Oblakov vrh position it in the Langobardian substage.

Uvod

V letih od 1979 do 1981 smo raziskali več zanimivih srednjetrojasijskih profilov v Sloveniji (sl. 1). Bogata fosilna favna nedvomno opravičuje njihovo predstavitev širši geološki javnosti. Z daonelami in pozidonijami smo lahko zanesljivo določili langobardsko podstopnjo. Poleg makropaleontoloških raziskav smo opravili številne sedimentološke in mikropaleontološke analize zbruskov, pomembni pa so tudi rezultati vzporednih konodontnih raziskav. V tem delu je poleg vrst *Posidonia pannonica* Mojsisovics, *P. wengensis* Wissmann in *Daonella* cf. *tripartita* Kittl podrobno predstavljena tudi v Sloveniji najpogostejša vrsta *Daonella lommeli* (Wissmann) in njen biostratigrafski položaj.

Konodontne analize je opravila T. Kolar-Jurkovšek, sedimentološke S. Orehek in B. Ogorelec, mikropaleontološke L. Šribar, fotografije fosilov pa je izdelal M. Grm. Za dragocene nasvete in pomoč pri raziskavah se zahvaljujem S. Buserju in A. Ramovšu.



Sl. 1. Geografski položaj nahajališč langobardskih daonel in pozidonij

Fig. 1. Geographical distribution of localities of Langobardian *Daonella* and *Posidonia*

Dosedanje raziskave langobardskih plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji

Prve primerke vrste *Daonella lommeli* je na slovenskem ozemlju našel M. V. Lipold (1858) v peščenjaku vzhodno od Primskovega in v njegovi bližnji okolici. V črnem bituminoznem apnencu na Korošici v Savinjskih Alpah je F. Teller (1885, 356, 357) določil poleg vrst *Daonella lommeli* in *Posidonia wengensis* številne amonite, med njimi vodilni vrsti za langobardsko podstopnjo *Trachyceras archelaus* Laube in *Monophyllites wengensis* (Klipstein). Na pobočju Celjskega gradu je Riedl našel amonita *Trachyceras julium* Mojsisovics. F. Teller je na podlagi te najdbe določil wengensko starost skrilavca. Zatem se mu je posrečilo najti v sivem skrilavcu še odtise školjke *Daonella lommeli* in tako ponovno dokazati wengensko starost plasti. Ko je poročal o najdbi daonel, je Teller (1889, 210) prvič imenoval ta skrilavec kot psevdoziljski.

E. Kittl (1912) omenja najdbo školjke *Posidonia idriana* Mojsisovics iz wengenskih plasti pri Idriji in *P. wengensis* iz Hudega konca (Hudi klanec), kjer jo je v črnih skrilavcih našel F. Kossma t.

Germovšek (1955, 121) je poročal tudi o wengenskih klastičnih kameninah med Petelinjkom in Drenovcem ter ob Tihabojskem potoku južno od Brgleza. Med njimi prevladuje sivi glinasti skrilavec, ki ga je imel za ekvivalent psevdoziljskih plasti. Ponekod vsebuje toliko kremenca, da prehaja v kremenov skrilavec. V njem je našel več vrst daonel, med drugimi tudi vrsto *Daonella lommeli*.

A. Ramovš (1958 a) je našel veliko daonel v temnem glinastem skrilavcu na južni strani velike zamočvirjene doline vzhodno od Lesnega brda. Med drugimi je tam tudi *Daonella lommeli*, vodilna okamenina za wengenske sklade.

Na Jelovici leži na tufu breča iz temno sivih apnencev. V različnih kosih apnenca je O. Kühn (1958, 450) določil naslednje vrste: *Daonella cf. tyrolensis* Mojsisovics, *D. cf. bulogensis* Kittl in *D. lommeli*. Apnenci z navedenimi fosili pripadajo različnim horizontom od spodnjega do zgornjega ladinija.

A. Ramovš (1958 b, 150) je poročal, da spada del nekdanjih »krških skladov« severno od Vidma v ladinjsko stopnjo in so verjetno wengenske starosti. Poleg različnih skrilavcev in apnencev se pojavlja tudi tuf. Heritsch in Seidl sta ga opisala severno od Sv. Janeza kot »pietra verde« in ga uvrstila med buchensteinske sklade. V kremenastem apnencu in tufu najdemo redke školjke iz rodu *Daonella*, ki tudi govoriyo za ladinjsko starost.

Med domom v Podutiku in prevalom jugovzhodno od Toškega čela nastopa črni apnenec, apneni skrilavec in tuf. V skrilavcu je ponekod vse polno školjk vrste *Posidonia wengensis* (Ramovš, 1961, 147).

K. Grad (1962, 116) je v članku »Geološke razmere med Rudnico in Savo« napisal, da so na pobočjih južno od Sremiča našli v črnem ploščastem apnencu ostanke školjk *Daonella cf. lommeli* in *Posidonomya wengensis*. Številne daonele so našli tudi v silificiranem zelenkastem skrilavcu severno od vasice Plešivec in zahodno od Ravnega loga. Na osnovi teh najdb so potrdili wengensko starost omenjenih kamenin.

V okolici Idrije pripadnost konglomeratov langobardski podstopnji vsaj v novejšem času ni bila dokazana. F. Kossmat (1898) je opisal iz tufskih vložkov v konglomeratu pri Zavratcu ostanke školjk *Daonella lommeli* in *Posidonia wengensis*.

J. Čar (1968, 32), ki je proučeval razvoj langobardskih plasti v strukturi četrtega pokrova v bližnji okolici Idrije, je našel v apnencu skaunških plasti precej pogostne ostanke školjk *Posidonia wengensis* (Kovačev rovt) in *Daonella lommeli* (Urbanovec). J. Čar (1968, 39) je napisal, da se pojavljata obe vrsti skupaj z amoniti rodu *Trachyceras* tudi v tufitu na Tičnici in da se je F. Kossmatu že konec prejšnjega stoletja tam posrečilo najti določljiv primerek amonita *Trachyceras idrianum* Mojsisovics.

Drugi profil, ki ga je opisal J. Čar (1968, 42) na Zagodovem vrhu, je precej tanjši od prvega. Tu ležijo v dolomitni breči najprej pole gomoljastega apnenca, ki tu in tam prehaja že v konglomerat. Tem sledi bituminozni skoraj črni laporni apnenec z rastlinskimi ostanki. Na njem leži deloma silificirani temni tenko plastnati apnenec z vložki tufskega materiala. Pod cordevolskim svetlim dolomitom so tufi, tufski lapor in peščenjak. V tufskem laporju »Pri Koritu« je našel dobro ohranjene školjke vrste *Daonella lommeli*, *Daonella* sp. in *Pecten* sp.

Z geologijo okolice Idrije se je v novejšem času prav gotovo največ ukvarjal I. Mlakar. Poleg že omenjenih podatkov o razvoju langobardskih plasti je Mlakar (1969, 14) zapisal, da bo potrebno ponovno preveriti podatke o tufu med karnijskimi plastmi na idrijskem območju, kajti tufske kamenine pri Dolencu, ki so jih doslej uvrščali med karnijske plasti, so z vrsto *Daonella lommeli* dokazane kot langobardske.

A. Ramovš (1970, 167) je v članku »Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji« omenil, da pri Stopniku v dolini Idrije nahajamo pisan apnenčev konglomerat s tufskim vezivom, ki mu je že F. Kossmat pripisal wengensko starost. Vmes so vložki apnenca in apnenčevega skrila, v katerih so bile pri Reki in Jagrščah najdene školjke vrste *Daonella lommeli*.

S. Buser (1980) je našel v ploščatem apnencu na Pokljuki jugovzhodno od Belske planine vrste *Posidonia wengensis* Wissmann, *Daonella pichleri* Mojsisovics, *D. cf. paucicostata* Tornquist in *D. cf. udvariensis* Kittl. V zbruskih tega apnenca pa je bila najdena še *Vidalina martana* Farinacci.

Iz ladinjskih skladov zahodnih Karavank je Buser (1980) omenil najdbe vrst *Posidonia wengensis*, *Daonella cf. lommeli* in *D. cf. pichleri* (določila jih je D. Urošević).

Južno od Drete nedaleč od Nove Štife je A. Grimšičar v sivem ladinjskem apnencu našel školjko *Daonella lommeli* (Buser, Grimšičar & Kuščer, 1974).

Pri raziskavah za Osnovno geološko karto 1:100.000, ki so jih opravili geologi Geološkega zavoda Ljubljana, so bile najdene daonele in pozidonije tudi na številnih drugih mestih v Sloveniji. V glavnem gre za najdbe pri Jazbinah, v okolici Polhovega Gradca, pri Dražgošah, pri Robu, na Mladem vrhu, pri Mokronogu in drugod.

Opis nahajališč daonel in pozidonij

1. Korošica v Kamniških Alpah

Zapis o tem nahajališču je nekoliko obširnejši, kajti langobardske plasti na Korošici so v novejšema času raziskovali številni geologi iz različnih vej geologije. Prav bi bilo, da bi imeli tudi za vsa druga nahajališča tako vsestranske geološke podatke, vendar bi bila zato potrebna nedvomno prevelika finančna sredstva.

Na jugu Ojstrice blizu kočice na Korošici, ob vznožju strme stene Dedca, ter jugovzhodno in vzhodno od kočice izdajajo plasti temnega bitumenoznega apnenca z rožencem. Že Teller (1885) je v teh plasteh našel vodilne fosile za langobardsko podstopnjo. Kasneje so področje Korošice v okviru geološkega kartiranja za Osnovno geološko karto SFRJ 1 : 100.000 lista Ravne na Koroškem obdelali geologi Geološkega zavoda v Ljubljani (P. Mioč & M. Znidarčič 1983, 33). Istočasno sta sedimentološko preiskala ladinijske plasti na Korošici S. Orehek in B. Ogorelec, B. Jurkovšek pa je nabral in določil makrofavno. L. Sribar je na podlagi vzorcev, ki so ji bili dani v obdelavo, določila mikrofosilne ostanke.

Pri ponovni raziskavi langobardskih plasti na Korošici leta 1979 sem z dovoljenjem geologov, ki so omenjeni teren raziskovali, uporabil nekatere njihove podatke, za kar se jim na tem mestu najlepše zahvaljujem.

Sedimentološke raziskave

Za potrebe sedimentoloških raziskav je bil posnet detajlni profil tik pod strmo steno Dedca. Debelina plasti je tu približno 55 m in so skoraj horizontalne. V spodnjem delu profila ne vidimo kontakta, saj je zaradi precejšnje strmine pokrit s pobočnim gruščem. Nedvomno je, da tudi ta del langobardskih plasti leži na sedimentih, ki jih karakterizira zelen pelitski tuf »pietra verde«. V zgornjem delu profila so plasti nekoliko nagubane, nad njimi pa leži v tektonskem odnosu svetlo sivi rahlo dolomitni apnenec, ki navzgor prehaja v rahlo apneni dolomit (gre le za manjše premike v horizontalnem smislu, ki na zaporedje plasti v profilu niso bistveno vplivali).

Langobardske plasti nastopajo kot tankoplastnat, ploščast apnenec temno sive do srednje temno sive barve s tankimi vzporedno usmerjenimi silificiranimi laminami in silificiranimi kongregacijami ali gomolji. Debelina plasti je od 5 do 20 cm, mestoma nastopajo vmes tudi nekoliko debelejšje plasti. Med tankoplastnatim apnencem večkrat zasledimo od nekaj cm do 15 cm debele plasti debeložrnatega apnenca, ki ima na enem mestu izgled prave apnenčeve breče.

V profilu prevladuje tankoplastnat drobnozrnat biomikritni, intrabiomikritni, mestoma tudi pelintrabiomikritni apnenec z vmesnimi interkalacijami bolj debeložrnatega apnenca — biokalkarenit in biosparrudit. Drobnozrnat tankoplastnat in ploščasti apnenec je navadno laminiran. Glede na velikost fosilnega materiala in alokemičnih zrn je opaziti postopno gradacijo v inverznem položaju.

Silifikacija je verjetno posledica vulkanske aktivnosti v tem časovnem obdobju. Regionalni vulkanizem in raztapljanje vulkanskega stekla sta

povzročila povečano koncentracijo SiO_2 v okolju, kar je bilo ugodno za povečanje količine planktona v morju. Kemizem oziroma pH morske vode se je občasno spreminjal, s tem v zvezi dobimo v plasteh tanke silificirane lamine. Dolomit, ki ga je skoraj v vseh vzorcih malo, je nastajal kasneje od silifikacije, verjetno v kasnejši stopnji diageneze.

Nad opisanimi langobardskimi plastmi leži svetlo sivi rahlo dolomitni apnenec, ki prehaja navzgor v rjavkasto sivi apneni dolomit. Na kontaktu vzhodno od koče na Korošici, približno tam, kjer je bil posnet biostratigrafski profil, so bili vzeti vzorci, ki so uvrščeni v intrabiomikritni dolomitni apnenec. Vsebovali so intraklaste, med njimi tudi alge klaste, pelete in redke že rekristalizirane fosilne ostanke. Ta apnenec se je usedal v razmeroma mirnem okolju z nizkim energijskim indeksom v sublitoralnem pasu.

Preiskanih je bilo tudi nekaj vzorcev zelenega tufa »pietra verde«, ki izdanja vzhodno od koče na Korošici ob poti proti Robanovemu kotu. Gre za laminiran pelitski tuf, verjetno kisle magme. Doslej smo plasti tufov na Korošici vzporejali z drugimi nahajališči in jih imeli za vodilni horizont fassanske podstopnje. Glede na to, da je bila tudi v langobardu močna vulkanska aktivnost in so bili izpolnjeni vsi pogoji za nastanek tufa »pietra verde«, bi bilo potrebno njegovo starost preveriti.

Mikropaleontološke raziskave

Mikropaleontološke raziskave je opravila L. Šribar in določila naslednje foraminifere: *Endothyranella* sp., ?*Fronicularia* sp., *Planinvolutina* sp., *Endothyra* sp., *Glomospira* sp. in *Meandrospira* sp. V zbruskih sta bili najdeni tudi algi *Gyroporella ladinica* Bystrický in *Teutloporella herculea* (Stoppani). Poleg omenjenih fosilov so številni vzorci vsebovali odlomke pelagičnih školjk, ostanke ehinodermov, ostrakode ter radiolarije. Vsa mikrofavna kaže na pelagični facies.

Makropaleontološke raziskave

V profilu pod Dedcem približno 15 m pod kontaktom z masivnim apnencem je plast s stisnjenimi in močno poškodovanimi ostanki majhnih amonitov, od katerih je bilo mogoče le pri enem primerku določiti rodovno ime (*Trachyceras* sp.), medtem ko so vsi drugi komaj zadostovali za uvrstitev v družino Trachyceratidae. Približno 10 m pod kontaktom se v 1 m debelem paketu temno sivga ploščatega in močno bituminoznega apnenca pojavljajo številne školjke *Posidonia wengensis*.

Vzhodno od koče na Korošici leži 9 m pod masivnim apnencem približno 150 cm ploščatega in plastnatega črnega mikritnega apnenca in lapornatega apnenca s številnimi pozidonijami in daonelami (sl. 2, 3 in 4). V zgornjem metru teh plasti so v posameznih polah številne kamenotvorne velike pozidonije *Posidonia pannonica* Mojsisovics (tab. 1, sl. 2—4) in *P. aff. pannonica* (tab. 1, sl. 5 in 6). Poleg njih se pojavljajo zelo redke lupinice vrste *P. wengensis* in skromni ostanki amonitov. Pod polami s pozidonijami je okoli 50 cm apnenca z daonelami. Silificiranih lamin je v tem delu manj kot v zgornjem, poleg

odraslih in juvenilnih primerkov vrste *D. lommeli* (tab. 7, sl. 1—6) pa se v zgornjem delu, proti apnencu s pozidonijami, v 6 cm debeli plasti pojavljajo še redke oblike *P. pannonica* in *P. wengensis*. Daonele in pozidonije so vezane na lezike med plastmi, kjer je apnenec bolj lapornat, medtem ko so v mikritnem apnencu redke. Čeprav sem jemal orientirane vzorce (zgoraj-spodaj), v položaju lupin nisem opazil kakšne posebne zakonitosti, morda le to, da jih je nekaj več obrnjenih s konveksno stranjo navzgor. Juvenilni primerki so redko v samostojni poli in so ponavadi pomešani z odraslimi. Redki primerki so kljub izredno šibkemu ligamentu še obdržali skupaj obe lupini, iz česar lahko sklepamo, da je bil kakršen koli daljši transport izključen, razen v eni poli, kjer se pojavljajo samo fragmenti. O tem priča tudi izredna ohranjenost najfinejših delov lupinic. Ne smemo pa spregledati dejstva, da gre kljub temu za neke vrste nakopičenja fosilnih ostankov, saj so lateralno v plasti čedalje redkejši.



Sl. 2. Nahajališče školjk na Korošici

Fig. 2. Locality on Korošica

2. Rakitovec nad Blagovico

Vzhodno od vrha Rakitovec (900 m) so v svetlo sivem glinastem skrilavcu ostanki juvenilnih daonel.

Ker so plasti z daonelami povsod v tektonskem kontaktu z anizijskimi ali spodnjetriasnimi plastmi (v okviru trojanskega nariva), je zelo težko določiti njihovo natančno stratigrafsko lego.

U. Premru (1974, 273) je pravilno sklepal, da gre za juvenilne oblike daonel. Na osnovi geološkega pregleda celotnega področja je izdelal stratigrafsko lestvico, v kateri jih je postavil pod plasti z vrsto *Posidonia wengensis*, najdeno 2 km vzhodno od tega nahajališča v nekaj milimetrov debeli laporni poli med črnim ploščastim apnencem. Primerjava daonel iz Rakitovca z juvenilnimi oblikami s Korošice in Celjskega gradu je potrdila, da gre za nekoliko deformirane primerke vrste *Daonella lommeli*.



Sl. 3. Plasti z daonelami in pozidonijami na Korošici

Fig. 3. Beds with *Daonella* and *Posidonia* on Korošica

STAROST AGE	DEBELINA V CM THICKNESS IN CM	ŠT. VZORCA CODE OF SPECIMEN	LITOLOŠKI OPIS KAMENINE LITHOLOGY	FOSILI FOSSILS	POGOSTNOST FREQUENCY	
CORDE- VOLIAN			Svetlo sivi dolomiti apnec prehaja v rjavkasto sivi apneni dolomit Light grey dolomitic limestone passing into brownish grey calcareous dolomite	Rekristalizirani ostanki apnenčevih alg Recrystallized remains of calcareous algae	r	
			900	Temno sivi tankoplastoviti do ploščasti apnec s tankimi silificiranimi laminami, konkrecijami in gomolji. Pole lapornatega apnenca. Debelina plasti je 3 do 17 cm Dark grey thin layered to platy limestone with thin silicified laminae, concretions and nodules. Sheets of marly limestone. Beds from 3 to 17 cm thick		
		100	9/3 9/4	Temno sivi bituminozni mikritni in lapornati apnec z redkimi silificiranimi konkrecijami Dark grey bituminous micritic and marly limestone with rare siliceous concretions	<i>Trachyceras</i> sp. <i>Posidonia pannonica</i> <i>P. aff. pannonica</i> <i>P. wengensis</i>	1 vc-rf r vr
		50	9/1 9/2	Temno sivi mikritni in lapornati apnec Dark grey micritic and marly limestone	<i>P. pannonica</i> <i>Daonella lammeli</i> Juvenile daonelle Juvenile daonellas Odlomki konodontov Fragments of conodonts	vr vc-rf vc-rf 2
				Temno sivi tankoplastoviti do ploščasti apnec s tankimi silificiranimi laminami in gomolji ali konkrecijami. Ponekad je rahlo dolomitiziran. Tanke pole laporja in lapornatega apnenca. Debelina plasti je 5 do 20 cm Dark grey thin layered to platy limestone with thin silicified laminae and nodules or concretions. In places somewhat dolomitized. Thin sheets of marl and marly limestone. Beds vary from 5 to 20 cm in thickness		
LANGOBARDIAN						

Sl. 4. Stratigrafska lestvica langobardskih plasti na Korošici

vr — zelo redka, r — redka, c — pogostna, vc — zelo pogostna, rf — kamenotvorna

Za konodonte, amonite in nekatere druge fosile je vpisano število najdenih primerkov

Fig. 4. Stratigraphical column of the Langobardian beds on Korošica

vr — very rare, r — rare, c — common, vc — very common, rf — rockforming

For conodonts, ammonites and some other fossils, numbers of found individuals are given

3. Celjski grad

Ze proti koncu 19. stoletja je F. Teller (1889, 210) našel na južnem pobočju Celjskega gradu školjko *Daonella lommeli* in dokazal langobardsko starost sivega skrilačca, ki ga je imenoval psevdoziljski. V novejšem času smo v neposredni hližini Friderikovega stolpa našli 20 cm debelo plast tufa z daonelami (sl. 5 in 6). Prevladovali so juvenilni primerki (tab. 6, sl. 4). Med njimi pa je bilo tudi nekaj dovolj dobro ohranjenih ostankov odraslih osebkov vrste *D. lommeli* (tab. 6, sl. 1—3).

Približno 10 debelinskih metrov pod to plastjo (proti grebenskemu apnencu) se v svetlo sivem tufu in tufskem skrilačcu pojavi še ena 10 cm debela plast s samimi juvenilnimi primerki. Primerjava z juvenilnimi oblikami vrste *D. lommeli* s Korošice je pokazala, da tudi primerki s Celjskega gradu pripadajo tej vrsti, le da so zaradi pritiskov nekoliko deformirani.

Od 3 do 10 m pod spodnjo plastjo z daonelami leži 3 m rjavo sivega masivnega apnenca s korozijskimi votlinami, navzdol pa mu sledi sivi grebenski apnenec s koralami in spongijami, iz katerega je D. Turšek določila vrste



Sl. 5. Golica tufa z daonelami na Celjskem gradu. V ozadju je Friderikov stolp
 Fig. 5. Outcrop of tuff with *Daonella* on the Celje castle hill. The Friderik tower in the background

STAROST AGE	DEBELINA V CM THICKNESS IN CM	ŠT. VZORCA CODE OF SPECIMEN	LITOLOŠKI OPIS KAMENINE LITHOLOGY	FOSILI FOSSILS	POGOSTNOST FREQUENCY
LANGOBARDIAN substage	1000	19/1	20 cm debela plast rjavega in sivkastega tufa z daonelami 20 cm thick bed of brown and greyish tuff with daonellas	<i>D. lommeli</i> <i>D. lommeli</i> juvenilne oblike - juvenile forms	r c
			Menjavanje plastovitega in skrilavega tufa ter tufskega peščenjaka Interbedding of layered and slaty tuff and tuffaceous sandstone		
	700	19/2	5 cm debela plast svetlo sivega skrilavega tufa z juvenilnimi daonelami 5 cm thick bed of light grey slaty tuff containing juvenile daonellas	<i>D. lommeli</i> juvenilne oblike - juvenile forms	c
	300		Rjava sivi masivni apnenec s koruzijskimi votlinami Brown grey massive limestone with corrosion vugs		
			Sivi grebenki apnenec s koralami in sponjijami Grey reef limestone containing corals and sponges	<i>Craspedophyllia cristata</i> <i>Omphalophyllia recondita</i> <i>Dictyoecia manon</i>	

Sl. 6. Stratigrafska lestvica langobardskih plasti na Celjskem gradu

Fig. 6. Stratigraphical column of the Langobardian beds on the Celje castle hill

Craspedophyllia cristata Volz, *Omphalophyllia recondita* Laube in *Dietyocoelia manon* (Münster).

Že S. Buser (1979), ki je kartiral na listu Celje, je napisal, da leži grebenski apnenec kot leča med tufskimi in skrilavimi kameninami. Glede na to, da je bila pod njim (F. Teller, 1889) in nad njim najdena vodilna školjka *D. lommeli*, bi lahko grebenskemu apnencu pripisal langobardsko starost. Kljub vsemu pa položaj plasti na Celjskem gradu ni povsem jasen, saj neposrednih kontaktov oziroma mej med posameznimi členi na terenu nismo ugotovili.

4, 5. Gradišče severno od Zaklanca in Sevnik jugozahodno od Polhovega Gradca

Na ozemlju med Polhovim Gradcem in Horjulom so že dalj časa znane langobardske plasti s številno fosilno makrofavno. Najpogostejši vrsti sta *Posidonia wengensis* in *Daonella lommeli*.

I. Špacapan (1975), ki je kartiral to ozemlje v okviru diplomske naloge, je debelino langobardskih plasti ocenil na 160 m. Navzdol mejijo na pas zdrobljenega anizijskega dolomita ali pa na mnogo starejše trogkofelske kamenine in so nanje narinjene. Nad langobardskimi kameninami se ob vsem pasu pojavlja cordevolski dolomit. Kontakt je skoraj povsod pokrit, vendar lahko sklepamo, da je meja z njim normalna.

Čeprav so na tem ozemlju številni avtorji z makro- in mikrofosili dokazali langobardsko starost, je še vedno odprto vprašanje fassanske podstopnje. Kot kaže profil pri Gradišču (sl. 7), kjer je bila s konodonti dokazana ilirska starost sivega gomoljastega in silificiranega apnenca s številnimi radiolariji pod tufom z vrsto *D. lommeli* (tab. 4, sl. 3 in 4), so kamenine fassanske podstopnje, čeprav v majhni debelini, nedvomno prisotne.

Kamenine langobardske starosti zastopa črni ploščasti in skladnati apnenec, skrilavi apnenec in laporni skrilavec, sericitni skrilavec, drobnozrnati in debolezrnati tufit, črni silificirani apnenec s piritom in rožencem, črni apnenopeščeni tuf, tufski peščenjak, umazano rjavi glinovec, gomoljasti silificirani apnenec in sivi trdi silificirani apnenec. V njih je I. Špacapan (1975, 38) na več mestih našel fosilne ostanke školjke *Posidonia wengensis*, ki so običajno kamenotvorne v tankih polah med črnim ploščastim apnencem. Omenja tudi najdbe primerkov *Daonella* sp. in *Posidonia* sp. iz tufskega skrilavega peščenjaka na kolovozu za kamnolomom ob cesti Dvor-Zaklanec. V enaki kamenini, ki verjetno odgovarja istemu stratigrafskemu horizontu, sem pri Sevniku našel in zanesljivo določil vrsto *Daonella lommeli*. V istem nahajališču so bile v črnem ploščastem apnencu, ki je mestoma lapornat, najdene številne školjke vrste *Posidonia wengensis* (tab. 1, sl. 1). Le-te nastopajo v štirih, le nekaj mm debelih polah, na debelini 7 cm. V zgornji poli se pojavljajo skoraj sami juvenilni primerki.

Langobardski črni apnenec ima večinoma sparitno osnovo, ki so ji večkrat primešani različni drobci (biosparit, pelsparit). V zbruskih, ki jih je napravil Špacapan (1975), se vidijo lupinice pelagičnih školjk, polžev, ostanki krinoidov in drugi fosili. A. Ramovš (1977) je v konodontnem vzorcu, ki ga je vzel v poli črnega apnenca s pozidonijami pri Sevniku, določil vrsto *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard.

STAROST AGE	DEBELINA V CM THICKNESS IN CM	ST. VZORCA CODE OF SPECIMEN	LITOLOŠKI OPIS KAMENINE LITHOLOGY	FOSILI FOSSILS	POGOSTNOST FREQUENCY
LANGOBARDIAN substage	1100		Rjavi tufski peščenjak in črni skrilavec s polami preperelega roženca Brown tuffaceous sandstone and black slate		
	1800		Črni skrilavec s tufsko primesjo in rjavi tufski peščenjak Black slate with tuffaceous admixture and brown tuffaceous sandstone		
	500	15/1	Rjavo sivi tuf in tufski peščenjak s polami skrilavca in fosili Brown grey tuff and tuffaceous sandstone with sheets of slate and fossils	<i>Daonella lommeli</i> <i>Nedoločljiv polž</i> Undeterminable gastro- pod	c 1
	400		Tufski peščenjak in skrilavec Tuffaceous sandstone and slate	Taksodontne školjke Lamellibranchs	3
	400		Svetlo zeleni tuf s polami črnega skrilavca Light green tuff with sheets of black slate		
	250		Tufski peščenjak Tuffaceous sandstone		
	100		Svetlo zeleni tuf Light green tuff		
FASSANIAN	650		Svetlo zeleni tuf s polami roženca Light green tuff with chert sheets		
	80		Prepereli roženec Weathered chert		
	700		Svetlo zeleni tuf Light green tuff	KONODONTI - CONODONTS	
ILIRIAN	50	15/2	Sivi gomoljasti apnenec Grey nodular limestone	<i>Gladigondolella tethydis</i>	1
	50	15/3	Skrilavec Slate	<i>Gondolella navicula</i>	2
	70	15/2	Sivi gomoljasti apnenec Grey nodular limestone	<i>Ozarkodina kockeli</i> <i>Chirodella didinoides</i>	1 1
	200		Peščenjak in skrilavec s tufsko primesjo Sandstone and slate with tuffaceous admixture	<i>Enantiognathus petra- viridis</i>	1
		Beli masivni dolomit White massive dolomite	MIKRO: radiolariji MICRO: radiolarians	vc	

Sl. 7. Stratigrafska lestvica srednjetriasnih plasti pri Gradišču

Fig. 7. Stratigraphical column of the Middle Triassic beds at Gradišče

6. Kucelj jugozahodno od Horjula

Na zahodni strani Kucelja je v rjavo rumenem močno preprelem tufu ob kolovozni poti, 26 m pod cordevolskim dolomitom 5 cm debela plast s školjkami *Daonella lommeli* in *Posidonia* sp. (tab. 5, sl. 2—4). Približno 6 m pod dolomitom sva z A. Ramovšem našla v kosu sivo rjavega tufskega peščenjaka še en fragment vrste *D. lommeli*, ki dokazuje, da se daonele v tem nahajališču pojavljajo najmanj v dveh plasteh langobardske skladovnice (sl. 8).

7. Zahodno od Bašteta — jugovzhodno od Vojskega

Na Vojskarski planoti, zahodno od kmetije pri Baštetu, najdemo v zelenkasto sivem tufu zelo redke in slabo ohranjene fragmente školjke *Daonella lommeli*. Menjavajo se plasti debeložrnatega in pelitnega tufa. Plasti tufa vpadajo proti severozahodu in leže približno 30 m pod svetlo sivim masivnim

STAROST AGE	DEBELINA V CM THICKNESS IN CM	ŠT. VZORCA CODE OF SPECIMEN	LITOLOŠKI OPIS KAMENINE LITHOLOGY	FOSILI FOSSILS	POGOSTNOST FREQUENCY
CORDEVOLIAN			Svetlo sivi masivni dolomit Light grey massive dolomite		
LANGOBARDIAN substage	600	17/1	Tanka pola temno sivega tufskega peščenjaka med rjavo sivim tufam vsebuje daonele Thin sheet of dark grey tuffaceous sandstone in brown grey tuff contains daonellas	<i>D. lommeli</i>	vr
	2000	17/2	5 cm debela pola rjavo rumenega tufa z daonelami in pozidonijami 5 cm thick bed of brown yellow tuff with daonellas and posidonias	<i>D. lommeli</i> <i>Posidonia</i> sp.	r c

Sl. 8. Stratigrafska lestvica langobardskih plasti na Kucelju pri Horjulu

Fig. 8. Stratigraphical column of the Langobardian beds at Kucelj near Horjul

STAROST AGE	DEBELINA V CM THICKNESS IN CM	ŠT. VZORCA CODE OF SPECIMEN	LITOLOŠKI OPIS KAMENNE LITHOLOGY	FOSILI FOSSILS	POGOSTNOST FREQUENCY
CORDEVOLIAN			Beli masivni dolomit White massive dolomite		
LANGOBIARDIAN substage	2000		Svetlo sivi masivni apnenec, lateralno prehaja v dolomit Light grey massive limestone, laterally passing into dolomite	Kolonijske korale Colonial corals Slabo ohranjena hišica amonita Poorly preserved shell of ammonite Apnenčeve alge Calcareous algae	r t r
	3000	12	Zelenkasto sivi pelitni tuf, ponekod je debeložrnat Greenish grey pelitic tuff, in places coarse grained	<i>D. lommeli</i>	vr

Sl. 9. Stratigrafska lestvica langobardskih plasti jugovzhodno od Vojskega
Fig. 9. Stratigraphical column of the Langobardian beds southeast of
Vojsko

apnencem, v katerem so številni ostanki grebenskih organizmov (kolonijske korale, spongije in drugi). V istem apnencu smo našli tudi lupino 2 cm velikega slabo ohranjenega rebrastega amonita, ki je bil na greben prinesen. Lateralno masivni apnenec prehaja v masivni dolomit. Debelina dolomitno apnenčevega paketa nad tufom je približno 20 m. Nad temi plastmi leži zrnati, po vsej verjetnosti cordevolski dolomit (sl. 9). Nadaljevanje tufskega kompleksa navzdol ni mogoče ugotoviti, ker ga prekine narivna cona.

8. Severozahodno od Bašteta — jugovzhodno od Vojskega

Severozahodno od Bašteta sva s S. Buserjem v sivem tufskem laporju in peščenjaku, ki leži v posameznih kosih pod masivnim apnencem, našla slabo ohranjene školjke, ki pripadajo vrsti *Daonella lommeli*. Fosili so sicer pogostni, vendar slabo ohranjeni. Nastopajo izključno že odrasle oblike daonel, kar pa ne izključuje možnosti, da so bili nežni juvenilni primerki zaradi fosilizacije v razmeroma grobem sedimentu uničeni. Kamenina vsebuje tudi precej drobnih fragmentov rastlinskih ostankov, zato sva vzela vzorec za palinološko analizo, ki je vseboval palinomorfe, vendar so bile zaradi močne oksidacije nedoločljive (vzorec je analiziral B. Jelen). Kosov laporja z rastlinskimi ostanki in daonelami ni mogoče natančno uvrstiti v stratigrafsko lestvico, nedvomno pa je, da je njihov izvor zelo blizu meje s sivim grebenskim apnencem, podobno kot v prejšnjem nahajališču.

9. Podobnik jugovzhodno od Vojskega


Pod opuščeno kmetijo Podobnik je v dolini Idrijce manjša golica s tankimi polami črnega in temno sivenga mikritnega apnenca ter trdega lapornatega apnenca in laporja, ki je precej peščen. Vidni so le 4 metri plasti, okolico pa sestavlja masivni cordevolski dolomit, s katerim so v tektonskem stiku.

V sivo zelenem peščenem laporju so pogostne razmeroma velike školjke *D. lommeli*, ki leže pravokotno na skrilavost in so zaradi tega močno deformirane (tab. 5, sl. 1). Litološko je lapor z daonelami zelo podoben laporju iz prejšnjega nahajališča in je po vsej verjetnosti njegov prvotni položaj tik pod masivnim apnencem z grebensko favno ter s tem zelo blizu cordevolskega dolomita.

10. Severovzhodno od Oblakovega vrha

Pri reambulaciji za OGK lista Tolmin sva s S. Buserjem severovzhodno od Oblakovega vrha pri Pisanicah našla delno razgaljen profil skozi langobardske plasti (sl. 10).

Profil se pričinja na dnu z diabazom, sledi mu 30 m temno sivenga pelitnega tufa z vložkom mikritnega apnenca in nato okoli 20 m vulkanske aglomeratne breče s kosi diabaza in vložki konglomerata. Na njem leži okoli 20 m temno sivenga skrilavega apnenca, v katerem smo našli fosile *Daonella cf. tripartita* Kittl (tab. 2, sl. 1—4 in tab. 3, sl. 1), *Daonella* sp. (tab. 3, sl. 2 in 3), *Protrachyceras archelaus* Laube (tab. 3, sl. 5), *Trachyceras* sp. (tab. 3, sl. 4), *Posidonia* sp. in še nekaj nedoločljivih fosilnih ostankov. Na teh plasteh leži tuf z vrsto *D. lommeli* (tab. 4, sl. 2).

STAROST AGE	DEBELINA V cm THICKNESS IN cm	ŠT. VZORCA CODE OF SPECIMEN	LITOLOŠKI OPIS KAMENINE LITHOLOGY	FOSILI FOSSILS	POGOSTNOST FREQUENCY
CORDE- VOLIAN			Beli masivni dolomit White massive dolomite	Spongije, polži, modrozelenne alge, iglice morskih ježkov Sponges, gastropods, blue green algae, spicules of urchins	
LANGOBARDIAN substage	200	21/1 21/2	Sivi grebenski apnec Grey reef limestone	<i>D. lommeli</i>	vc-rf vr
	2000	21/3-7 21/8 (5 vzorcev) (5 samples) Conodonts	Temno sivi apnenčev skrilavec z redkimi amoniti in daonelami, vmes so tudi gomolji sivega mikritnega apnenca. V zgornjem delu okoli 2 m rjavega laporja s številnimi daonelami, ki se izklinja ter vložek masivnega apnenca in tufa z redkimi daonelami. Dark grey calcareous slate with rare ammonites and daonellas, and with nodules of grey micritic limestone. In upper part about 2 m of brown marl which thins out with numerous daonellas, and intercalation of massive limestone and tuff with rare daonellas	<i>D. cf. tripartita</i> <i>Daonella</i> sp. <i>Posidonia</i> sp. <i>Pratrachyceras archelaus</i> <i>Trachyceras</i> sp. <i>Epigondolella mungoensis</i> <i>Gladigondolella tethydis</i> <i>Acodina</i> sp. <i>Nurrella vardabasso</i> Spikule spongi Spicules of sponges Ostrakodi Ostracods Ogoniji haracej Oogonia of characeas	vc-rf r vr 1 1 2 2 4 1 2 2 5
	2000		Vulkanska aglomeratna breča s kosi diabaza in vložki konglomerata Volcanic agglomerate breccia with fragments of diabase and conglomerate intercalations		
	3000	21/9	Temno sivi pelitni tuf z vložkom mikritnega apnenca Dark grey pelitic tuff with intercalation of micritic limestone	Fragmenti ribjih zob Fragments of fish teeth	3
			Diabaz Diabase		

Sl. 10. Stratigrafska lestvica langobardskih plasti severovzhodno od Oblakovega vrha

Fig. 10. Stratigraphical column of the Langobardian beds northeast of Oblakov vrh

V petih konodontnih vzorcih sivega mikritnega apnenca, ki se pojavlja v manjših lečah in gomoljih med skrilavim apnencem, je T. Kolar-Jurkovšek (1983) našla naslednjo združbo: *Epigondolella mungoensis* (Diebel), *Gladigondolella malayensis* Nogami, *Gl. tethydis* (Huckriede), enantiognatiformni element, hindeodeliformni element, prioniodiniformni element, *Acodina* sp., *Nurrella vardabassoi* Pomesano Cherchi, *Nurrella* sp., spikule spongij, ostrakodi in oogoniji haracej.

Zanimivi so slabo ohranjeni, skoraj črni nedoločljivi konodontni ostanki iz dveh vzorcev, ki pričajo o živahni tektonski dejavnosti in visokih temperaturah (nad 300°C). To domnevo potrjujejo tudi močno deformirani (največkrat stisnjeni) makrofosilni ostanki.

11, 12. Severozahodno od Čateža — Lačni vrh in Hude Ravne

Pri raziskavah sem upošteval tudi nekaj primerkov, ki so bili vzeti izven profilov. Na Lačnem vrhu so daonele v ploščastem apnencu s tufsko primesjo, pri Hudih Ravnah pa v sivo zelenem tufu. Vsi primerki pripadajo langobardski vrsti *Daonella lommeli* (tab. 4, sl. 1).

Paleontološki del

Posidonia wengensis Wissmann 1841

Tab. 1, sl. 1

1912 *Posidonia wengensis* Wissmann — Kittl, S. 18, Taf. 1, Fig. 7—11.

1945 *Posidonomya wengensis* Wissmann — Wirz, S. 51, Taf. 75, Fig. 42—46.

1967 *Posidonomya wengensis* Wissmann — Leonardi, Taf. 26, Fig. 4.

Nahajališče: Sevnik (jugozahodno od Polhovega Gradca) in Korošica. Material: Več kosov lumakele s številnimi odraslimi in juvenilnimi primerki.

Opis: Obrisi lupine je okroglast, rahlo poševno ovalen. Lupina je daljša kot višja (tabela 1), zmerom konveksna, z močnim in naprej potisnjenim vrhom. Sklepni rob je kratek, v zadnjem delu nekoliko daljši kot v sprednjem. Koncentrične gube so močno razvite. Tudi pri največjih primerkih ($H = 15$ mm) ni opaziti radialne skulpture. Vrednost razmerja $L:H$ je od 1,10 do 1,19 (terminologijo lupine pozidonije glej na sl. 11).

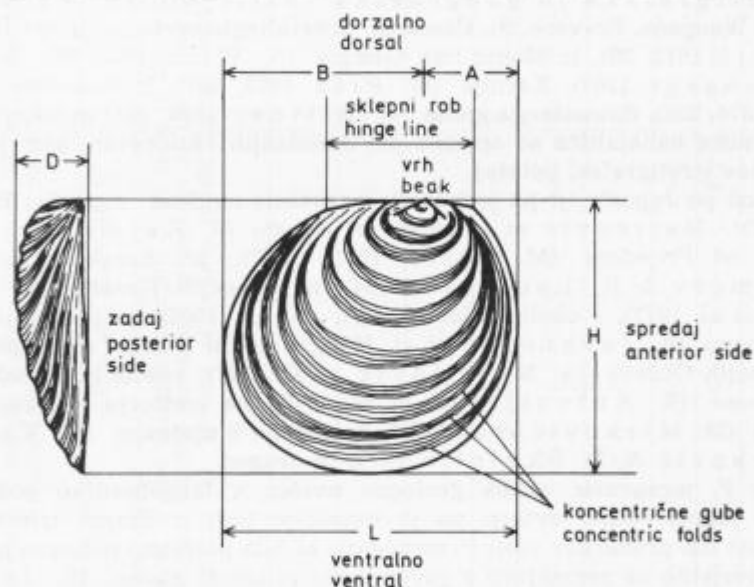
Primerjava: Vrsto *P. wengensis* srečujemo v triasnih plasteh kot številne različke in jo lahko zamenjamo tudi z nekaterimi pozidonijami, ki so še opisane kot samostojne vrste. *P. idriana* Mojsisovics (E. Kittl 1912, 21) se od nje razlikuje po zelo kratki dorzalni strani in koncentričnih gubah, ki so precej visoke in imajo skoraj obliko kroga. Razlike so tako majhne, da verjetno ne gre za samostojno vrsto, temveč le za morfortip, ki je podoben podvrsti

Opomba: Vsi fosili so shranjeni v zbirki Bogdana Jurkovška, ki je registrirana pri Prirodoslovnem muzeju Slovenije v Ljubljani.

Note: All studied specimens are repositied in the private collection of Bogdan Jurkovšek, which has been registered at the Natural History Museum of Slovenia in Ljubljana.

Tabela 1. Dimenzije (v mm) primerkov vrste *Posidonia wengensis* iz Sevnika
 Table 1. Dimensions (in mm) of individuals of species *Posidonia wengensis* from Sevnik

Št. primerka No. of specimen	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Dolžina Length (L)	4.5	3.0	3.7	5.5	3.0	4.0	3.0	4.5	4.0	6.5	1.3	5.5
Višina Height (H)	4.0	2.7	3.1	5.0	2.8	3.8	2.6	4.0	3.5	5.8	1.1	5.0
L:H	1.13	1.11	1.19	1.10	1.07	1.05	1.15	1.13	1.14	1.12	1.18	1.10



Sl. 11. Terminologija in orientacija rodu *Posidonia* (desna lupina)
 L — dolžina, H — višina, D — debelina, A — razdalja od vrha do
 sprednjega roba, B — razdalja od vrha do zadnjega roba

Fig. 11. Terminology and orientation of the genus *Posidonia* (right
 valve)

L — length, H — height, D — thickness, A — distance from the
 beak to the anterior margin, B — distance from the beak to the
 posterior margin

P. wengensis cycloidalis (E. Kittl 1912, 20). Podvrsto *P. wengensis robusta* je Kittl (1912, 20) opisal iz wengenskih plasti Pederoa. Ta podvrsta se razlikuje od značilne oblike po bolj ovalno podolgovatem, nekoliko poligonalnem obrisu, daljšem sklepnem robu in po vrhu, ki je močno potisnjen v sprednji del lupine. Prirastne gube, ki so na zadnji strani nekoliko kolenasto zapognjene, so pri tej podvrsti tudi ob zunanjem robu močno razvite. *P. wengensis mut. altior* je višja od tipične vrste in je razen tega opremljena z radialnimi brazdami.

E. Kittl (1912, 24) je bil mnenja, da bi lahko bili ti primerki juvenilne daonele, saj nastopajo skupaj s podobno oblikovanimi pozidonoidnimi daonelami vrst *D. boeckhi* Mojsisovics in *D. guembeli* (Mojsisovics). Značilnost podvrste (?) *altior* so tudi številnejše koncentrične gube.

Najlepše ohranjene pozidonije so iz Sevnika (tab. 1, sl. 1). Primerki s Korošice so iz dveh profilov. Vzhodno od koč se pojavljajo zelo redki primerki *P. wengensis* v plasteh skupaj z vrstami *D. lommeli* in *P. pannonica*, ob vznožju Dedca pa so primerki *P. wengensis* zelo pogostni v en meter debeli plasti približno deset metrov pod masivnim apnencem. Pozidonije s Kuclja so slabo ohranjene in močno deformirane, zato jih ni bilo mogoče zanesljivo določiti (tab. 5, sl. 3 in 4).

Stratigrafska in geografska razširjenost: V svetu je poznana iz Wengena, Corvare, St. Cassiana, Scheiblingbauerja pri Gross-Reiflingu (E. Kittl 1912, 20), iz Monte San Giorgia (A. Wirz 1945, 52), Dolomitov (P. Leonardi 1967), Karnije (G. Pisa 1972, 601), iz Bukovine (K. M. Paul 1876, 287), Bakonskega gozda (A. Bittner 1894, 291) in od drugod.

Slovenska nahajališča so opisana pri dosedanjih raziskavah, kjer je podan tudi njihov stratigrafski položaj.

Drugod po Jugoslaviji pa je bila *P. wengensis* najdena: v okolici Bosanske Krupe (M. Mojičević et al. 1979), pri Ključu (R. Kajmaković 1961), zahodno od Prijedora (M. Jurić 1971, 1977), pri Sanskem mostu (S. Maksimčev & N. Laušević 1964), na pobočjih Kozare (M. Milojević et al. 1977), v okolici Glamoča (A. Ahac 1968), na področju Ozrena pri Sarajevu (R. Jovanović et al. 1978), v dolini Mlakve na severozahodnih pobočjih Gučeva (S. Mojsilović et al. 1977), vzdolž cele Budvansko-barske cone (R. Antonijević et al. 1973), na področju Visokega krasa pri Baru (M. Mirković et al. 1978), na planini Sinjajevini (M. Kalezić, M. Mirković & D. Škuletić 1973) in drugod.

Vrsto *P. wengensis* večina geologov uvršča v langobardsko podstopnjo, nekateri jugoslovanski avtorji pa jo omenjajo tudi iz drugih triasnih dob. Pripadnost teh primerkov vrsti *P. wengensis* bi bilo potrebno ponovno preveriti, saj gre verjetno za zamenjavo z juvenilnimi primerki daonel (B. Jurkovšek 1983).

Posidonia pannonica Mojsisovics 1873

Tab. 1, sl. 2—4

1873 *Posidonomya pannonica* n. sp. — Mojsisovics, S. 437, Taf. 14, Fig. 5.

1873 *Posidonomya alta* n. sp. — Mojsisovics, S. 438, Taf. 14, Fig. 6.

1912 *Posidonia pannonica* Mojsisovics — Kittl, S. 22, Taf. 1, Fig. 1—2.

1912 (*Posidonia alta* Mojsisovics) — Kittl, S. 23, Taf. 1, Fig. 2.

1956 *Posidonia (Posidonomya) pannonica* Mojsisovics — Enčeva-Kančeva, str. 202, tabl. 4, fig. 4a—c

Nahajališče: Vzhodno od koč na Korošici.

Material: 14 razmeroma dobro ohranjenih primerkov, od tega 7 levih in 7 desnih lupin.

Tabela 2. Dimenzije (v mm) primerkov vrste *Posidonia pannonica* ter primerjava s primerki po Mojsisoviću (1873) in Kittlu (1912)

I leva lupina, d desna lupina, p merjeno na prirastnih linijah, c merjeno na celem primerku, A razdalja od vrha do srednjega roba, B razdalja od vrha do zadnjega roba, L:H razmerje med dolžino in višino lupine, A v % od L razdalja od vrha do srednjega roba izražena v procentih od celotne dolžine lupine. Primerka 10 in 11 sta deformirana. Primerki 12, 13 in 14 pripadajo obliki *Posidonia* aff. *pannonica*

Table 2. Dimensions (in mm) of individuals of species *Posidonia pannonica*, and comparisons with individuals after Mojsisovič (1873) and Kittl (1912)

I left valve, d right valve, p measured on growth lines, c measured on the entire specimen, A distance from the beak to the anterior margin, B distance from the beak to the posterior margin, L:H ratio of the length and height of the valve, A in % of L distance from the beak to the anterior margin expressed in percent of the entire length of valve. Specimens 10 and 11 are deformed. Individuals 12, 13 and 14 belong to the form *Posidonia* aff. *pannonica*

Nahajališče Locality	Korošica														Mojsisovič (1873)	Kittl (1912)
Številka primerka No. of specimen	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
Lupina Valve	d	d	1	1	1	d	d	d	1	1	d	1	d	d	d	1
	p	p	p	p	p	c	p	c	p	p	c	b	c	p	p	c
Dolžina (L) Length	20.0	13.0	11.0	6.0	11.0	36.5	10.0	15.5	16.0	13.0	14.0	14.5	16.0	8.0	22.0	11.0
Višina (H) Height	16.5	11.0	9.0	5.0	9.5	26.0	8.0	12.5	13.0	11.0	12.0	10.0	11.5	5.5	15.0	10.0
A	8.0	5.5	4.0	2.7	4.5	15.5	4.5	6.5	6.5	6.3	6.5	4.5	5.0	3.0	9.5	4.5
B	12.0	7.5	7.0	3.3	6.5	21.0	5.5	9.0	9.5	6.7	7.5	10.0	11.0	5.0	12.5	6.5
L:H	1.21	1.18	1.22	1.20	1.16	1.40	1.25	1.24	1.23	1.18	1.17	1.45	1.39	1.45	1.46	1.10
A v % od L A in percent of L	40.0	42.3	36.4	45.0	40.9	42.5	45.0	41.9	40.6	48.5	46.4	31.0	31.2	33.3	43.2	40.9
															35.0	

Opis: Lupine so prečno ovalne, z naprej pomaknjenim vrhom in nadpovprečno velike za pozidonije (tabela 2). Čeprav so skoraj vsi primerki stisnjeni, lahko sklepamo, da so bile lupine zmerno izbočene. Sklepni rob je razmeroma dolg, njegov sprednji del pa precej krajši od zadnjega. Površina dobro ohranjenih primerkov je pokrita s finimi radialnimi brazdami, ki jih opazimo šele, če so osvetljene od strani. Pri nekaterih primerkih je pod zadnjim delom sklepnega roba slabotno nakazano zelo ozko trikotno polje.

Poleg osnovne oblike se v isti plasti pojavljata še dve obliki, ki še pripadata vrsti *P. pannonica*. Prva je bolj pravokotne oblike in ima v mlajših štadijih bolj medialno ležeč vrh. E. Mojsisovics (1873, 438) jo je opisal kot vrsto *P. alta*, E. Kittl (1912, 22) pa je bil mnenja, da ta oblika pripada mlajšim primerkom vrste *P. pannonica*, ker se prirastne gube obeh vrst zelo dobro ujemajo.

Tudi naši primerki potrjujejo Kittlovo odločitev o združitvi obeh oblik, saj se manjša odstopanja v razmerju L : H pojavljajo tudi pri primerjavi mlajših in starejših prirastnih gub na istem primerku.

Druga oblika (tab. 1, sl. 5 in 6) se od tipičnih primerkov razlikuje predvsem po nekoliko nižji in daljši lupini z močno naprej pomaknjenim vrhom in zelo dolgim zadnjem ter kratkem sprednjem delu sklepnega roba.

Primerjava: Že Mojsisovics (1874, 8) je zapisal, da zelo šibke radialne brazde ob robu lupine močno spominjajo na vrsto *D. boeckhi* Mojsisovics, vendar jo je kljub temu imenoval *Posidonia*. Naši primerki so višji že v mlajših štadijih, so manj ekscentrični, imajo manj izrazito radialno skulpturiranost in ustrezajo tudi Kittlovemu opisu (1912, 22) vrste *P. pannonica*.

Nedvomno gre za največjo triasno vrsto pozidonij, ki je filogenetsko zelo blizu skupini pozidonoidnih oblik daonel.

Stratigrafska in geografska razširjenost: E. Mojsisovics je opisal vrsti *P. pannonica* in *P. alta* iz apnencev skupaj z vrstama *Daonella boeckhi* Mojsisovics in *D. obsoleta* Mojsisovics (pozidonoidni obliki) iz vmesnega horizonta med plastmi z amonitoma *Arcestes studeri* in *A. tridentinus* (Vaszoly, Bakonski gozd).

E. Kittl (1912, 22), ki je imel vrsto *P. alta* za mlajše primerke vrste *P. pannonica*, je omenil najdbo obeh oblik tudi iz wengenskih plasti (Dörgicse), kjer nastopata skupaj z vrsto *D. lommeli*.

M. Enčeva-Kančeva (1956, 202) je opisala vrsto *P. pannonica* iz ladinijskih plasti na ozemljih Čatala-Slivensko in Sondite-Kazaniško v Bolgariji.

V profilu vzhodno od koče na Korošici tvori *P. pannonica* lumakelo v posameznih apnenčevo lapornih polah med temno sivim bituminoznim apnencem. Nekaj decimetrov nižje sem našel vrsto *D. lommeli*.

Daonella cf. tripartita Kittl, 1912

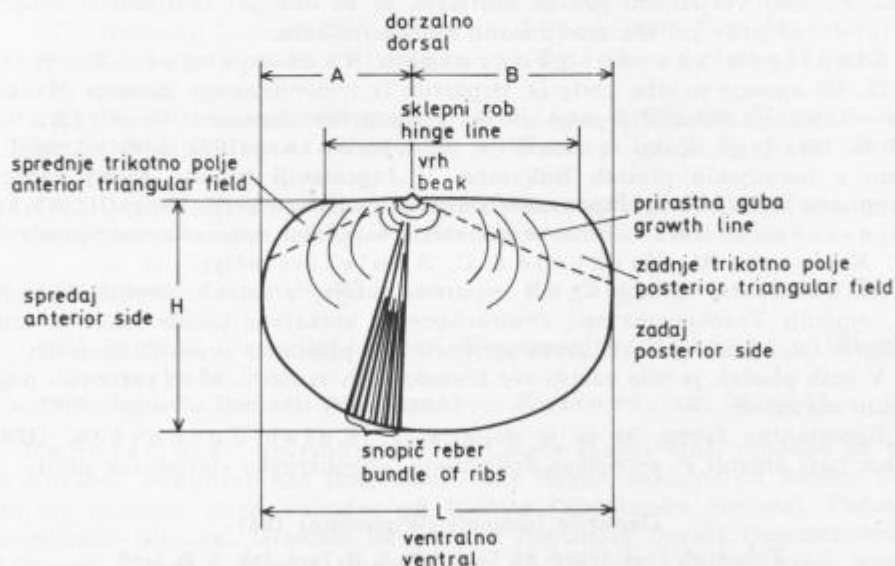
Tab. 2, sl. 1—4, tab. 3, sl. 1

cf. 1912 *Daonella tripartita* n. sp. — Kittl, S. 52, Taf. 3, Fig. 15—16.cf. 1915 *Daonella tripartita* Kittl — Arthaber, S. 191.cf. 1972 *Daonella (Arzelella) tripartita* Kittl — Turculet, P. 119, pl. 1, fig. 1, 2, 6.

Nahajališče: Severovzhodno od Oblakovega vrha.

Material: 40 bolj ali manj poškodovanih primerkov, od katerih je mogoče ločiti 16 levih in 8 desnih lupin. Trije primerki so pripadali juvenilnim osebkom.

Opis: Lupine so daljše kot višje s polkrožnim rahlo nazaj podaljšanim obrisom in ravnim sklepnim robom. Rebra so v sprednji tretjini lupine relativno široka, nedeljena in le slabotno razcepljena, sledi pa jim 4 do 8 trodelnih reber. Ob zadnjem robu so rebra zopet dvodelna ali enodelna, pri nekaterih primerkih pa stisnjena in nejasna. Tudi ob sprednjem sklepnem robu so rebra ponavadi oslabiljena. Med trodelna rebra so lahko vrinjena posamezna dvodelna rebra. Koncentrične gube so pri večini primerkov jasno izražene (terminologijo lupine daonele glej na sl. 12).



Sl. 12. Terminologija in orientacija rodu *Daonella* (leva lupina)
 L — dolžina, H — višina, D — debelina, A — razdalja od vrha do sprednjega roba, B — razdalja od vrha do zadnjega roba

Fig. 12. Terminology and orientation of the genus *Daonella* (left valve)
 L — length, H — height, D — thickness, A — distance from the beak to the anterior margin, B — distance from the beak to the posterior margin

Ohranjeni so tudi trije juvenilni primerki, dolgi okrog 5 mm, ki verjetno pripadajo tej vrsti. Zanje je značilna precejšnja izbočenost in koncentrična nagubanost. Radialnih reber ni opaziti, vrh pa je potisnjen nekoliko naprej.

Dimenzije: Zaradi deformiranosti večine lupin bi bil prikaz dimenzij nerealen. Največji primerek je bil visok 50 mm, meritve na koncentričnih gubah pa kažejo, da je približna vrednost razmerja L : H od 1,35 do 1,61.

Primerjava: Naši primerki so po jakosti in razporeditvi eno- dvo- in trodelnih reber identični s Kittlovim opisom te vrste (1912, 52), vendar pomanjkljivi splošni opis kakor tudi zelo slabo ohranjena primerka na tab. 3, sl. 15 in 16 ne dopuščajo njihove natančne uvrstitve v vrsto *D. tripartita*.

I. Turculet (1972, 119), ki je vrsto *D. tripartita* uvrstil v podrod *Arzelella*, prikazuje na tab. 1, sl. 1, 2 in 6 razmeroma dobro ohranjene primerke te vrste, ki so po obliki in rebratosti zelo podobni našim vzorcem, vendar Turculet ne podaja opisa vrste, ki bi dopolnil slikovni material.

Naše primerke bi lahko primerjali tudi z vrsto *D. arzelensis* (E. Kittl 1912, 47), ki ima pod sklepnim robom spredaj in zadaj nerebrata ali šibko rebrata trikotna polja, ima pa manj reber kot *D. tripartita*. Podobni so še primerki *D. loczyi* Kittl, *D. bulogensis* in *D. aff. indica*, ki jo je A. Bittner (1899, 41) opisal iz Kulinga.

Primerki z Oblakovega vrha se med seboj razlikujejo v jakosti koncentričnih gub in reber v trikotnih poljih pod sprednjim in zadnjim delom sklepnega roba. Po vsej verjetnosti gre za mutacije, ki so bile pri školjkah iz skupine *D. tyrolensis* prav pri teh značilnostih močno izražene.

Stratigrafska in geografska razširjenost: E. Kittl (1912, 53) opisuje najdbe vrste *D. tripartita* iz tridentinskega apnenca Madžarske, v tabeli na strani 213 pa jo uvršča v wengenski horizont. G. Arthaber (1915a, 191) jo je opisal iz Anatolije, I. Turculet (1972, 119) je našel to vrsto v ladinijskih plasteh Bukovine. V Jugoslaviji je bila doslej najdena v apnencu ladinijsko-zgornjetriasne serije Budvansko-barske cone (R. Antonijević et al. 1973, 23) in v apnencih s polami rožencev na Sinjajevini (M. Kalezić, M. Mirković & D. Škuletić 1973).

Na Oblakovem vrhu je *D. cf. tripartita* skupaj z ostanki školjke *Daonella* sp., amoniti *Trachyceras* sp., *Protrachyceras archelaus* Laube in nekaterimi drugimi fosili v sivem skrilavem apnencu pod plastmi z vrsto *D. lommeli*.

V istih plasteh je bilo vzetih več konodontnih vzorcev, ki so vsebovali bogat fosilni material.

Konodontna favna, ki jo je določila T. Kolar-Jurkovšek (1983), kakor tudi amonit *P. archelaus* dokazujejo langobardsko starost teh plasti.

Daonella lommeli (Wissmann) 1841

Tab. 4, sl. 1—4, tab. 5, sl. 1—4, tab. 6, sl. 1—4, tab. 7, sl. 1—6

1874 *Daonella lommeli* Wissmann — Mojsisovics, S. 19, Taf. 2, Fig. 13—14.

1895 *Halobia lommeli* Wissmann — Salomon, S. 114, Taf. 5, Fig. 2—3.

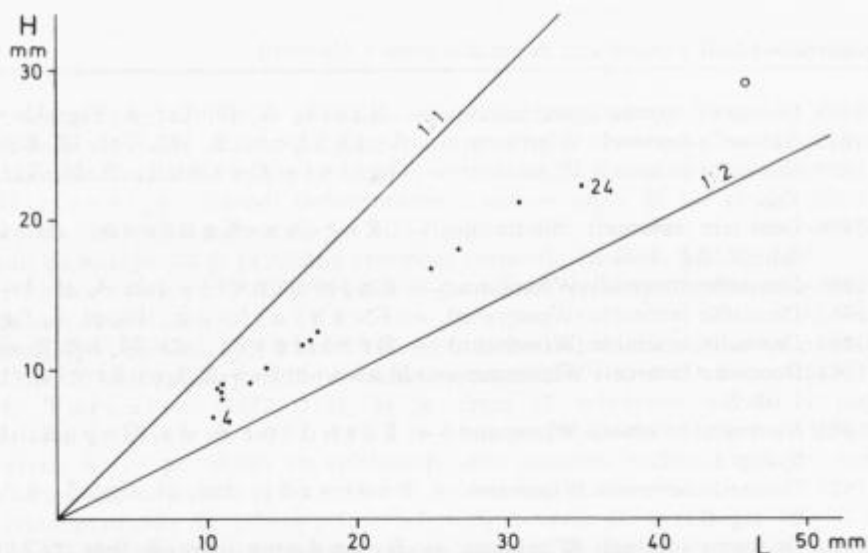
e. p. 1899 *Daonella cf. lommeli* Wissmann — Bittner, P. 33, pl. 7, Figs. 1—2.

1908 *Daonella lommeli* Wissmann — Diener, p. 9, pl. 3, figs. 1—5.

- 1912 *Daonella lommeli* Mojsisovics — Kittl, S. 69, Taf. 4, Fig. 15—16.
 1915 *Daonella lommeli* Wissmann — Arthaber, S. 192, Taf. 18, Fig. 4.
 1927 *Daonella lommeli* Wissmann — Ogilvie Gordon, S. 56, Taf. 7, Fig. 1.
 1956 *Daonella lommeli* Wissmann — Enčeva-Kančeva, str. 195, tabl. 2, fig. 1 a—b.
 1961 *Daonella lommeli* Wissmann — Kajmaković, tab. 4, sl. 1—2.
 1963 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Kobayashi, p. 109, pl. 5, fig. 6.
 1964 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Behlilović, str. 24, tab. 3, sl. 2.
 1964 *Daonella lommeli* Wissmann — Maksimčev & Laušević, tab. 1, sl. 3.
 1966 *Daonella lommeli* Wissmann — Scandone & de Capoa, tav. 3, fig. 1.
 1967 *Daonella lommeli* Wissmann — Leonardi, tav. 24, figg. 5—6, tav. 29, fig. 3.
 1967 *Daonella lommeli* Wissmann — Scandone, tav. 3, figg. 1, 2.
 1967 *Daonella (Daonella) lommeli* Wissmann — Speciale, p. 1100, tav. 61, fig. 5.
 1970 *Daonella (Daonella) lommeli* (Wissmann) — de Capoa, p. 46, tav. 5, figg. 1—18.
 1971 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Astachova, str. 37, tabl. 1, fig. 1—2.
 1971 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Jurić, tab. 7, sl. 13.
 1972 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Entcheva, str. 53, tabl. 16, fig. 12.
 1972 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Pisa, p. 602, tav. 77, fig. 3—4.
 1972 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Tozer, pl. 9, fig. 5; pl. 10, figs. 1—2.
 1972 *Daonella (Lömmelle) lömmeli* (Wissmann) — Turculet, p. 119.
 1973 *Daonella (Daonella) lommeli* (Wissmann) — Kotanski, p. 444, pl. 41, figs. 1—5.
 1974 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Krystyn & Gruber, S. 283, Abb. 2 a—b.
 1976 *Daonella (Daonella) lommeli* (Wissmann) — Balogh, p. 285, pl. 1, figs. 1—2.
 v. 1978 *Daonella lommeli* (Wissmann) — Ramovš, str. 26, sl. 52.

Nahajališče: Severovzhodno od Čateža (Lačni vrh), vzhodno od koče na Korošici, Rakitovec nad Blagovico, Hude Ravne, zahodno od Bašteta (Vojskarska planota), severozahodno od Bašteta (Vojskarska planota), Podobnik (Vojskarska planota), Gradišče (severno od Zaklanca), Sevnik (jugozahodno od Polhovega Gradca), Kucelj (jugozahodno od Horjula), Celjski grad, severovzhodno od Oblakovega vrha.

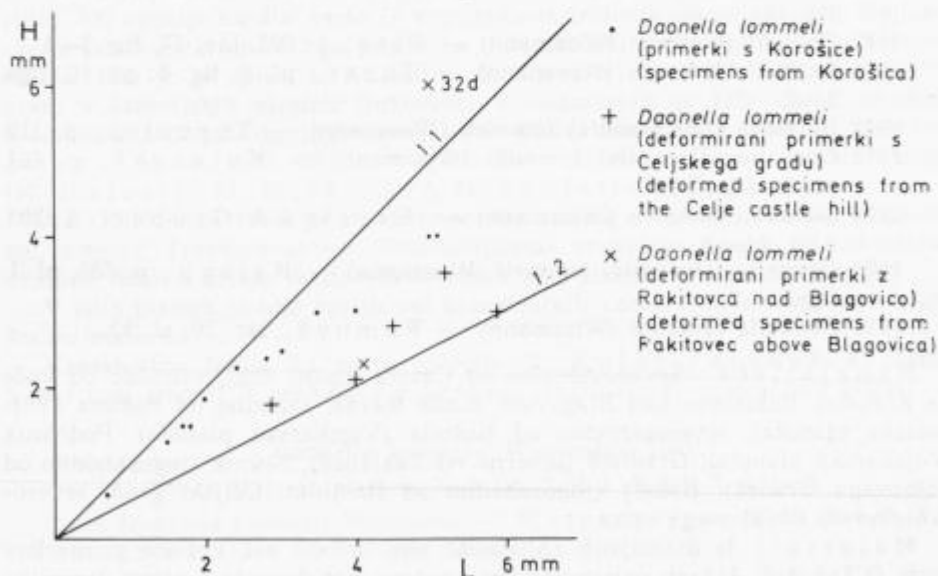
Material: Iz dvanajstih nahajališč sem določil več kot sto primerkov vrste *D. lommeli*. Iz treh nahajališč sem imel na razpolago tudi njene juvenilne oblike. Za statistično obdelavo je bilo primernih 25 dobro ohranjenih primerkov s Korošice, juvenilne daonele s Celjskega gradu in Rakitovca pa sem prikazal le primerjalno, kot naknadno deformirane oblike.



- *Daonella lommeli* (primerki s Korošice)
(specimens from Korošica)
- *Daonella lommeli* (po Mojsisovicsu 1874 tab. 2, sl. 13)
(after Mojsisovics 1874 Pl. 2, Fig. 13)

Sl. 13. Diagram razmerja med dolžino (L) in višino (H) lupine za primerke daljše od 10 mm

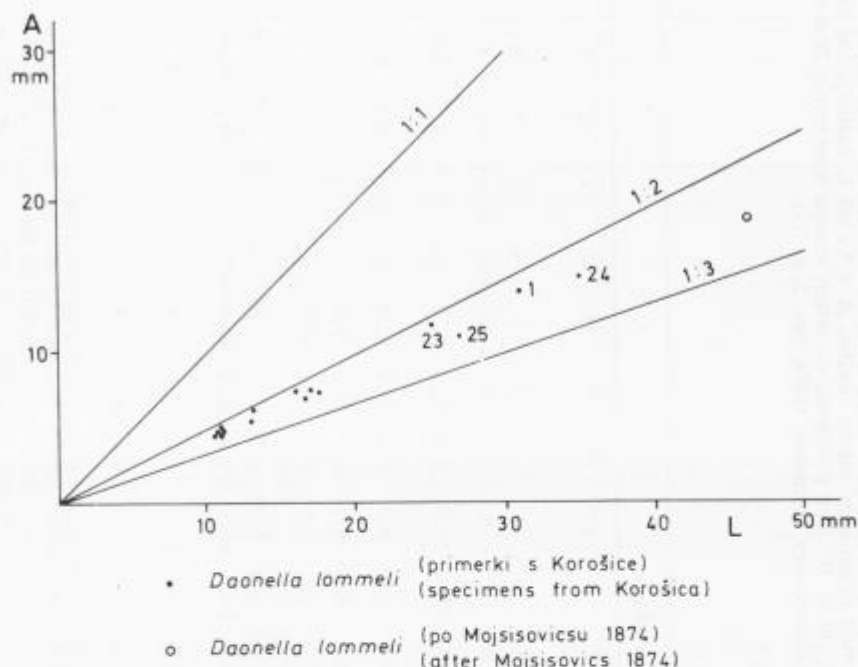
Fig. 13. Diagram of the ratio of length (L) and height (H) of the valve for individuals longer than 10 mm



- *Daonella lommeli* (primerki s Korošice)
(specimens from Korošica)
- + *Daonella lommeli* (deformirani primerki s Celjskega gradu)
(deformed specimens from the Celje castle hill)
- x *Daonella lommeli* (deformirani primerki z Rakitovca nad Blagovico)
(deformed specimens from Rakitovec above Blagovica)

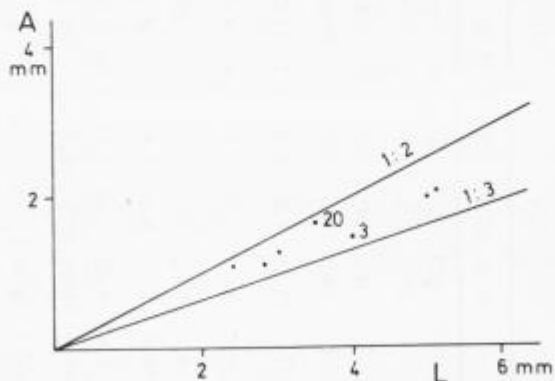
Sl. 14. Diagram razmerja med dolžino (L) in višino (H) lupine za primerke krajše od 6 mm

Fig. 14. Diagram of the ratio of length (L) and height (H) of the valve for individuals shorter than 6 mm



Sl. 15. Diagram razmerja med dolžino lupine (L) in razdaljo od vrha do sprednjega roba (A) za primerke daljše od 10 mm

Fig. 15. Diagram of the ratio of length of valve (L) and the distance between the beak to the anterior margin (A) for individuals longer than 10 mm



Sl. 16. Diagram razmerja med dolžino lupine (L) in razdaljo od vrha do sprednjega roba (A) za primerke vrste *Daonella lommeli* s Korošice, ki so krajši od 6 mm

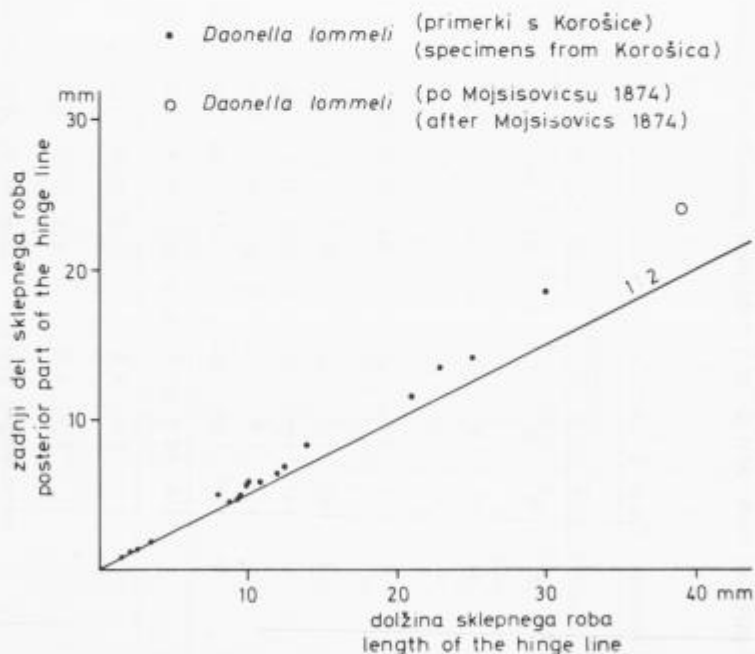
Fig. 16. Diagram of the ratio of length of valve (L) and distance from the beak to the anterior margin (A) for individuals of species *Daonella lommeli* from Korošica, which are shorter than 6 mm

Tabela 3. Dimenzije (v mm) primerkov vrste *Daonella lommeli*

l leva lupina, d desna lupina, p merjeno na prirastnih linijah, c merjeno na celem primerku, A razdalja od vrha do srednjega roba, B razdalja od vrha do zadnjega roba, L: H razmerje med dolžino in višino lupine, A v % od L razdalja od vrha do srednjega roba izražena v procentih od celotne dolžine lupine, 10 in 10" dva primerka na istem vzorcu kamenine, 26 d do 32 d deformirani juvenilni primerki, M Mojsisovičev primerek (1874, tab. 2, sl. 13)

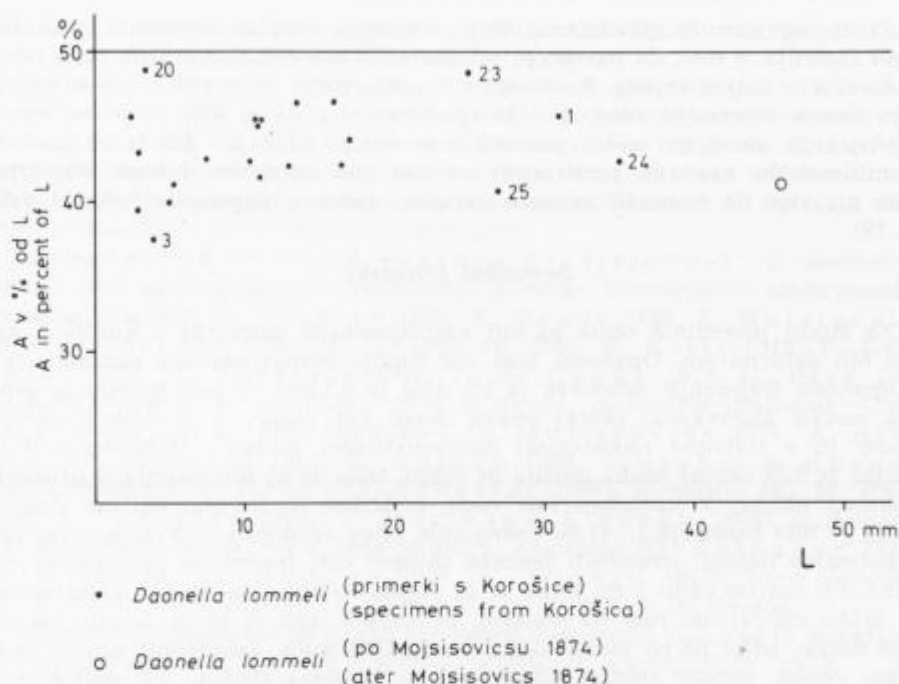
Nahajališče Locality	Korošica																	
	1	2	3	4	1"	5	6	7	8	10"	10	11	12	13	14	15	16	17
Številka primerka No. of specimen	1	2	3	4	1"	5	6	7	8	10"	10	11	12	13	14	15	16	17
Lupina Valve	l	d	d	l	d	d	d	d	l	l	d	d	l	l	l	d	d	d
	p	c	p	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
Dolžina (L) Length	31	11	4.0	10.5	1.7	11.0	13.5	11.0	17.0	13.0	5.0	16.5	17.5	3.0	1.8	2.8	11.0	0.7
Višina (H) Height	21	9	3.0	6.8	1.5	8.5	10.0	9.0	12.0	9.0	4.0	11.5	12.5	2.5	1.5	2.4	8.1	0.6
A	14.2	5	1.5	4.5		4.5	6.3	5.0	7.5	5.5	2.0	7.0	7.5	1.3		1.1	5.0	
B	16.8	6	2.5	5.5		6.5	7.2	6.0	9.5	7.5	3.0	9.5	10.0	1.7		1.7	6.0	
L:H	1.47	1.22	1.66	1.54	1.13	1.29	1.35	1.22	1.42	1.44	1.25	1.43	1.40	1.20	1.20	1.16	1.36	1.16
A v % od L	45.8	45.5	37.5	42.8		40.9	46.7	45.5	44.1	42.3	40.0	42.4	42.9	43.3		39.3	45.4	
A in percent of L																		
Sklepni rob Hinge line	25	8				8.5	10.8	9.5	14.0	10.0	3.5	12.0	12.5			2.2	8.7	
Spredaj Anterior part	11	4				3.5	4.8	4.0	5.8	4.0	1.5	5.5	5.5			1.0	4.0	
Zadaj Posterior part	14	5				5.0	6.0	4.5	8.2	6.0	2.0	6.5	7.0			1.2	4.7	
Zadaj : spredaj Posterior part : anterior part	1.27	1.25				1.43	1.25	1.13	1.41	1.50	1.33	1.18	1.27			1.20	1.18	

Opis: *Daonella lommeli* ima karakteristične značilnosti, ki nihajo v zelo ozkih mejah. Lupina je daljša kot višja (sl. 13, 14 in tabela 3), z naprej pomaknjениm vrhom (sl. 15, 16 in 18). Vrh leži glede na ravni sklepni rob v sprednji polovici, in kot kaže diagram (sl. 17), se z rastjo vrh pomika še naprej (daljša se zadnji del sklepnega roba). Lupine so rahlo izbočene (primerki s Korošice), kar pa je pri primerkih iz skrilavih kamenin težko opaziti, saj so le-ti običajno stisnjeni. Izbočenost se začne enakomerno na obeh robovih sklepa. Vrh je močno izbočen z izrazito nakazanim nerebratim embrionalnim delom. Primarna rebra, ki so že v bližini vrha razmeroma široka, se večkrat cepijo in tvorijo snopiče, v katerih je tudi do 16 posameznih sekundarnih reber. E. Mojsisovics (1874, 211) jih navaja celo 18 do 20. Na istem primerku snopiči glede na število sekundarnih reber variirajo, vendar je radialna rebratost kljub temu videti regularna, ker nastopajo prve razcepitve primarnih reber dokaj enakomerno. Raziskovani primerki le izjemoma kažejo trodelne snope, medtem ko je dvodelnost snopov skoraj pravilo. Primarne brazde so zelo široke, sekundarne, ki delijo snop v dva ali tri dele, pa so včasih tudi šibkeje izražene (tab. 4, sl. 1 in tab. 5, sl. 2—4).



Sl. 17. Diagram razmerja med dolžino sklepnega roba in dolžino njegovega zadnjega dela

Fig. 17. Diagram of the ratio of length of the hinge line and the length of its posterior part



Sl. 18. Diagram razmerja med dolžino lupine (L) in v procentih izraženo razdaljo med vrhom in sprednjim robom od dolžine (A v % od L)

Fig. 18. Diagram of the ratio of the length of valve (L) and distance between the beak and the anterior margin, expressed in percent of distance (A in % of L)



Sl. 19 — Fig. 19
Daonella lommeli

Prirastne linije na treh primerkih s Korošice
Growth lines on three specimens from Korošica

a) leva lupina, 1,5 × b) desna lupina, 2 ×
left valve, 1,5 × right valve, 2 ×

c) desna lupina, 3 ×
right valve, 3 ×

Proti zadnjemu in sprednjemu delu sklepnega roba se snopičasta grupacija reber izgublja, s tem, da postanejo primarne in sekundarne brazde ožje, rebra pa finejša in bolj stisnjena. Brezrebrno trikotno polje, ki naj bi bilo pod sprednjim delom sklepnega roba (E. Mojsisovics 1874, 21), to je na mestu halobijskega ušesa, pri naših primerkih ni vidno. Običajno gre le za eno- do dvomilimetrski navzven razširjajoči se pas pod sklepnim robom. Prirastne gube pri vrsti *D. lommeli* so zelo slabotne, razen v neposredni okolici vrha (sl. 19).

Juvenilni primerki

Za študij juvenilnih oblik so bili najprimernejši primerki s Korošice, ker niso bili deformirani. Opazoval sem vse štadije ontogenetskega razvoja vrste *D. lommeli*. Najmanjši primerek je bil dolg le 0,7 mm. V tem štadiju je lupinica močno konveksna, skoraj enako dolga kot visoka, z medialno ležečim vrhom in s slabotno nakazanimi koncentričnimi gubami. Debelina celotne školjke je bila skoraj enaka dolžini in višini, tako da so bili najmlajši primerki kroglaste oblike. V naslednji fazi rasti, približno do 2,5 mm dolžine (tab. 7, sl. 2), je bilo razmerje L : H še vedno zelo blizu vrednosti 1. Vrh je v tej fazi že potisnjen naprej, izrazitejši postane sklepni rob, lupina pa je nekoliko poševna. Pri dolžini okoli 3 do 4 mm se že pojavijo oblike, ki jih kot embrionalni del lahko opazujemo tudi na odraslih primerkih (tab. 7, sl. 3). Lupine so postale daljše, boljše pa so vidne tudi koncentrične gube. Izbočenost lupine je še vedno velika, vendar znatno manjša kot v mlajšem štadiju. Pri dolžini primerkov okoli 5 mm ni opaziti bistvenih sprememb, razen tega, da lupine postajajo vse daljše in manj izbočene. Nad 5 mm se pojavijo ob spodnjem robu prva široka primarna rebra, ki pa so le slabotno nakazana in maloštevilna. Z nadaljnjo rastjo postajajo rebra izrazitejša in številnejša. 11 mm dolg primerek (tab. 7, sl. 6) ima že popolno obliko daonele.

Primarna rebra, ki jih je okoli 13, so v zadnjem delu lupine že enkrat razcepljena, proti zadnjemu delu sklepnega roba pa je izoblikovano trikotno polje ozkih in gostih reber. Rebra so v sprednji polovici lupine še vedno enojna, vendar je že slabotno nakazana sekundarna brazda. Pod sprednjim delom sklepnega roba je široko nerebrato trikotno polje, ki se obdrži vse do dolžine primerkov med 18 in 20 mm. V tem štadiju pa je oblika že popolnoma formirana z vsemi značilnostmi vrste *D. lommeli*, seveda s predpostavko, da se snopiči do popolnosti formirajo šele v nadaljnjih fazah rasti (tab. 7, sl. 1 in 4).

Juvenilni primerki s Celjskega gradu (tab. 6, sl. 1 in 4) in z Rakitovca nad Blagovico, ki so bili zaradi pritiskov naknadno deformirani, so višji ali pa nižji, glede na to, kako so ležali v plasti. Deformirane primerke je kaj lahko spoznati, če vnesemo njihove dimenzije v diagram. Na sliki 14 vidimo nedeformirane primerke vrste *D. lommeli* s Korošice, ki se z rastjo enakomerno daljšajo. Juvenilne daonele s Celjskega gradu in Rakitovca pa ne kažejo nobene zakonitosti, razen te, da je bil pritisk, ki jih je deformiral, pri večini primerkov usmerjen pravokotno na daljši rob lupine.

P r i m e r j a v a : *D. lommeli* je bila školjka s tako tipično obliko in skulpturnimi značilnostmi, da jo je težko zamenjati s katero koli drugo vrsto. Primerkek, ki ga je E. Mojsisovics (1874, 21) prvič natančneje opisal in je

vklučen v naše diagrame, samo še potrjuje razmišljanja, da se je lupina z rastjo daljšala, vrh pa pomikal čedalje bolj naprej.

Zanimivi so primerki daonel, ki so v literaturi opisani kot *D. aff. lommeli* (C. Diener 1908, 10, M. Salopek 1918, 29), *Halobia aff. lommeli* (W. Salomon 1895, 82) in *D. cf. lommeli* (A. Bittner 1899, 33). V vseh primerih gre za podvrste, če ne celo za nove vrste, ki se od prave *D. lommeli* razlikujejo predvsem po razporeditvi reber v snopiče. Nekatere od opisanih oblik močno spominjajo na *D. esinensis* (Salomon).

Geografska in stratigrafska razširjenost: *D. lommeli* je vodilni fosil za langobardsko podstopnjo z veliko horizontalno razširjenostjo. Poznana je iz Alp (A. Pichler 1866, F. Hauer 1868, E. Mojsisovics 1874, A. Bittner 1894, W. Salomon 1895, E. Kittl 1912, P. Leonard 1967, A. Speciale 1967, P. de Capoa 1970, G. Pisa 1972, L. Krystyn & B. Gruber 1974 in drugi), iz Spanije, Balearov, Grčije (po P. de Capoa 1970), Madžarske (E. Mojsisovics 1874, A. Bittner 1901, E. Kittl 1912, K. Balogh 1976, I. Szabo, S. Kovacs, Gy. Lelkes & A. Oravec-Scheffer 1980), Romunije (K. M. Paul 1876, I. Turculet 1972, V. Mutihac & I. Preda 1974), iz Bolgarije (M. Enčeva-Kančeva 1956 in 1972), Anatolije (G. Arthaber 1915 a in b), Himalaje (A. Bittner 1899 C. Diener 1908), Nove Zelandije (K. Zittel 1863), Malaje (T. Kobayashi 1963) in od drugod.

Slovenska nahajališča so zajeta pri opisih dosedanjih raziskav in nahajališč, kjer je podan tudi njihov stratigrafski položaj in spremljajoča favna.

V drugih jugoslovanskih republikah pa je bila *D. lommeli* najdena: severovzhodno od Bosanske Krupe (M. Mojičević et al. 1979), v okolici Ključa (R. Kajmaković 1961), pri Prijedoru (M. Jurić 1971 in 1977), pri Sanskem Mostu (S. Maksimčev & N. Laušević 1964), zahodno od Bosanskega Grahova (I. Grimani et al. 1975), v okolici Glamoča (A. Ahac 1968, J. Papeš & A. Ahac 1978), v okolici Konjica (M. Mojičević & M. Laušević 1973), na planini Čabulja (S. Behlilović 1964), na področju Visokega krasa pri Baru (M. Mirković et al. 1978), na področju planine Sinjajevine (M. Kalezić, M. Mirković & D. Škuletić 1973), omenjajo pa jo tudi Z. M. Bešić (1959), F. Hauer (1868), R. Kajmaković (1961) in drugi.

Daonella sp.

Tab. 3, sl. 2 in 3

Nahajališče: Severovzhodno od Oblakovega vrha.

Material: Stirje zelo slabo ohranjeni primerki.

Opis: Obrisa lupine, njenih dimenzij, značaja vrha, sklepa in trikotnih polj pod sklepnim robom iz nabranega materiala ni mogoče ugotoviti. Dobro se vidi le razvrstitev reber v snopiče. Primarna rebra se cepijo že v bližini vrha na dve ali tri sekundarna rebra, takoj zatem pa sledi naslednja cepitev, ki je pri naših primerkih vedno dihotomna. Ob spodnjem robu lupine lahko naštejemo od 6 do 10 reber v snopiču. Močnejše sekundarne brazde, kot je pri vrsti *D. lommeli*, ni opaziti. Izstopajo le primarne brazde, vse druge pa so

po jakosti mnogo šibkejše in med seboj približno enakovredne. Vsi snopiči na enem in istem primerku si po številu sekundarnih reber niso enakovredni. Med širše z večjim številom se pogostoma vrivajo ožji snopiči z manjšim številom reber. Koncentričnih gub ni opaziti.

Primerjava: Primerke z Oblakovega vrha bi lahko primerjali z vrstami *D. esinensis* (Salomon) (E. Kittl 1912, tab. 2, sl. 11), *D. aff. lommeli* (W. Salomon 1895, tab. 5, sl. 4), *D. cf. lommeli* (A. Bittner 1899, tab. 7, sl. 2) in *D. lindstromi* Mojsisovics (E. Mojsisovics 1874, tab. 2, sl. 16). Najbolj podobni pa so naši primerki vrst *D. aff. lommeli*, ki jo je opisal M. Salopek (1918, 29, tab. 1, sl. 1, 2) iz Gregurič brijega. Že sam avtor ugotavlja, da so razlike njegovih primerkov z vrsto *D. lommeli* tako velike, da bi opravičile imenovanje nove vrste.

Geografska in stratigrafska razširjenost: Črni in temno sivi apnenec severovzhodno od Oblakovega vrha pod plastmi z vrsto *Daonella lommeli*. Amonit *Protrachyceras archelaus* in konodontna favna dokazujejo langobardsko starost teh plasti.

Okolje in način življenja daonel in pozidonij

Kljub veliki razširjenosti in biostratigrafski pomembnosti daonel in pozidonij je bilo le malo poskusov, ki bi prikazali njihov način življenja, kajti recentne sorodne skupine školjk ne nudijo zadovoljive primerjave. Zato pa moramo vire za rekonstrukcijo njihovega načina življenja in razširjenosti iskati v sedimentološki, biostratigrafski in evolucijski smeri. Upoštevati moramo predvsem to, da so bile daonele in pozidonije vezane na razmeroma ozko določen tip okolja ter da je med njimi veliko kozmopolitskih vrst.

O načinu življenja daonel, pozidonij in njim sorodnih halobij zasledimo v literaturi več različnih razlag, pri katerih so avtorji upoštevali predvsem morfologijo lupine in facialno okolje. Najpogostejši je bentonski način življenja, medtem ko so psevdoplanktonsko živele in se razširjale le nekatere bisatne oblike. S. M. Stanley (1972) je poročal, da so v globokomorskih črnih skrilačih našli karbonske pozidonije pritrjene na fragmente kalamitov in druge nedoločljive kose lesa. Le-te so morski tokovi raznašali in v novem ugodnem okolju so bile školjke sposobne ustvariti novo populacijo. B. Gruber (1976), ki je raziskoval halobije in perihalobije, je na osnovi različnih opazovanj prišel do zaključka, da sta ta dva filogenetsko ozko sorodna rodova z daonelami in pozidonijami živelata bentonsko na tri različne načine: endobisatno, epibisatno in nektonsko. Seveda psevdoplanktonskega načina življenja ni izključil, saj so imele halobije jasno razvit bisus. Ker pa je predvsem pri daonelah obstoj bisusa vprašljiv, lahko za vrste najdene v Sloveniji sklepamo le na bentonski način življenja, veliko geografsko razširjenost pa so te vrste dosegle z migracijo planktonskih larv.

Daonele in pozidonije najpogosteje najdemo v temnem bituminoznem apnencu in lapornatem apnencu, ki kažeta na redukcijsko sredino. Ta je nastala zaradi razpada organske materije. Recentna sedimentološka opazovanja kažejo, da so redukcijske razmere, ki so kamenino temno obarvale, bile znotraj sedimenta neposredno pod dnom in torej niso bistveno vplivale na življenje

daonel in pozidonij. Okolje, v katerem so živele, je bilo mirno (energijski indeks 1 do 1,5), nekateri primeri pa kažejo na nekoliko bolj razgibano okolje (energijski indeks do 3 po Plumley et al. 1962), ki so ga ponekod povzročili kalni tokovi. Če je bilo okolje dalj časa razgibano, je to povzročilo popolno izginotje daonel in pozidonij, če pa je bilo razgibano le kratek čas, so se lupine zdrobile (npr.: plast z zdrobljenimi lupinami daonel na Korošici), vendar so kasneje, ko je prevladalo mirno okolje, školjke ponovno naselile svoj biotop. Najugodnejše za življenje daonel in pozidonij je bilo dno pokrito s finim karbonatnim blatom, občutljive pa niso bile tudi na manjše količine detritičnega materiala. Če je bila sedimentacija najpogosteje tufskega materiala prehitra, je celotna populacija zamrla.

Pri študiju razširjenosti daonel in pozidonij ne smemo zanemariti zaviralnih faktorjev, ki so vplivali na migracijo njihovih larv. To so bile najpogosteje naravne ovire, kot so morski tokovi, temperatura, saliniteta vode in blatne plitvine. Litoral karbonatnih platform in zaprte plitve lagune s povečano evaporacijo niso bile neugodne le za nastanek novih populacij, temveč tudi za migracijo larv preko takšnih področij. Vse vrste daonel in pozidonij, ki se pojavljajo v Sloveniji, so živele v plitvejših delih pelagičnih jarkov (pregibi, dvignjene grude v jarkih), kjer voda verjetno ni bila globlja od 200 m.

Langobardian beds with daonellas and posidonias in Slovenia

Summary

1. Locality Korošica in the Kamnik Alps

South of the Ojstrica mountain near the Korošica alpine hut, at the foot of the steep wall of Dedec, and southeast and east of the hut, beds of dark bituminous limestone with chert crop out. F. Teller (1885) already found in these beds leading fossils of the Langobardian substage.

In the section beneath Dedec, about 15 m below the contact with massive limestone, there is a bed with compressed and heavily damaged remains of small ammonites. Among them one specimen only could be determined generically (*Trachyceras* sp.), whereas the state of others barely permitted the attribution to the family Trachyceratidae. About 10 m below the contact, in a one meter thick bed of dark grey platy and highly bituminous limestone, numerous shells of *Posidonia wengensis* appear.

East of the Korošica alpine hut, there is below 9 m of massive limestone a bed, about 150 cm thick of platy and layered black micritic limestone and marly limestone with numerous *Posidonia* and *Daonella* (Figs. 2, 3 and 4). In the upper meter of these beds there are individual sheets of numerous rock-forming large individuals *Posidonia pannonica* Mojsisovics (Pl. 1, Figs. 2—4) and *P. aff. pannonica* (Pl. 1, Figs. 5—6). Along with them occur very rare shells of *P. wengensis*, and modest remains of ammonites. The sheets with *Posidonia* are underlain by about 50 cm thick limestone bed with *Daonella*. Silicified laminae are less frequent in this part than in the upper one. In a 6 cm thick

layer towards the part of limestone with *Posidonia* rare forms of *P. pannonica* and *P. wengensis* appear next to adult and juvenile specimens of *D. lomelli* (Pl. 7, Figs. 1–6).

2. Locality Rakitovec above Blagovica

Remains of juvenile *Daonella* occur also in light grey shale east of the summit of Rakitovec (900 m). Since the beds with daonellas appear everywhere (within the Trojane overthrust), in tectonic contact with the Anisian or Lower Triassic beds, their exact biostratigraphic position is very difficult to resolve. They are supposed to occur below the beds with the species *Posidonia wengensis*, found 2 km east of this locality in a few millimeters thick marl sheet within the black platy limestone. A comparison of daonellas from Rakitovec with the juvenile forms from Korošica and the Celje castle hill confirmed the determination that they are somewhat deformed specimens of the species *Daonella lomelli*.

3. The Celje castle hill locality

By the end of 19th century, F. Teller (1889, 210) found on the southern slope of the Celje castle hill the lamellibranch *Daonella lomelli*, hereby proving the Langobardian age of the grey slate, which he named the Pseudozilian beds.* Immediately at the Friderik tower, a 20 cm thick sheet of tuff with daonellas (Figs. 5 and 6) was found recently. Juvenile specimens prevail (Pl. 6, Fig. 4). Among them there are also several well preserved adult individuals of species *D. lomelli* (Pl. 6, Figs. 1–3).

About 10 m below this layer (towards the reef limestone) there is within the light grey tuff and tuff slate, another 10 cm thick layer containing exclusively juvenile specimens. Comparison with the juvenile forms of the species *D. lomelli* from Korošica shows that the individuals from the Celje castle hill belong to this species too. The specimens are slightly deformed.

From 3 to 10 m below the lower layer with daonellas, there is a 3 m thick bed of brown-grey massive limestone with corrosion vugs, this being underlain by grey reef limestone containing porifera and corals of the species *Craspedophyllia cristata* Volz, *Omphalophyllia recondita* Laube and *Dictyoceelia manon* (Münster).

4, 5. Localities Gradišče north of Zaklanec and Sevnik southwest of Polhov Gradec

In the area between Polhov Gradec and Horjul the Langobardian beds with abundant fossil macrofauna have been known for a long time. Most frequent species here are *Posidonia wengensis* and *Daonella lomelli*.

* In German literature the Pseudozilian beds are named Pseudogailthaler Schichten, in Slovenian psevdoziljske plasti. Zilja is the Slovenian name for the river Gall in Austria.

I. Špacapan (1975), who mapped this area some time ago, estimated the thickness of the Langobardian beds at 160 m. They rest on a belt of friable Anisian dolomite or much older Trogkofel beds, upon which they are overthrust. In this entire area the Langobardian beds are overlain by Cordevolian dolomite. Although the contact is almost everywhere covered, one may assume that it is normal.

Although macro- and microfossils in this area evidenced the Langobardian age, the question of the Fassanian substage remains open. As indicated in the section of Gradišče (Fig. 7) where conodonts proved the Illyrian age of grey, nodular and silicified limestone with numerous radiolarians below the tuff with *D. lommeli* (Pl. 4, Figs. 3—4), the rocks of the Fassanian substage are indubitably present, although in small thickness.

The rocks of the Langobardian age are represented by black platy and unbedded limestone, slaty limestone and marly slate, sericite slate, fine grained and coarse grained tuffite, black silicified limestone with pyrite and chert, black calcareous sandy tuff, tuff sandstone, dirty brown, argillite, nodular silicified limestone and grey hard silicified limestone. In these rocks I. Špacapan (1975, 38) found in several places the remains of *Posidonia wengensis*, which is usually rockforming in thin sheets within the black platy limestone. He also found specimens of *Daonella* sp. and *Posidonia* sp. in slaty tuffaceous sandstone near the quarry on the Dvor-Zaklanec road. In the same rock, which probably corresponds to the same stratigraphic horizon, the author found and determined at Sevnik the species *Daonella lommeli*. Numerous exemplars of *Posidonia wengensis* (Pl. 1, Fig. 1) were found at this locality in black platy limestone, marly in places. The fossils occur in four few mm thick sheets which total thickness is 7 cm. Juvenile individuals prevail in the upper sheet.

In a conodont sample collected in a sheet of black limestone with posidonias at Sevnik, A. Ramovš (1977) determined, the species *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard.

6. Locality Kucelj southwest of Horjul

The west side of Kucelj is built up by brown-yellow highly weathered tuff. On a cart-way, 26 m below the Cordevolian dolomite, a 5 cm thick bed harbors *Daonella lommeli* and *Posidonia* sp. (Pl. 5, Figs. 2—4). About 6 m below the dolomite, another fragment of species *D. lommeli* was found in grey brown tuffaceous sandstone. Consequently, the daonellas at this locality appear at least in two beds of the Langobardian succession (Fig. 8).

7. Locality west of the Bašte farm — southeast of Vojsko

On the Vojsko plateau, west of the Bašte farm, very rare and poorly preserved fragments of *Daonella lommeli*, occur in greenish grey tuff. The layers dip northwest and are overlain by about 30 m of light grey massive limestone, which contains numerous remains of reef organisms (colonial corals, sponges and others). The limestone passes laterally into massive dolomite, the total thickness of the carbonate sequence above tuff amounting to about 20 m.

These beds are overlain by grainy, most probably Cordevolian dolomite (Fig. 9). The downward continuation of the tuff sequence, is covered by the overthrust zone.

8. Locality northwest of the Bašte farm — southeast of Vojsko

Poorly preserved shells of *Daonella lommeli* appear northwest of the Bašte farm as isolated float of grey tuffaceous marl and sandstone, below the massive limestone. Frequent fossils are poorly preserved. Adult forms of daonellas occur exclusively. The tender juvenile individuals might have been destroyed in the relatively coarse sediment during fossilization. There are many rather thin fragments of plant remains in the rock. The marl float with plant remains and daonellas could not be properly ranged into the stratigraphic column. It is however, evident that its origin dated very closely to the boundary with the grey reef limestone, similarly as at the previous locality.

9. The Podobnik farm locality — southeast of Vojsko

The abandoned Podobnik farm is situated in the Idrijca valley. Thin sheets of black and dark grey micritic limestone and hard marly limestone and sandy marl outcrop beneath the farm. 4 m of beds are exposed only. The surrounding area is composed of massive Cordevolian dolomite, which appears to be in tectonic contact with the said beds.

Frequent relatively large shells of *D. lommeli* can be found in the grey green sandy marl their position perpendicular to the schistosity. The fossils are strongly deformed (Pl. 5, Fig. 1). Lithologically, the marl with daonellas resembles much the marl at the last mentioned locality. Its original position is most probably just below the massive limestone with the reef fauna, which means very close to the Cordevolian dolomite.

10. Locality northeast of Oblakov vrh

At Pisanice northeast of Oblakov vrh begins the section (Fig. 10) at the bottom of diabase. 30 m of dark grey pelitic tuff with an intercalation of micritic limestone is followed by about 20 m of volcanic agglomerate breccia with fragments of diabase and sheets of conglomerate. The rock is overlain by about 20 m of dark grey slaty limestone in which the following fossils have been found: *Daonella* cf. *tripartita* Kittl (Pl. 2, Figs. 1—4, and Pl. 3, Fig. 1), *Daonella* sp. (Pl. 3, Figs. 2—3), *Protrachyceras archelaus* Laube (Pl. 3, Fig. 6), *Trachyceras* sp. (Pl. 3, Fig. 4), *Posidonia* sp., and some undeterminable fossil remains. These beds are overlain by tuff containing the species *D. lommeli* (Pl. 4, Fig. 2).

In five conodont samples of grey micritic limestone, which occurs in small lenses and nodules within the slaty limestone, T. Kolar-Jurkovšek (1983) found rich microfauna containing the platform elements of *Epigondolella mungoensis* (Diebel), *Gladigondolella malayensis* Nogami and *Gl. tethydis* (Huckriede).

Poorly preserved, undeterminable conodont remains in two samples suggest, by their black colour (CAI = 5), high temperatures (above 300 °C), which may be an indication of strong tectonic activity. This supposition is confirmed also by highly deformed (mostly compressed) remains of macrofossils.

11, 12. Localities northwest of Čatež-Lačni vrh and Hude Ravne

Several fossil specimens, collected outside of the sections, were considered in this study too. On Lačni vrh daonellas occur in platy limestone with tuffaceous admixture, and at Hude Ravne in grey green tuff. All individuals belong to the Langobardian species *Daonella lommeli* (Pl. 4, Fig. 1).

Literatura

- Ahac, A. 1968, Stratigrafski pregled trijaskih naslaga u spoljnim Dinaridima na području Bosne i Hercegovine. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov. 1, 43—49, Ljubljana.
- Antonijević, R., Pavić, A. & Karović, J. 1973, Tumač za listove Kotor i Budva, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Arthaber, G. 1915a, Die Trias von Bithynien (Anatolien). Beiträge Paläont. Geol. Osterr. Ung. u. d. Orients 27, 85—206, tab. 11—18, Wien.
- Arthaber, G. 1915b, Die Entwicklung der Trias in Anatolien. Mitt. Geol. Ges. 8, 47—61, Wien.
- Astachova, T. V. 1971, Triasovi dvostulkovi igolovonogi moluski Krimu. A. N. Ukrain. RSR. Inst. Geol. Nauk., 116 str., 12 tab., Kiev.
- Balogh, K. 1976, Pelecypods from the late Triassic of the Sout-Gemicum I. Acta Miner. Petr. 22, 2, 285—296, tab. 1—3, Szeged.
- Behlilović, S. 1964, Geologija Čabulja planine u Hercegovini. Geološki glasnik (posebna izdanja), 4, 79 str., 22 sl., 18 tab., 3 prloge, Sarajevo.
- Bešić, Z. M. 1959, Geološki vodič kroz narodnu republiku Crnu Goru. 559 str., 26 tab., 13 geol. prof., 7 sl., 6 geol. skic, 2 pril., Titograd.
- Bittner, A. 1894, Zur neuern Literatur der alpinen Trias. Jb. Geol. R. A. 44, 2, 233—379, Wien.
- Bittner, A. 1899, Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata. Paleontol. Indica, ser. 15, Hymalayan Fossils 3, 2, 76 str., 12 tab., Calcutta.
- Bittner, A. 1901, Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes. Res. d. wissensch. Erf. d. Balatonsees 1, 1, Pal. 3, 106 str., 9 tab., Wien.
- Buser, S. 1979, Tolmač lista Celje, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Buser, S. 1980, Tolmač lista Celovec. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Buser, S., Grimšičar, A. & Kuščer, D. 1974, Vodnik po geoloških ekskurzijah (1. geološka ekskurzija). 8. jugoslovanski geološki kongres, 5—15, 3 sl., Ljubljana.
- Car, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- De Capoa Bonardi, P. 1970, Le Daonelle e le Halobie della serie calcareosilicomarnosa della Lucania (Appennino Meridionale). Studio paleontologica e biostratigrafico. Mem. Soc. Natur. Napoli. 78, 1—130, tab. 1—19, Napoli.
- Diener, C. 1908, Ladinic, Carnic and Noric Faunae of Spiti. Palaeontol. Indica, ser. 15, Hymalayan Fossils 5, 3, 157 str., 24 tab., Calcutta.
- Enčeva-Kančeva, M. 1956, Paleofaunistični izsledvanja vrhu triasa od Centralnija Balkan. God. Upr. geol. prouč. 4, 189—214, 4 tab., Sofia.
- Entcheva, M. 1972, Les fossiles de Bulgarie. II. Le Trias. Acad. Bulg. Sciences, 248 str., 44 tab., Sofia.

- Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Sentrupertom. *Geologija* 3, 116—135, Ljubljana.
- Grad, K. 1962, Geološke razmere med Rudnico in Savo. *Geologija* 7, 113—118, Ljubljana.
- Grimani, I., Juriša, M., Šikić, K. & Šimunić, A. 1975, Tumač za list Knin, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Gruber, B. 1976, Neue Ergebnisse auf dem Gebiete der Ökologie, Stratigraphie und Phylogenie der Halobien (Bivalvia). *Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österr.* 23, 181—198, 7 sl., 1 tab., Wien.
- Hauer, F. 1868, Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie, Blatt 10 Dalmatien. *Jb. Geol. R. A.*, Wien.
- Jefferies, P. S. & Minton, P. 1965, The mode of life two jurassic species of «Posidonia» (Bivalvia), *Paleontology*, 8, 1, 156—185, tab. 19, London.
- Jovanović, R., Mojićević, M., Tokić, S. & Rokić, L. 1978, Tumač za list Sarajevo, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Jurić, M. 1971, *Geologija područja Sanskog paleozoika u sjeverozapadnoj Bosni*. Geološki glasnik (posebna izdanja) 11, 146 str., 9 tab., Sarajevo.
- Jurić, M. 1977, Tumač za list Prijedor, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000 Beograd.
- Jurkovšek, B. 1983, Fassanske plasti z daonelami v Sloveniji. *Geologija* 26, 29—70, tab. 1—11, Ljubljana.
- Kajmaković, R. 1961, Prilog poznavanju srednjeg i gornjeg triasa okoline Ključa (SZ Bosna). III. kongres geologa Jugoslavije, 225—234, Titograd.
- Kalezić, M., Mirković, M., & Škuletić, D. 1973, Tumač za list Šavnik, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Kittl, E. 1912, Materialien zu einer Monographie der Halobidae und Monotidae der Trias. *Res. d. wissensch. Erf. d. Baltonsees* 1, 1, Pal. 2, 229 str., 39 sl., 10 tab., Wien.
- Kobayashi, T. 1963, On the Triassic Daonella Beds in Central Pahang, Malaya, Japan. *Jour. Geol. Geogr.* 34, 101—112, tab. 5, Tokyo.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1983, Srednjetriasni konodonti Slovenije. *Rudarsko-metalurški zbornik* 30, 4, 323—364, tab. 1—14, Ljubljana.
- Kossmat, F. 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereouth (Zici). *Verh. Geol. R. A.*, Wien.
- Kotanski, Z. 1973, Ammonites, Nautiloids and Daonelles from the Upper Subtratic Triassic in the Tatra Mts. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 43, 4, 439—451, tab. 41—46, Warszawa.
- Krystyn, L. & Gruber, B. 1974, *Daonella lommeli* (Wissmann) in Hallstätter Kalk der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 5, 279—286, Stuttgart.
- Kühn, O. 1958, Trias fossilien aus den Julischen Alpen. *Razprave IV. razr. SAZU*, 435—450, Ljubljana.
- Leonardi, P. 1967, Le Dolomiti. *Geologia dei monti tra isarco e Piave*. 1, 551 str., 274 sl., 47 tab., Ed. Manfrini, Rovereto.
- Lipold, M. V. 1858, Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain im Jahre 1857. *Jb. Geol. R. A.* 9, 257—276, Wien.
- Maksimčev, S. & Laušević, N. 1964, Prilog poznavanju starosti terena između Tomine i Kukavice kod Sanskog Mosta. *Geološki glasnik* 9, 47—54, tab. 1, Sarajevo.
- Milojević, M., Vilovski, S., Tomić, B. & Pamić, J. 1977, Tumač za list Banjaluka, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1983, Tolmač za list Ravne na Koroškem, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Mirković, M., Kalezić, M., Pajović, M., Živaljević, M. & Dokić, V. 1978, Tumač za listove Bar i Ulcinj, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, 5—72, Ljubljana.

- Mojičević, M. & Laušević, M. 1973, Tumač za list Mostar, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Mojičević, M., Pamič, J., Maksimčev, S. & Papeš, J. 1979, Tumač za list Bosanska Krupa, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Mojsilović, S., Filipović, I., Rodin, V., Navala, M., Baklajić, D., Đoković, I., Jovanović, C., Živanović, D., Eremija, M. & Cvetković, B. 1977, Tumač za list Zvornik, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Mojsisovics, E. 1873, Ueber einige Trias — Versteinerrungen aus den Süd — Alpen. Jb. Geol. R. A. 23, 4, 425—438, tab. 13—14, Wien.
- Mojsisovics, E. 1874, Über die triadischen Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. Abh. Geol. R. A. 7, 2, 1—37, tab. 1—5, Wien.
- Mutihac, V. & Preda, I. 1974, Die mediterrane Trias Rumäniens. Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Triassic. Erdwises. Komm. Österr. Akad. Wiss. 2, 157—158, 1 tab., Wien.
- Ogilvie Gordon, M. M. 1927, Das Grödener-Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Geologische Beschreibung mit besonderer der Überschiebungerscheinungen. III. Teil. Paläontologie: Abh. Geol. B. A., 24, 3, 89 str., 13 tab., Wien.
- Papeš, J. & Ahac, A. 1978, Tumač za list Glamoč, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Beograd.
- Paul, K. M. 1876, Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jb. Geol. R. A. 26, 3, 261—330, tab. 17, Wien.
- Pichler, A. 1866, Cardita-Schichten und Hauptdolomit. Jb. Geol. R. A. 16, 1, 73—81, Wien.
- Pisa, G. 1972, Geologia dei monti a monti di Forni di sotto (Carnia occidentale). Giorn. Geol., ser. 2a, vol. 38, fasc. 2, 543—665, tab. 1—11, 1 pril., Bologna.
- Plumley, W. J., Risley, G. A., Graves, R. W. & Kaley, M. E. 1962, Energy Index for Limestone Interpretation and Classification. Classification of carbonate rocks — a symposium. Am. Ass. Petrol. Geol. 1, 85—107, Tulsa.
- Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, 261—297, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1958 a, Drenov grič—Lesno Brdo—Polodnica. Geološki izleti po Sloveniji, Mladi geolog 2, 110—117, sl. 36—38, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1958 b, Starost »krških skladov« v okolici Krškega. Geologija 4, 149—151, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1961, Toško čelo. Geološki izleti po ljubljanski okolici, Mladi geolog 3, 138—152, 8 sl., Ljubljana.
- Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija 13, 159—173, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1977, Skelettapparat von *Pseudofurnishius murcianus* (Conodontophorida) im Mitteltrias Sloweniens (NW Jugoslawien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 153, 3, 361—399, Stuttgart.
- Ramovš, A. 1978, Geologija. Filozofska in biotehniška fakulteta v Ljubljani, X-197 — 45 str. ilustracij, Ljubljana.
- Salomon, W. 1895, Geologische und palaentologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica 42, 1—3, 210 str., 8 tab., Stuttgart.
- Salopek, M. 1918, O naslagama s Daonellama u Hrvatskoj. Prirodosl. istraž. Jugosl. akad. 13, 28—33, tab. 1—2, Zagreb.
- Scandone, P. 1967, Studi di geologia lucana: la serie calcareosilicomarnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. Boll. Soc. Natur. Napoli 76, pt. 2, 301—474, 68 sl., tab. 1—17, Napoli.
- Scandone, P. & De Capoa, P. 1966, Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e ad Halobia in Lucania. Boll. Soc. Natur. Napoli 75, 30—39, tab. 1—7, Napoli.
- Speciale, A. 1967, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 21. Fossili del Trias medio valli Trompia e Sabbia. Riv. Ital. Paleont. Strat. 73, 4, 1055—1140, 14 sl., tab. 79—83, Milano.

Stanley, S. M. 1972, Functional morphology and evolution of byssally attached bivalve mollusks. *J. Pal.* 46, 2, 165—212, 34 sl., Tulsa.

Szabo, I., Kovacs, S., Lelkes, Gy. & Oravecz-Scheffer, A. 1980, Stratigraphic investigation of a Pelsonian-Passanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). *Riv. Ital. Paleont.* 85, 3—4, 789—806, tab. 58—59, Milano.

Spacapan, I. 1975, Geološke razmere med Polhovim Gradcem in Horjulom. *Diplomsko delo*, Ljubljana.

Teller, F. 1885, Fossilführende Horizonte in der obern Trias der Santhaler Alpen. *Verh. Geol. R. A.*, 355—361, Wien.

Teller, F. 1889, *Daonella lommeli* in den Pseudo-Gailthalerschiefern von Cilli. *Verh. Geol. R. A.* 11, 210—211, Wien.

Tozer, E. T. 1972, Triassic Ammonoids and *Daonella* from the Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran. *Geol. Survey Iran*, No. 28, Teheran.

Turculet, I. 1972, Contributii la studiul genului *Daonella*, cu privire speciala asupra faunei de Halobiide ladiniene din regiunea Rarau (Bucovina). *An. st. Univ. Iasi* 2, b, tom. 18, 115—123, tab. 1—4, Iasi.

Zittel, K. 1863, *Halobia lommeli* von Neuselaand. *Jb. Geol. R. A. Verhandl.* 13, 1, str. 2, Wien.

Wirz, A. 1945, Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio. *Schweiz. Palaeont. Abh.* 65, 3—84, 8 sl., tab. 74—76, Basel.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1 — Fig. 1

Posidonia wengensis Wissmann

Lumakela, Sevnik, jugozahodno od Polhovega Gradca

Lumachelle, Sevnik, southwest of Polhov Gradec

Sl. 2, 3, 4 — Figs. 2, 3, 4

Posidonia pannonica Mojsisovics

Lumakela, vzhodno od koč na Korošici

Lumachelle, east of the Korošica alpine hut

Sl. 5 — Fig. 5

Posidonia aff. *pannonica* Mojsisovics

Leva lupina in fragment amonita *Trachyceras* sp.

Left valve and fragment of ammonite *Trachyceras* sp.

Sl. 6 — Fig. 6

Posidonia aff. *pannonica* Mojsisovics

Desna lupina, vzhodno od koč na Korošici

Right valve, east of the Korošica alpine hut

Vse slike, pri katerih ni navedena povečava, so v naravni velikosti. Fotografije na tablah 1—7 izdelal M. G r m

Natural size where no magnification is indicated. Photographs of plates 1—7 by M. G r m





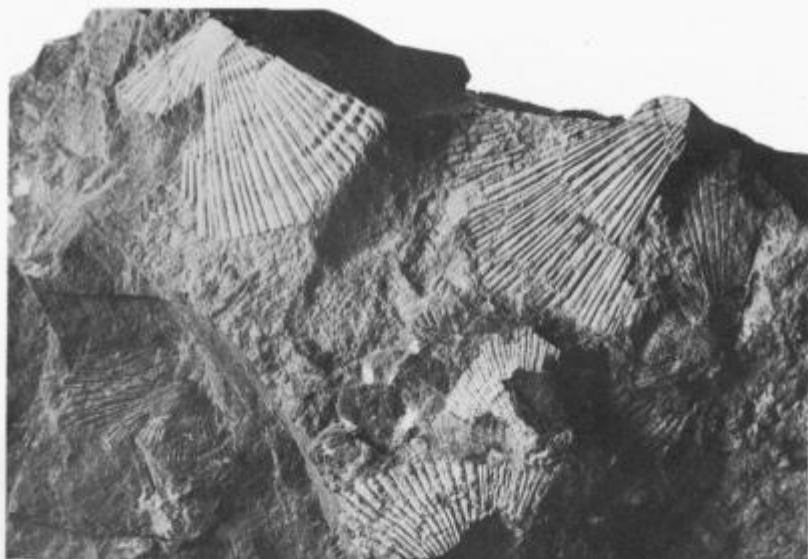
Tabla 2 — Plate 2

Daonella cf. tripartita Kittl

- 1, 2 Apnenc s fragmenti lupin
Limestone with valve fragments
- 3 Kameno jedro leve lupine
Mould of the left valve
- 4 Leva lupina, 2 × povečano
Left valve, 2 ×

Vsi primerki so iz nahajališča severovzhodno od Oblakovega vrha (plasti z amonitom *Protrachyceras archelaus*)

All specimens are derived from the locality northeast of Oblakov vrh (beds with ammonite *Protrachyceras archelaus*)



1



2



3



4

Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1 — Fig. 1
Daonella cf. *tripartita* Kittl
 Lumakela
 Lumachelle

Sl. 2, 3 — Figs. 2, 3
Daonella sp.
 Fragmenti lupin
 Fragments of valves

Sl. 4 — Fig. 4
Trachyceras sp.
 Stisnjen primerek, 1,5 × povečano
 Compressed individual, 1,5 ×

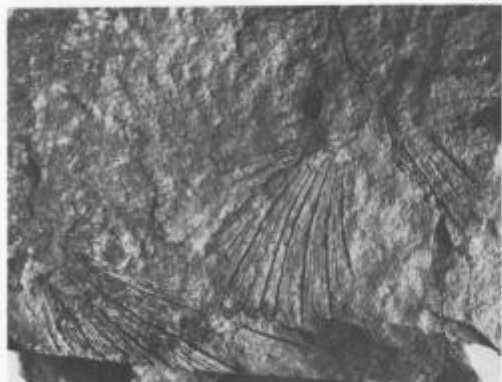
Sl. 5 — Fig. 5
Protrachyceras archelaus Laube
 Fragment lupine
 Fragment of valve

Vsi primerki so iz nahajališča severovzhodno od Oblakovega vrha (plasti pod vrsto *Daonella lommeli*)
 All specimens are from locality northeast of Oblakov vrh (beds below the species *Daonella lommeli*)



2

3



5





Tabla 4 — Plate 4

Daonella lommeli (Wissmann)

- 1 Tuf z odtisom lupine, 2 × povečano, Hude Ravne
Tuff with print of the valve, 2 ×, Hude Ravne
- 2 Fragmenti dveh lupin, severovzhodno od Oblakovega vrha
Fragments of two valves, northeast of Oblakov vrh
- 3 Tuf s kamenimi jedri, Gradišče (severno od Zaklanca)
Tuff with mould, Gradišče north of Zaklanec
- 4 Kameno jedro taksodontne školjke med daonelami, 2 × povečano, Gradišče (severno od Zaklanca)
Mould of a taxodont lamellibranch among daonellas, 2 ×, Gradišče north of Zaklanec

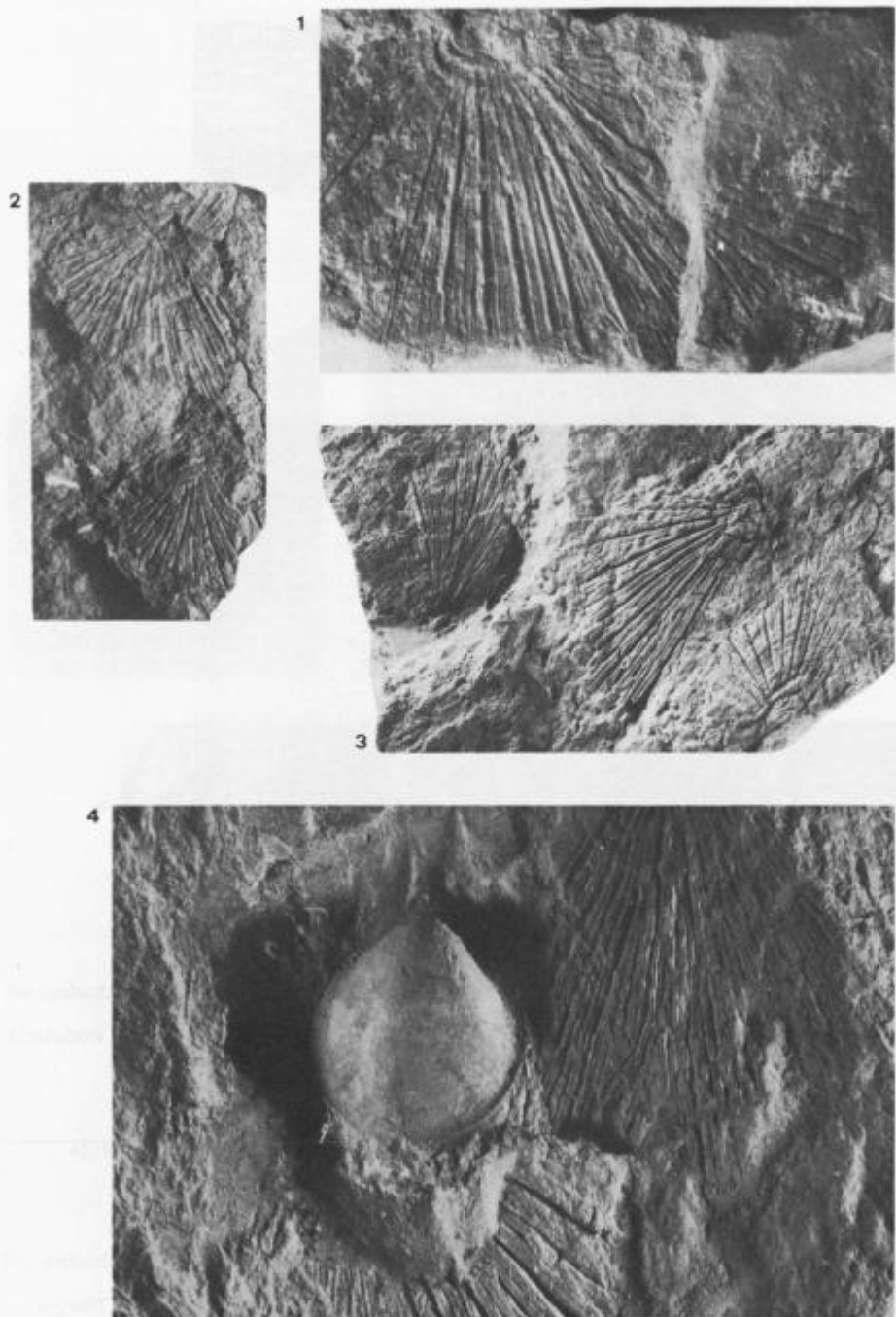




Tabla 5 — Plate 5

Sl. 1 — Fig. 1

Daonella lommeli (Wissmann)

Poškodovani primerek, ki leži pravokotno na skrivilavost, Podobnik (jugovzhodno od Vojskega)

A damaged specimen which lies perpendicularly to the schistosity, Podobnik (southeast of Vojsko)

Sl. 2 — Fig. 2

Daonella lommeli (Wissmann)

Fragment kamenega jedra, 2 × povečano, Kucelj jugozahodno od Horjula

Fragment of the mould, 2 ×, Kucelj southwest of Horjul

Sl. 3, 4 — Figs. 3, 4

Daonella lommeli (Wissmann), *Posidonia* sp.

Poškodovani in stisnjeni primerki v tufu, 2 × povečano, Kucelj jugozahodno od Horjula

Damaged and compressed individuals in tuff, 2 ×, Kucelj southwest of Horjul



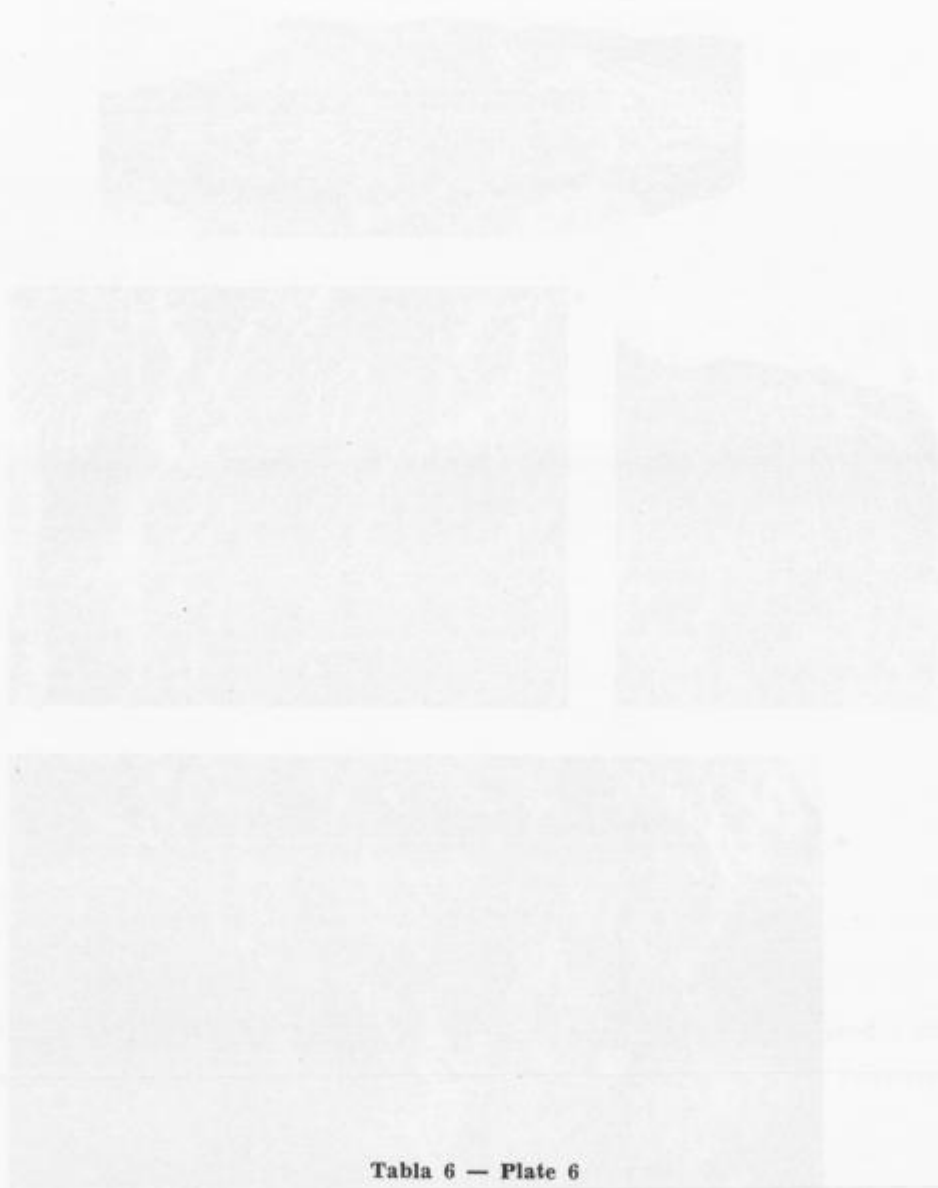


Tabla 6 — Plate 6

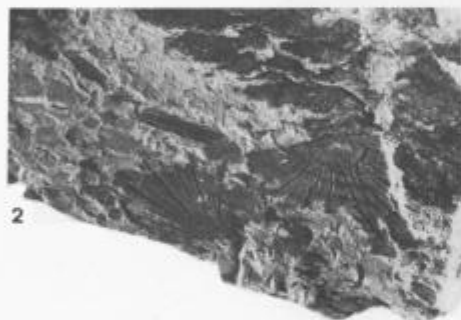
Daonella lommeli (Wissmann)

1, 4 Deformirani juvenilni primerki, 5 × povečano
Deformed juvenile individuals, 5 ×

2, 3 Kamena jedra odraslih primerkov
Moulds of adult individuals

Vsi primerki so s Celjskega gradu

All specimens are from the Celje castle hill



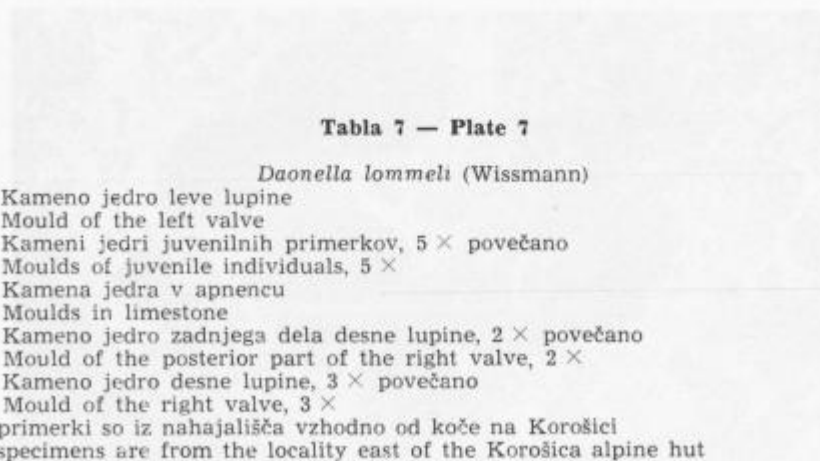


Tabla 7 — Plate 7

Daonella lommeli (Wissmann)

- 1 Kameno jedro leve lupine
Mould of the left valve
 - 2, 3 Kameni jedri juvenilnih primerkov, 5 × povečano
Moulds of juvenile individuals, 5 ×
 - 4 Kamena jedra v apnencu
Moulds in limestone
 - 5 Kameno jedro zadnjega dela desne lupine, 2 × povečano
Mould of the posterior part of the right valve, 2 ×
 - 6 Kameno jedro desne lupine, 3 × povečano
Mould of the right valve, 3 ×
- Vsi primerki so iz nahajališča vzhodno od kože na Korošici
All specimens are from the locality east of the Korošica alpine hut



UDK 561.581.5:551.791:551.794(497.12)=30

Beiträge zur Paläolimnologie des Bled-Sees in Slowenien (Jugoslawien) und zur Vegetations- und Klimaentwicklung der Umgebung

**Prispevki k paleolimnologiji Blejskega jezera v Sloveniji
in razvoju okoliške vegetacije ter klime**

**Contributions to paleolimnology of the Bled Lake, Slovenia,
and to evolution of adjoining vegetation and climate**

Ekkehard Schultze

Institut für Limnologie, Österreichische Akademie der Wissenschaften,
A-5310 Gaisberg 116, Österreich

Auszug

Die spät- und frühpostglazialen Abschnitte eines 675 cm langen Bohrkernes aus dem Ostbecken des Blejsko jezera wurden pollenanalytisch und pigmentanalytisch untersucht und mit Ergebnissen aus ähnlichen Profilen in Kärnten verglichen.

Kratka vsebina

V 675 cm dolgem jedru kasnoglacialnih do zgodnjepostglacialnih sedimentov z vzhodnega dela Blejskega jezera sta bila raziskana pelod in pigment ter opravljena primerjava podatkov s podobnimi profili na Koroškem.

Abstract

In a 675 cm long core of late glacial to early postglacial sediments from the east part of the Bled Lake pollen and pigment were investigated and results compared with data from similar profiles in Carinthia (Austria).

Einleitung

Nach dem Studium einiger meromiktischer Seen in Kärnten, ergab sich die Gelegenheit vergleichsweise einen Bohrkern aus dem etwa 50 km südlich des Klagenfurter Beckens liegenden Bled-See (Blejsko jezero — Veldeesersee) zu gewinnen.

Neben der Fragestellung der Vegetationsentwicklung stand auch die Erforschung der See-Entwicklung im Vordergrund. Die kleinen Kärntner Seen (Längsee, Klopeiner See, Kleinsee) erreichten ihren meromiktischen Zustand am Ende des Pleistozäns ziemlich parallel mit der Klimabesserung (Alleröd, Präboreal), in einem Fall (Jeserzer-See) noch etwas früher (Bölling 1 b).

Daher war es interessant, den Grund und den Zeitpunkt des Eintritts meromiktischer Bedingungen im Bled-See kennen zu lernen.

In sedimentologischer Hinsicht lagen Untersuchungen von Molnar et al. (1978). Sie beschränkten sich allerdings auf die jüngsten Abschnitte des Seesediments. So konnte eine sinnvolle Ergänzung dieser Studien durch ein Langprofil (675 cm) erreicht werden.

Geologische Situation

Das Becken des Bled-Sees ist der westlichste Teil des Radovljica-Beckens, welches mit fluviatilen Sedimenten verfüllt ist. Es wurde in mehreren Schüben von den Gletschern der Eiszeiten vorgeformt. Die Endmoräne des Würmgletschers liegt nordöstlich Radovljica (Radmannsdorf) etwa 6 km östlich des Seebeckens. Zum Bled-See zu sind noch 3—4 Wälle ausgebildet, deren letzter den See im Nordosten umschliesst (vergl. Sifrer 1969).

Einige Inselberge ragen aus den pleistozänen Sedimenten heraus. Der imposanteste ist der »Grad« mit einer klippenähnlichen Südwand bestehend aus mittelpermischen Klippenkalk und Breccie. Die kleine Insel im See besteht aus anisichem Dolomit (A. Grimšičar 1955). In einem schmalen Band treten untertriassische mergelige Schiefer am Nordrand des Zaka hervor. An einigen Stellen findet man pleistozäne kalkige Ablagerungen limnischen Ursprungs (Šercelj 1970) in Verbindung mit sandigkonglomeratischen Ablagerungen. Der See hat kaum oberflächliche Zuflüsse, verschiedene menschliche Eingriffe haben den Abfluss erhöht. Der wichtigste Zufluss ist der Mišca-Bach der Pleistozänsedimente nördlich des Sees durchschneidet. Der Solznik-Bach, der weniger lang und voluminös ist, wird hauptsächlich durch Schmelz- und Regenwasser gespeist und hat den Charakter einer Torrente. Den einzigen Abfluss stellt die Jezernica (Seebach) im Süden dar.

Physiographische Daten des Bled-Sees (Löffler 1983)

Länge	14°5'30" E
Breite	46°22' N
Höhe	457 m NN
A _E	2,966 km ²
A _E (+ Mišca)	7,502 km ²
A	1,438 km ²
z _{max} (Westbecken)	30,2 m
z _{max} (Ostbecken)	25,0 m
\bar{z}	17,9 m
V	25,7 mio m ³
Erneuerungszeit	2—3 Jahre (vor Einleitung aus der Rečica)

Material

1982 wurde ein Bohrkern von 675 cm Länge aus dem Ostbecken bei einer Tiefe von 24,5 m abgeteuft. Als Gerät wurde ein modifiziertes Livingstone-Kolbenlot (Kullenberg-Lot) mit 250 cm Länge und 36 mm Kammerdicke verwendet (Schultze 1975). Parallel zur Untersuchung von tierischen Rückständen und einiger Diatomeen (Löffler 1983) wurden Proben von 1 cm³ Volumen pollenanalytisch und solche von 2—3 g Nassgewicht auf Carotinoide chromatographisch (Züllig 1982) untersucht.

Das Sediment beginnt mit sandig-tonigen Wechsellagen (675—635 cm) gefolgt von laminierten Torfmoos-Schluff-Lagen (— 600 cm) und Detritus-Gyttja (— 200 cm). Dann folgen laminierte Sedimente mit starkem Auftreten von *Synedra ulna biceps* V. Schönf. (Löffler 1983) bis zu einer Tiefe von 140 cm. Der hangende Abschnitt ist wieder mehr oder weniger homogen und wasserreich.

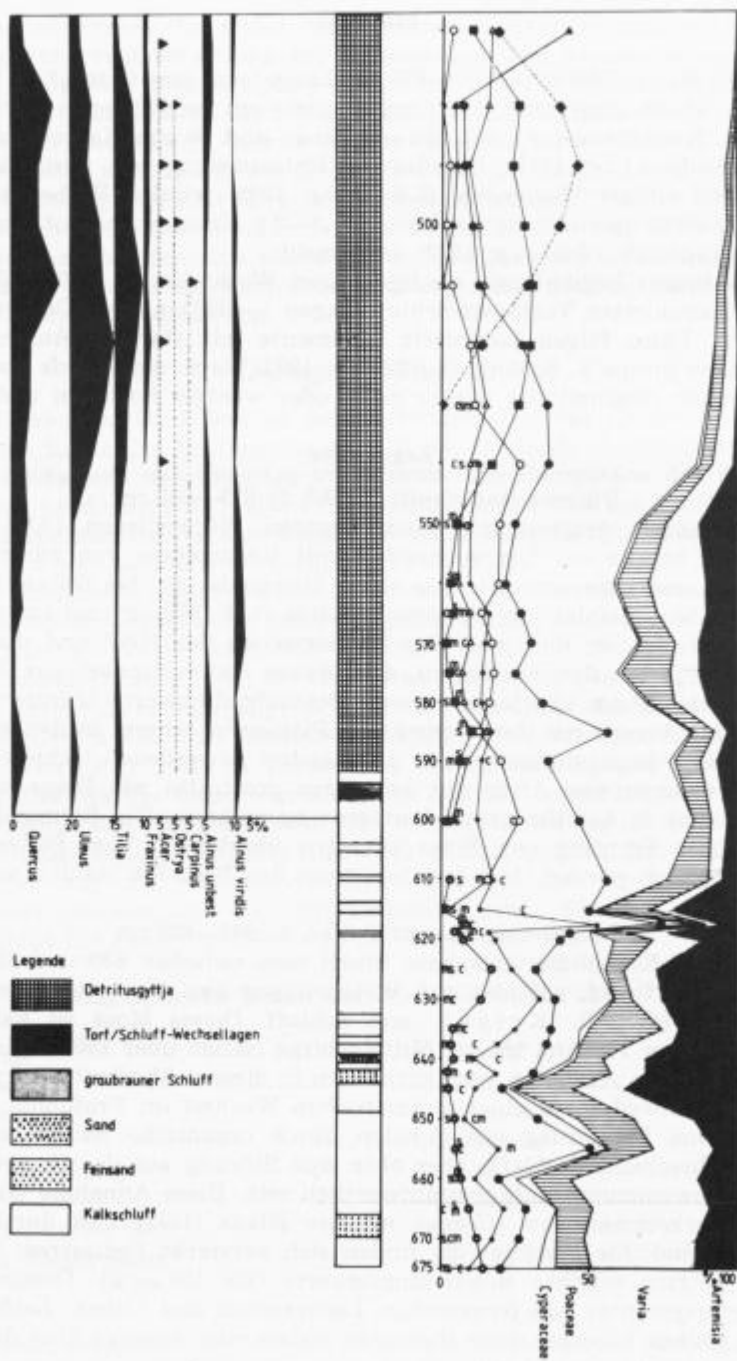
Ergebnisse

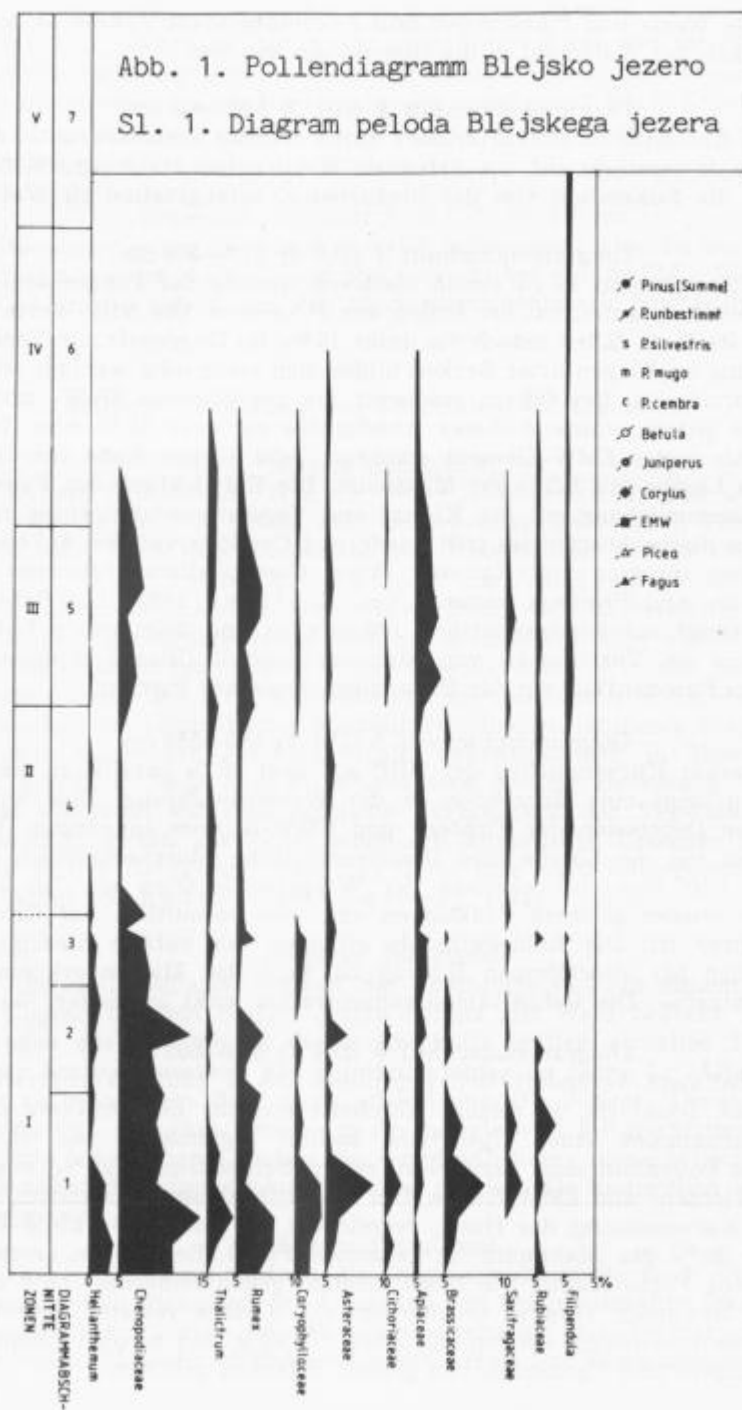
Diagrammabschnitt 1 (DA 1) 675—645 cm

Der Basiscore beginnt mit sandig-tonigen Wechsellagen (Abb. 1). Bei 675 cm war bereits ein See vorhanden, mit Vorkommen von ausschliesslich *Daphnia* sp. und Chironomiden. Als erster Ostracode tritt bei 660 cm *Cytherisa lacustris* Sars gefolgt von *Candona candida* O. F. Müller und *Limnocythere sanctipatricii* Bra. & Rob. auf. Das Vorherrschen der NBP und die geringe Pollendichte lassen den Schluss zu, dass dieses Sedimentpaket zur Zeit einer offenen Pionierphase abgelagert wurde. Strauchpollenwerte (*Juniperus* 15 ‰) zeigen jedoch bereits ein Vorkommen von Pioniersträuchern. In den klimatisch und edaphisch begünstigten, relativ früh eisfrei gewordenen Gebieten ist mit einem Vorkommen von Arten aus der »Grex prostrata« wie *Pinus mugo*, *Betula nana* und *B. humilis* sowie *Juniperus* zu rechnen. Die Baumpollenwerte werden durch Fernflug von *Pinus silvestris* überlagert. Vom Pollenbild her kann geschlossen werden, dass das Gebiet um den Bled-See waldlos war.

Diagrammabschnitt 2 (DA 2) 645—625 cm

Nach einer Konsolidierungsphase findet man zwischen 630 und 620 cm ein laminiertes Torfband, gebildet von Wechsellagen aus gepresstem *Campylium elodes* Broth (det. R. Krisai) und Schluff. Dieses Moos ist kalkliebend und kommt vom Tiefland bis ins Mittelgebirge (selten über 1500 m) in flachen Tümpeln vor. Das Ausfallen von Ostrakoden in diesem Abschnitt führt Löffler (1983) entweder auf einen dramatischen Wechsel im Profundal des Sees oder auf eine Zerstörung der Schalen durch organische Säuren oder CO₂ zurück. Wahrscheinlich dürfte aber eher eine Störung aus der Umgebung des Sees (Einschwemmung) dafür verantwortlich sein. Diese Annahme wird durch enormes Vorkommen von »*Coccus nivalis*« Klaus (1977) und durch relativ geringe Pollendichte bestätigt. Es finden sich verstärkt Pediatren. Pigmentanalysen zeigten erhöhte Rohcarotinoidwerte (bis 100 µg/g). Dominant sind »Grünalgenpigmente« wie Neoxanthin, Loroxanthin und Lutein. Leider haben aber alle grünen Pflanzen diese Pigmente, sodass eine Aussage über die Phytoplanktonentwicklung nicht zulässig ist.





Erhöhte Werte von *Pinus mugo* und *P. cembra* sowie *Juniperus* zeigen ein Heranrücken der Waldfront in die Gegend um den See.

Diagrammabschnitt 3 (DA 3) 625—615 cm

Dieser Abschnitt ist charakterisiert durch erhöhte *Pinus*-Werte. *P. silvestris* tritt erstmals verstärkt auf, die *Artemisia*-Werte gehen stark zurück. Zu dieser Zeit tritt die Sukzession von der Sträucher-Krautvegetation zu Waldvegetation ein.

Diagrammabschnitt 4 (DA 4) 615—580 cm

Bei 615 cm kommt es zu einem massiven Anstieg der Föhren und Birkenwerte. Den Hauptanteil hat der Pollen von *P. cembra*. Die NBP-Werte nehmen ebenfalls stark ab, fallen jedoch nie unter 15 %. Im Gegensatz zur Vegetationsentwicklung im Klagenfurter Becken bilden sich mehr oder weniger »offenere« Waldbestände aus. Bei 600 cm erscheint die geschlossene EMW- und *Picea*-Kurve die jedoch während dieses Abschnittes nie über 10 % bzw. 15 % ansteigen. Als erstes EMW-Element erscheint *Tilia*. Gegen Ende von DA 4 erreicht die Lärche mit 5,2 % ihr Maximum. Die Entwicklung der Fauna ist in engem Zusammenhang mit der Klima- und Vegetationsentwicklung zu sehen. Zu Beginn dieses Abschnittes tritt wiederung *Candona* auf. Bei 610 cm kommt es zu einer Invasion von *Bosmina*. Auch *Campylodiscus hibernica noricus* (Ehr.) Grun. und *Pisidium* kommen vor (Löffler 1983). Die Rohcarotinoide menge steigt auf durchschnittlich 120 µg/g an und zeigt neben Lutein und Neoxanthin ein Vorkommen von Myxoxanthophyll (Blaualgenpigment) und später von Fucoxanthin, ein für Braunalgen typisches Pigment.

Diagrammabschnitt 5 (DA 5) 580—550 cm

Ein starker Kurvenanstieg der NBP auf über 40 % parallel zu einem Birkenanstieg zeigt eine Regression in der Waldentwicklung. Dies wird auch durch eine Depression der Fichten- und EMW-Kurven angedeutet. Während dieser Zeit hat die Lärche ihre Hauptverbreitung (durchschnittlich 3—4 %). Offenbar tritt eine Auflockerung der Waldgesellschaften ein. Im Sediment herrschen wieder grössere Fraktionen vor, was vermutlich auf Erosion zurückzuführen ist. Die Rohcarotinoide erlangen nur extrem niedrige Werte. Ein Zeichen für allochthonen Eintrag ist auch das Massenvorkommen von »*Coccus nivalis*«. Die Rohcarotinoidekonzentration sinkt auf unter 70 µg/g.

Diagrammabschnitt 6 (DA 6) 550—500 cm

Das Sediment verändert sich gegenüber DA 4 kaum. Vorherrschend ist graubraune Tongyttja. In diesem Abschnitt erreicht *Limnocythere* das Verbreitungsmaximum. Auch *Cytherissa* kommt regelmässig vor (Löffler 1983). Das Pollenbild zeigt parallel zu einem *Betula*-Gipfel (25 %) ein Ansteigen der Fichten- und EMW-Kurve. Um die Mitte dieses Abschnittes, zugleich mit dem Kurvenanstieg der Hasel, verzeichnet der Pollen der EMW-Elemente mit über 30 % das Maximum im gesamten Profil. Bei 510 cm erscheint die geschlossene *Fagus*-Kurve. Die Hasel erreicht gegen Ende des DA 6 mit über 45 % ihr Maximum. »*Coccus nivalis*«, im DA 5 stark vertreten, verschwindet. Die Rohcarotinoide steigen auf über 100 µg/g und werden hauptsächlich aus Blaualgen- und Pigmenten von grünen Pflanzen gebildet.

Diagrammabschnitt 7 (DA 7) 500—470 cm

Der DA 7 ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von den mesophytischen Gehölzen wie EMW und Hasel in Richtung Klimax-Gesellschaft. Dieser Wechsel ist ausgedrückt durch einen Niedergang der Hasel- und EMW-Kurve und die Massenausbreitung von *Fagus*. Die NBP-Kurve sinkt auf unter 3 ‰, *Artemisia* verschwindet ganz.

Diagrammabschnitt 8 (DA 8) ab 470 cm

Die Buche dominiert das Waldbild, NBP fallen unter 2 ‰. Zu Beginn dieses DA tritt *Abies* in das Waldbild ein und erreicht bei 450 cm 12 ‰. Die klimatischen Verhältnisse haben sich von trockenkontinental zu feucht-illyrisch gewandelt.

Zeitliche Einstufung und Diskussion der Ergebnisse*Älteres Spätglazial*

Das »Ältere Spätglazial« (Fritz 1973, Schultze 1979 b) umfasst die Diagrammabschnitte 1—3. Diese Zeit ist gekennzeichnet durch Fehlen einer Waldvegetation. Nach Ergebnissen aus dem Klagenfurter Becken (Wörthersee, Jeserzer See, Schultze 1979 a, b) reicht das Ältere Spätglazial biostratigraphisch bis zur beginnenden Wiederbewaldung. Radiokarbondatierungen ergaben für die obere Grenze des Älteren Spätglazials ein Alter von 13.500 a.B.P. Dominierend sind kräuterreiche Poaceengesellschaften. Um die Mitte dieser Abschnitte (Grenze DA 2 : DA 3) schreitet die Sukzession in Richtung Waldvegetation fort. Im benachbarten Klagenfurter-Becken ist dieser Diagrammteil durch einen markanten *Juniperus*-Gipfel gekennzeichnet, in Slowenien erreichten bereits *P. mugo* und *P. cembra* eine gewisse Bedeutung. An dieser Stelle ist wiederum auf eine deutliche Vorzeitigkeit der Vegetation in den Südalpen hinzuweisen, die sicher edaphisch klimatische Ursachen hat. Auch die Nähe zu den Refugialgebieten mag dabei eine nicht untergeordnete Rolle spielen (vergl. Schultze 1984, Sercelj 1972).

Jüngeres Spätglazial

Das Jüngere Spätglazial umfasst die Abschnitte 4—5. In diesem Zeitraum ist die Gegend um den Blejsko jezero bereits mit Wald bedeckt. Nach den Erfahrungen aus Kärnten ist dieser Abschnitt zeitlich zwischen 14.000 und 10.300 vor heute anzusetzen. Ein Klimarückschlag im Sinne Ic (Ältere Dryas) ist nicht zu beobachten. Sehr stark scheint aber die Jüngere Dryas (III) ausgebildet zu sein, was ihre Ursache in der bereits weit fortgeschrittenen Waldentwicklung haben könnte, sodass die »empfindlichere« mesophytische Vegetation gegenüber Klimaschwankungen eher reagiert als kaltzeitlich angepasste Pioniervegetation.

Älteres Postglazial

Das ältere Postglazial umfasst die Diagrammabschnitte 6—8. Vegetationsgeschichtlich stellt diese Zeit den Übergang von der pleistozänen Pflanzenwelt, wo hauptsächlich Föhren- und Birkengesellschaften das Vegetationsbild dominieren, über EMW-Hasel-Fichten-Gesellschaften zur Klimaxgesellschaft mit

Buchen-Tannendominanz dar. Auch im älteren Postglazial ist das frühe Auftreten von mesophytischen Gehölzen (bereits im jüngeren Spätglazial) markant.

Das von Šercelj (1972) festgestellte, frühere Auftreten der EMW-Gesellschaften gegenüber der Hasel (also ähnlich wie im Riss-Würm Interglazial) ist inzwischen für alle südlich des Alpenhauptkammes in der collinen und submontanen Stufe liegenden Profile hinlänglich bewiesen (Fritz 1973, Schultze 1984, Bortenschlager 1976, Schmidt 1965).

Dank

Dank schuldet der Verfasser: Herrn Prof. Dr. H. Löffler, Frau Dr. Senekovič für die Möglichkeit ein Profil aus dem Blejsko jezero zu gewinnen. Den Herrn M. Bobek und R. Niederreiter für die tatkräftige Mithilfe bei der Bohrung. Herrn Prof. Dr. A. Šercelj und Frau M. Culiberg sowie den Herren Prof. Dr. Šifrer und Doz. Dr. Vrhovšek für zahlreiche Diskussionen und Führungen bei Exkursionen in Slowenien; Herrn K. Mayer für die Ausführung der Zeichnungen und Frau I. Gradl für die bewährte Schreibearbeit, nicht zuletzt den Herren Prof. Neal (GB) und Prof. Šercelj für die Übersetzung der Zusammenfassung.

Zusammenfassung

Paläolimnologische Untersuchungen von Bohrkernen aus dem Blejsko jezero haben folgendes ergeben:

1. Die See- und Vegetationsentwicklung verläuft ähnlich wie im Klagenfurter Becken.

1.2. Das Pollenspektrum wird dominiert von *Artemisia* und zahlreichen anderen Kräutern. Es herrscht Waldlosigkeit. Dieser Abschnitt (Älteres Spätglazial) reicht zeitlich bis ca. 13.800 B.P.*

Als erste Faunenelemente erscheinen *Daphnia* sp. (Cladoceren), Chironomiden und dann Ostracoden (*Cytherissa lacustris* Sars gefolgt von *Candona candida* O. F. Müller und *Limnocythere sanctipatricii* Bra. & Rob.).

1.3. Im Jüngeren Spätglazial (13.800—10.300 B.P.) kommt es zur Massenausbreitung von *Bosmina* (Cladocera) und zum Erstauftreten von *Pisidium* sp. (Mollusca) und *Campylodiscus hibernica noricus* (Ehr.) Grun. (Diatomeae). Gleichzeitig findet ein Sedimentwechsel von anorganogenem Sand und Schluff zur organogenen Gytta statt. Zu diesem Zeitpunkt beginnt die Wiederbewaldung.

Das Ende des Jüngeren Spätglazials wird durch einen Klimarückschlag (Jüngere Dryas, III) dokumentiert.

1.4. Der Pollenabschnitt im Präboreal (IV) wird durch EMW-Hasel-Gesellschaften dominiert. *Limnocythere* erreicht ihre Hauptverbreitung. *Cytherissa* ist ebenfalls präsent.

1.5. Gegen Ende des Präboreals beginnt die Buchendominanz.

2. Pigmentanalysen (Carotinoide) zeigen enge Parallelität zu den oben genannten Ergebnissen.

* B.P. = Before Present, bezogen auf 1950.

Prispevki k paleolimnologiji Blejskega jezera v Sloveniji in razvoju okoliške vegetacije ter klime

Povzetek

Paleolimnološke raziskave vrtine iz Blejskega jezera so dale naslednje rezultate:

1. Razvoj jezera in vegetacije je podoben kot v Celovški kotlini.

1.2. V pelodnem spektru dominirajo *Artemisia* in številne druge zelne rastline, gozdne vegetacije ni. Odsek (Starejši kasni glacial) obsega čas do ca. 13.800 let pred sedanostjo. Kot prvi favnistični elementi nastopajo *Daphnia* sp. (Cladocera), Chironomidae in potem še Ostracoda (*Cytherissa lacustris* Sars), za njimi pa se pojavita *Candona candida* D. F. Müller in *Limnocythere sanctipatricii* Bra. & Rob.

1.3. V mlajšem odseku kasnega glaciala (13.800—10.800) je množično razširjena *Bosmina* (Cladocera), prvič pa se pojavita *Pisidium* sp. (Mollusca) in *Campylodiscus hibernica noricus* (Ehr.) Grun. (Diatomeae). V tem času se sedimentacija sprevrže iz anorganogenega peska in puste gline v organogeno gyttjo. Hkrati se začne razvijati gozd. Konec mlajšega odseka kasnega glaciala karakterizira poslabšanje podnebja (Mlajši Dryas, III).

1.4. Pelodni odsek v preborealu (IV) predstavljajo združbe QM (*Quercetum mixtum*) in leske (*Corylus avellana*). *Limnocythere* doseže največjo razširjenost. *Cytherissa* je prav tako še prisotna.

1.5. Ob koncu preboreala se že začenja prevlada bukve.

2. Pigmentna analiza (karotinoidov) kaže ozko povezanost z zgoraj navedenimi ugotovitvami.

Contributions to paleolimnology of the Bled Lake, Slovenia, and to evolution of adjoining vegetation and climate

Summary

Paleolimnological examination of several cores from Lake Bled has established the following:

1. The development of the lake and the vegetation is quite similar to those of the Klagenfurter Basin of Carinthia, Austria.

1.2. The pollen spectrum is dominated by *Artemisia* and several other herbaceous plants. There is no forest vegetation. This interval (Older Late Glacial) lasted until c. 13.800 B.P.

The first faunal elements occurring in the lake are cladocerans (*Daphnia* sp.), chironomids, ostracods (*Cytherissa lacustris* Sars followed by *Candona candida* D. F. Müller and *Limnocythere sanctipatricii* Bra. & Rob.).

1.3. During the Younger Late Glacial (13.800—10.300 B.P.) there was an explosion of *Bosmina* (Cladocera) and for the first time *Pisidium* sp. (Mollusca) and *Campylodiscus hibernica noricus* (Ehr.) Grun. (Diatom) occur. At the same time there was a change in sediment from inorganic sand-clay layers to organic clay-gyttja. Parallel with these changes reafforestation starts. The end of the

Younger Late Glacial interval is marked by a climatic deterioration (Younger Dryas, III).

1.4. The pollen spectrum in Preboreal (IV) is dominated by EMW (*Quercetum mixtum*) associations and by Hazel (*Corylus avellana*). *Limnocythere* attains its maximum abundance. *Cytherissa* is still present.

1.5. Towards the end of the Preboreal, pollen of *Fagus sylvatica* starts to become predominant.

2. Analyses of plant pigments (carotinoids) give results similar to those above.

Literatur

Bortenschlager, I. 1976, Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols II. Kufstein — Kitzbühel — Pass Thurn. Ber. nat. med. Ver. Innsbruck, 63, 105—137, Innsbruck.

Fritz, A. 1973, Die Bedeutung des Längseemoeres für die Vegetations- und Klimageschichte des Klagenfurter Beckens (Ostalpen). Carinthia II, 163/83, 277—293, Klagenfurt.

Grimšičar, A. 1955, Zapiski o geologiji Bleda (Notes on the geology of Bled). Geologija, 3, 220—225, Ljubljana.

Klaus, W. 1977, »*Coccus nivalis*«. Ein häufiges Microfossil des Spätglazials und frühen Postglazials. Linzer biol. Beitr. II 9/1, 81—84, Linz.

Löffler, H. 1983, The paleolimnology of Lake Bled. Zusammenfassungen XXII Kongress d. internat. Verein. f. Limnologie, VII/1983, 211, Bordeaux.

Molnar, F. M., Rothe, P., Förstner, U., Štern, J., Ogorelec, B., Šercelj, A. & Culiberg, M. 1978, Lakes Bled and Bohinj. Geologija, 21/1, 93—164, Ljubljana.

Schmidt, H. 1965, Palynologische Untersuchungen an drei Mooren in Kärnten (Mit pollen- und sporenmorphologischem Anhang). Diss. phil. Fak., Universität Innsbruck, Innsbruck.

Schultze, E. 1975, Pollenanalytische Untersuchungen an zwei Profilen aus dem Goggausee in den Wimitzer Bergen in Kärnten. In: H. Löffler 1975: Arbeitsbericht der limnologischen Exkursion Goggausee 1974. Carinthia II, 165/85, 168—176, Klagenfurt.

Schultze, E. 1979 a, Pollenanalytische Untersuchungen eines Seeböhrkernes aus dem Profundal des Wörthersees (Westbecken) in Kärnten. Linzer biol. Beitr. 11/1, 1—19, Linz.

Schultze, E. 1979 b, Ein Beitrag zur Vegetationsgeschichte Kärntens. Das Pollendiagramm Jeserzer (Saisser) See. Carinthia II, 169/89, 359—366, Klagenfurt.

Schultze, E. 1984, Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimaentwicklung im Klagenfurter Becken. Carinthia II im Druck.

Šercelj, A. 1970, Würmska vegetacija in klima v Sloveniji. Razprave SAZU 13/7, 211—249, Ljubljana.

Šercelj, A. 1972, Verschiebung und Inversion der postglazialen Waldphasen am südöstlichen Rand der Alpen. Ber. Deutsch. Bot. Ges. 85/1—4, 123—128, Berlin.

Šifrer, M. 1969, Kvartarni razvoj dobrav na Gorenjskem. Geogr. zbornik, XI, 101—220, Ljubljana.

Züllig, H. 1982, Untersuchungen über die Stratigraphie von Carotinoiden in den geschichteten Sedimenten von 10 Schweizer Seen zur Erkundung früherer Phytoplankton-Entfaltungen. Schweiz. Z. Hydrol., 44/1, 1—98, Zürich.

UDK 551.761:552.5:56.02(234.323.6)=863

Karnijske plasti v Tamarju in pri Logu pod Mangartom

Carnian beds at Tamar and at Log pod Mangartom

Bojan Ogorelec, Bogdan Jurkovšek, Ljudmila Šribar, Bogomir Jelen,
Božo Stojanovič in Miha Mišič

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Raziskane so bile karnijske plasti v Tamarju in pri Logu pod Mangartom. V delu so prikazani rezultati mikrofacialnih, paleontoloških, mineraloških in geokemičnih analiz. Cordevolski dolomit je svetle barve in vsebuje nad 90 % karbonata. Nastal je z zgodnje- in kasnodiaogenetsko dolomitizacijo biomikritnega in stromatolitnega apnenca v litoralnem in sublitoralnem okolju odprtega šelfa. Julsko-tuvalske plasti so temne barve. Zanje je značilno menjavanje plastovitega lapornatega apnenca s tanjšimi polami laporja in glinovca. Apnenec je biomikriten, s številnimi školjkami in foraminiferami. Odlagal se je v zelo plitvem zaprtem šelfu z lagunami (redukcijsko okolje), karbonatno sedimentacijo pa je občasno prekinjal dotok detritične komponente. V krovlini julsko-tuvalskih plasti leži plastoviti dolomit, ki navzgor prehaja v dachsteinski apnenec. Mikrofacialne analize julsko-tuvalskih plasti kažejo, da gre tako v Tamarju kot pri Logu pod Mangartom za precej enoten in monoton razvoj oziroma za podobno sedimentacijsko okolje. Zato lahko razširimo pojem »tamarska formacija« tudi na karbonatno klastične plasti v okolici Loga pod Mangartom.

Abstract

Investigated were Carnian beds in Tamar and at Log pod Mangartom. In the paper are presented results of microfacial, paleontological, mineralogical and geochemical analyses. The Cordevolian dolomite is of light color, and it contains above 90 % carbonate. It was formed by early and late diagenetic dolomitization of biomicrotic and stromatolitic limestone in the littoral and sublittoral environment of the open shelf. Julian-Tuvalian beds are of dark color. They are characterized by interbedding of layered marly limestone with thinner sheets of marl and shale. Limestone is biomicrotic and it contains numerous pelecypods and foraminifers. It was deposited in a very shallow restricted shelf with lagoons (reducing environment). Carbonate deposition was at times interrupted by supply of detritic component. Julian-Tuvalian beds are overlain by layered dolomite which passes upwards into the Dachstein limestone. Microfacial analyses of Julian-Tuvalian beds indicate at Tamar and at Log pod Mangartom a rather uniform and monotonous development, respectively a similar depositional environment. The term Tamar Formation can therefore be extended also to carbonate clastic beds in the surroundings of Log pod Mangartom.

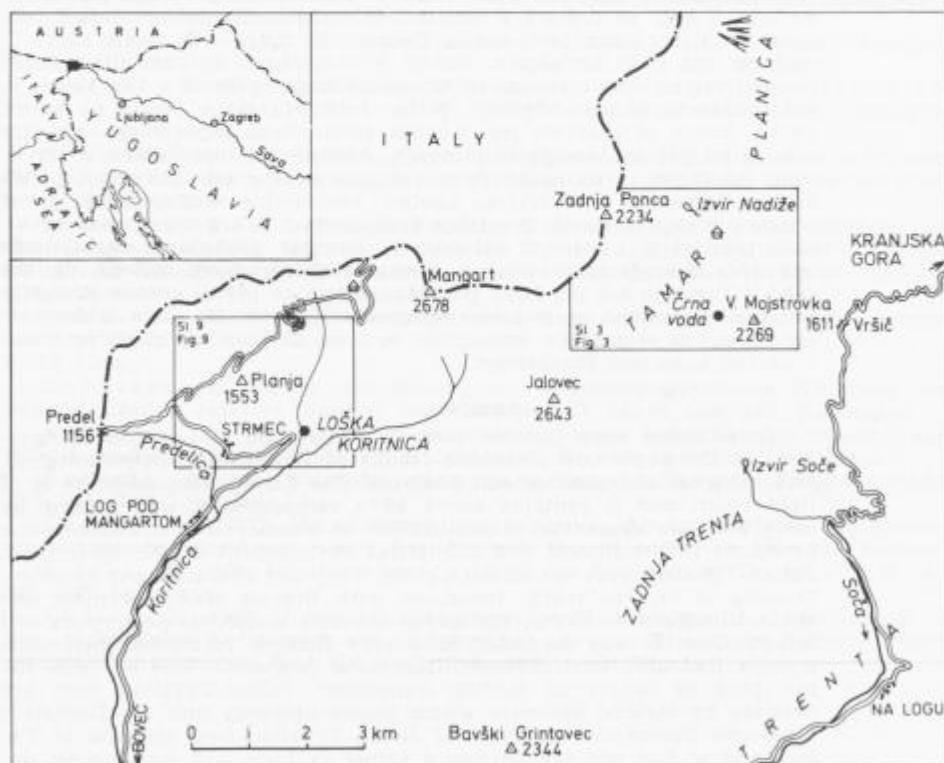
Uvod

Članek opisuje rezultate raziskav karnijskih plasti v Tamarju in pri Logu pod Mangartom, ki smo jih opravili za Osnovno geološko karto SFRJ 1 : 100.000. Posebno pozornost smo posvetili razvoju julskih in tuvalskih plasti, njihovi fosilni združbi ter interpretaciji sedimentacijskega okolja. Okvirno podajamo tudi regionalno geološko zgradbo z opisom spremljajočih kamenin v njihovi krovlini in talnini.

Terenske in stratigrfske raziskave sta opravila B. Jurkovšek in B. Stojanovič, sedimentološke in geokemične analize B. Ogorelec, mikropaleontološke analize zbruskov L. Šribar, palinološke analize B. Jelen, rentgensko pa je vzorce raziskal M. Mišič.

Pregled dosedanjih raziskav

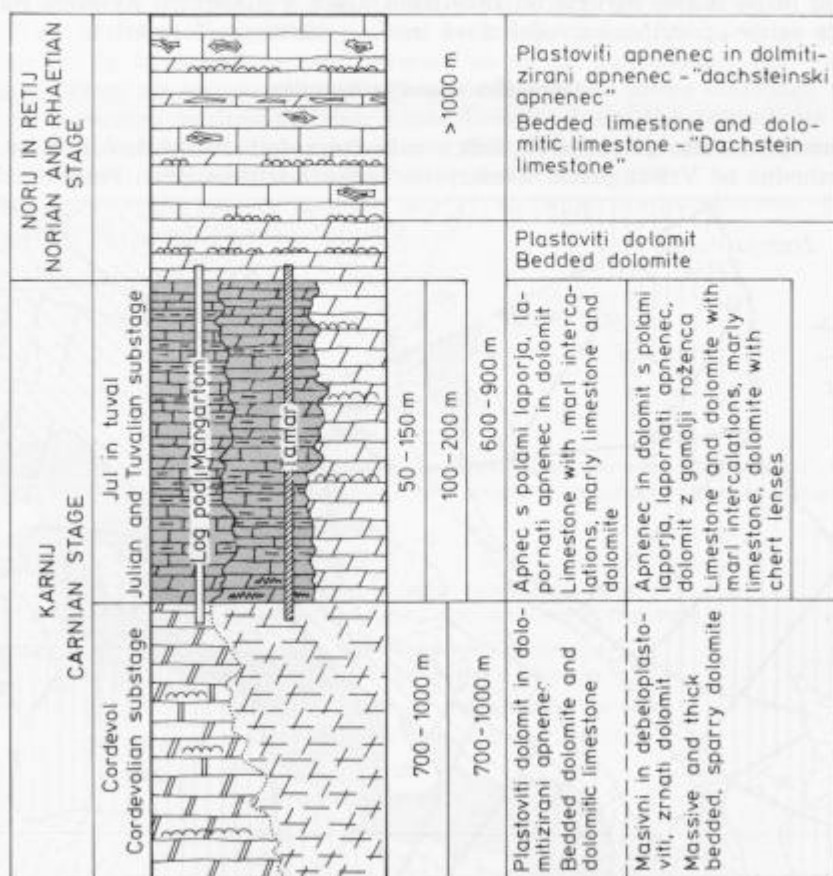
Karnijske plasti v Tamarju in pri Logu pod Mangartom so bile že v preteklosti predmet številnih bolj ali manj natančnih proučevanj. O njih je pisal že K. Peters (1856). Sledil jih je v Belopeški dolini in na vzhodju Mangarta,



Sl. 1. Lega raziskanih profilov karnijskih plasti v Julijskih Alpah

Fig. 1. Location map showing investigated profiles of Carnian beds in Julian Alps

do zahodnega obronka Ponce, majhno sled karnijskih kamenin (rabeljskih plasti) pa je odkril tudi v Mali Pišnici. Sebe C. Diener (1884) je ugotovil rabeljske plasti tudi v Tamarju in jih sledil v pasu, ki se izklinja med Velikim Slemenom in Mojstrovko. Tudi on omenja te kamenine iz notranjega kota Male Pišnice. Na pregledni geološki karti tega ozemlja F. Kossmata (1913) je na severnem vznožju Mangarta zarisan pas rabeljskih plasti, ki se vleče nepretrgano od visoke Ponce v loku proti Tamarju. A. Winkler-Hermaden (1936) je zapisal, da so rabeljske plasti klastično razvite samo na severnem robu Julijskih Alp, kar kaže na njihov nastanek v obrežnem pasu. Karnijske plasti na tem ozemlju so opisovali tudi I. Rakovec (1951), R. Selli (1963) in še nekateri drugi avtorji, ki pa so v obsežnejših študijah v glavnem interpretirali podatke starejših avtorjev.



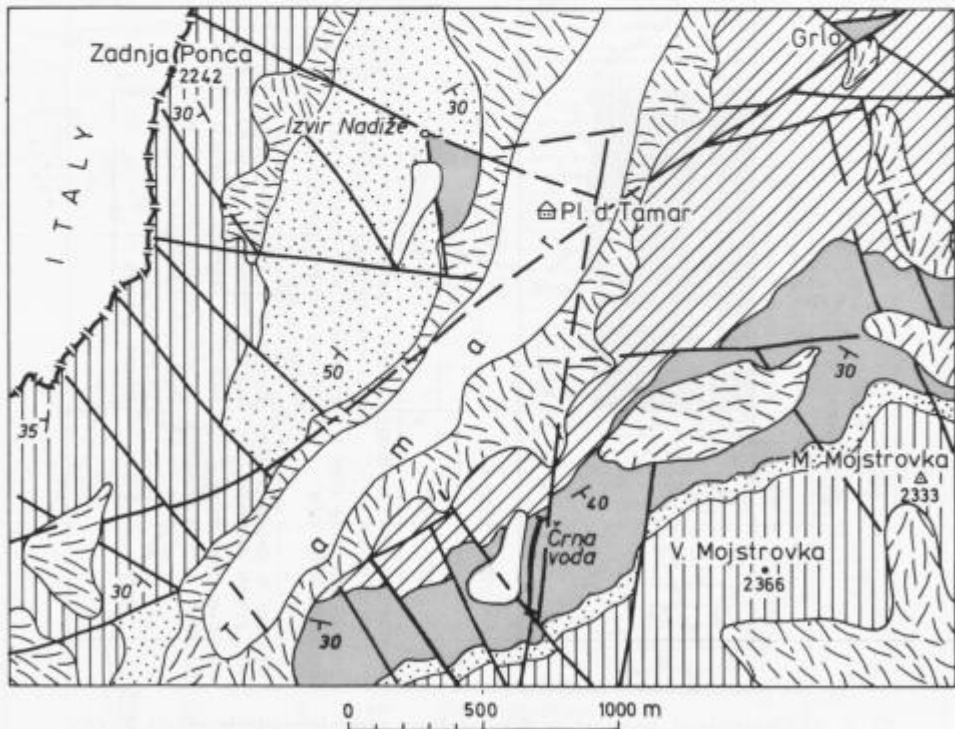
Sl. 2. Shematizirani litostratigrafski stolpec zgornjetriadnih plasti v raziskanem delu Julijskih Alp

Fig. 2. Schematic lithostratigraphic column of the Upper Triassic beds in the investigated area of Julian Alps

K poznavanju geološke zgradbe ozemlja zahodno od Mangarta so med 1955. in 1967. letom pomembno prispevali geologi, ki so ta prostor raziskovali v okviru sledenja svinčeve in cinkove mineralizacije (A. Nosan, M. Iskra, S. Pirč in K. Braun). Izdelali so geološko karto v merilu 1:10.000 ter prečne geološke in geokemične profile. Podrobno so opisali srednjetriadni rudosnosni dolomit, rabeljske plasti, glavni dolomit in dachsteinski apnenec. Žal izsledki vseh teh raziskav niso bili objavljeni. Shranjeni so v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana. Makrofavno iz karnijskih plasti pri Logu pod Mangartom je opisala M. Miknić (1978). Določila je 12 vrst školjk, od katerih je večina vodilna za zgornji del rabeljskih plasti. V zadnjem obdobju je karnijske plasti na ozemlju severnih Julijskih Alp raziskoval A. Ramovš (1981 in 1985). Ugotovil je, da se julske in tuvalske plasti v Tamarju ločijo po litološkem razvoju in po fosilni združbi od rabeljskih plasti v klasičnem najdišču Rabelj. Zato je zanje upravičeno uvedel novo ime — »tamarska formacija«.

Geološka zgradba ozemlja

Ozemlje, ki smo ga raziskali, leži v zahodnem delu Julijskih Alp in se razteza zahodno od Vršiča preko Tamarja in Loške Koritnice proti Predelu (sl. 1).



Sl. 3. Geološka karta Tamarja in lega raziskanega profila Črna voda

Fig. 3. Geological map of Tamar area and location of the investigated profile Črna voda

Pretežno je zgrajeno iz zgornjetriadnih karbonatnih kamenin (sl. 2), nekaj malega pa je tudi jurskih in krednih apnencev, ki jih zasledimo v luskasti zgradbi Mangartskega sedla in na Plešivcu.

Preko ozemlja potekajo številni sistemi prelomov. Večina jih je neotektonskega porekla, nekateri pa kažejo tudi na predneotektonsko aktivnost. Najpomembnejši prelomni sistemi imajo prečnodinarsko smer. V smeri severovzhod-jugozahod poteka močan prelom iz Male Pišnice preko Grla in Tamarja v Loško Koritnico, kjer so ga že prejšnji avtorji poimenovali koritniški prelom. Podobno smer ima tudi prelom, ki poteka iz Tamarja preko Jalovške škrbine proti Plešivcu. Na celotnem ozemlju zasledimo tudi močan sistem prelomov v smeri sever—jug. Ob takem prelomu se je izoblikovala ledeniška dolina Planice, nič manj pogostni pa niso prelomi v tej smeri na področju Mangarta in Jalovca ter zahodnje od tod proti Predelu. Omeniti moramo predvsem klanjški prelom, ki poteka iz doline Belopeških jezer v Loško Koritnico. Ob njem se stikata cordevolski in karnijsko-norijski dolomit, ki so ga poimenovali tudi »glavni dolomit«. Eden od odcepov klanjškega preloma poteka preko Gornjega stana, nanj pa je vezana baritno-sulfidna mineralizacija. S stališča prospekcije svinčevo-cinkove mineralizacije je bil za prejšnje raziskovalce zelo zanimiv tudi prelom v smeri severozahod—jugovzhod v dolini Predelice.

Prelomi v drugih smereh so manj izraziti; so krajši in niso bistveno vplivali na geološko zgradbo opisanega ozemlja.

KVARTAR QUATERNARY			Pobočni grušč Talus
			Morena Moraine
NORIJ IN RETIJ NORIAN AND RHAETIAN STAGE			Grebenski apnec Reef limestone
			Plastoviti apnec in dolomitizirani apnec ("dachsteinski" facies) Bedded limestone and dolomitic limestone ("Dachstein" facies)
			Plastoviti dolomit Bedded dolomite
KARNIJ CARNIAN STAGE	JUL IN TUVAL JULIAN AND TUVALIAN		Dolomit, apnec, lapor in laporinati apnec Dolomite, limestone, marl and marly limestone
	CORDEVOL CORDEVOLIAN SUBSTAGE		Masivni in debeloplastoviti dolomit Massive and thick bedded dolomite
			Plastoviti dolomit in dolomitizirani apnec Bedded dolomite and dolomitic limestone
			Smer in vpad plasti Strike and dip of beds
			Prelom Fault
			Raziskani profil v karnijskih plasteh Investigated section in the Carnian beds

Legenda k slikama 3 in 9

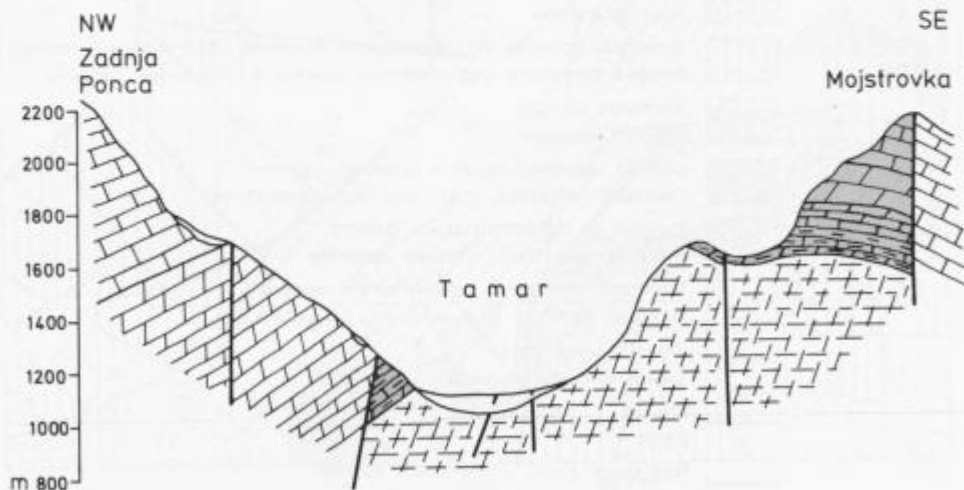
Explanation of figures 3 and 9

Opisi profilov

Tamar

Na ozemlju med Veliko Pišnico na vzhodu in jugoslovansko-italijansko mejo na zahodu prevladujejo cordevolske kamenine. Največ je belega in svetlo sivega masivnega ali debelo skladovitega sparitnega dolomita s prekrstaljenimi algami v posameznih horizontih. Nad planiškim skakalnicami je razvito tudi nekaj plastovitega apnenca in dolomitiziranega apnenca z rekrstaliziranimi ostanki alg, med katerimi smo določili vrsto *Diplopora annulata* Schafhäutl in foraminifere *Diploremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Variostoma* sp. in *Earlandinita* sp. V splošnem lahko ugotovimo, da je na širšem področju več apnenčevih plasti v spodnjem delu cordevolskega zaporedja. Zrnat cordevolski dolomit sega še globoko v dolino Tamarja, kjer tvori talnino julsko-tuvalskim plastem. Te so razvite karbonatno-klastično in izdanjajo v 4 km dolgem pasu med Tamarjem in Vrščem. Zasedimo jih tudi ob izviru Nadiže in v posameznih krpah na Ciprniku, v Grlu ter na severnem pobočju Škrbinjka v Mali Pišnici.

Karbonatne plasti julske in tuvalske podstopnje so makroskopsko značilne po temni barvi in menjavanju tankih plasti apnenca in laporja. Zajeli smo jih s profilom v 80 metrov debeli skladovnici v grapi Črna voda nad dolino Tamar (sl. 3 in 4). Profil je vseskozi odlično odkrit. Zajeta sta tako njegova talnina, ki jo sestavlja cordevolski dolomit, kot tudi krovina (dolomit noriško-retske stopnje — »glavni dolomit«). Lateralno je v julsko-tuvalski skladovnici ponekod razvit le dolomit z rožencem, ki doseže debelino tudi do 100 m, drugod pa dolomit z rožencem manjka oziroma se močno stanjša.



Sl. 4. Geološki presek čez dolino Tamar. Razlago glej na sl. 2

Fig. 4. Geologic cross-section through Tamar valley. See fig. 2 for explanation

V vrhnjem delu profila so plasti ob prelomu sicer premaknjene v dolžini 30 metrov, vendar pa lahko profil po značilnih plasteh v popolnosti rekonstruiramo. Plasti padajo z naklonom od 20° do 40° proti jugu in jugozahodu. Skupno je bilo v profilu odvzetih 58 vzorcev. Litološki razvoj plasti je prikazan na sl. 5.

Profil se pričenja s svetlo sivim zrnatim dolomitom cordevolske starosti, z debelino plasti 10 do 20 cm. Prvotna struktura kamenine v dolomitu ni več ohranjena. Prehod med cordevolskim dolomitom in plastmi julsko-tuvalske podstopnje je oster. Pogojen je s spremembo barve kamenine, ki postane temno olivno siva, in s številnimi polami temnega laporja.

V spodnjih desetih metrih profila se menjavajo plasti apnenca in dolomita, oboje pa prekinjajo ca. 20 cm debele pole in plasti laporja. Večidel so plasti tanke, merijo 5 do 10 cm, izjema sta le dve 0,5 in 1 meter debeli plasti. Tako apnenec kot dolomit sta precej lapornata. Delež karbonata v preiskanih plasteh znaša med 79 in 93%. Apnenec je po strukturi biomikriten in vsebuje številno favno. Najbolj pogostne so lupine tanko- in debelolupinskih školjk, slede mikrogastropodi, ploščice ehinodermov in ostrakodi (tab. 1, sl. 2 in 3, tab. 2, sl. 2 in 3). Mestoma se javljajo še drobne foraminifere. Delež fosilov cenimo v povprečju na 10 do 20%, tako da kamenino po *Dunhamovi* klasifikaciji uvrščamo v »wackestone«. Nekatere plasti je zajela kasnodiaogenetska dolomitizacija. Dolomitni romboedri merijo med 20 in 30, izjemoma do 80 μ m, delež dolomita pa cenimo na 10 do 30%, razen v plasteh, ki so skoraj popolnoma dolomitizirane. Zanimiva sta vzorca št. 8 in 6, pri katerih je celotna osnova popolnoma dolomitizirana, medtem ko so školjčne lupine in ploščice ehinodermov kalcitne. V vzorcu 6 so krinoidi tako številni, da apnenec lahko poimenujemo kar »krinoidni«. Energijski indeks vzorcev je nizek do zelo nizek (1—2), kar kaže na sedimentacijo v mirnem okolju.

Osrednji del profila, med 10. in 50. metrom, je zelo monoton (sl. 6). Menjavajo se 5 do 20 cm debele plasti temnega lapornatega apnenca in 5 do 10, izjemoma do 120 cm debele plasti laporja, kar na terenu lepo opazujemo po značilnem nazobčanem reliefu. Apnenčeve plasti kažejo teksturo budinaža. Fosilna združba tega dela profila je enaka kot v spodnjem delu, pač pa je fosilov manj (pod 10%), kar uvršča apnenec v skupino »mudstone«. Školjke so le drobne in tankolupinske, več pa je foraminifer. Od alokemov se občasno pojavljajo še posamezni peleti. Delež karbonata se giblje med 61 in 91%, primes organske komponente pa daje kamenini vonj po bitumnu. Nekarbonatnemu delu vzorcev pripadajo le minerali glin, organska primes in piritni pigment. Delež dolomita (do 30 μ m veliki romboedri) znaša od sledov do 15%; izjema je le ena plast (št. 3), ki vsebuje 76% dolomita. V redkih plasteh, te so ponavadi nekoliko debelejše, opazujemo drobne korozijske votline. Te imajo nepravilne oblike, merijo do 2 cm, z daljšo osjo so orientirane vzporedno s plastovitostjo kamenine in so zapolnjene z zrnatim dolomitom. Zaradi primesi železa je dolomit obarvan rjavkasto, kar daje kamenini na površini še posebno patino. Korozijske votline kažejo na občasne lokalne okopnitve znotraj sedimentacijskega bazena, ki so omogočile zakrasevanje karbonatnega zaporedja.

Vrhnji del profila se od osrednjega dela makroskopsko ne loči bistveno. Še vedno se menjavajo 5 do 20 cm debele plasti temno olivno sivega apnenca



Sl. 5. Litostratigrafsko zaporedje karnijskih plasti v profilu Črna voda nad Tamarjem









Fig. 5. Lithostratigraphic sequence of the Carnian beds in Črna voda at Tamar

z budinažasto krojitvijo in do 20 cm debele plasti trdega laporja (sl. 7 in 8). Mestoma vsebuje lapor toliko organske snovi, da je že črne barve in ga terensko poimenujemo kar »premoški lapor«. Apnenec je temno siv, bolj ali manj lapornat, in vsebuje 83 do 95 % karbonata. Po strukturi je biomikriten in biopelmikriten, glede na delež fosilov in alokemov pa večidel spada v grupo

LITOLOGIJA - LITHOLOGY

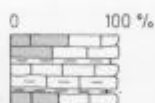
	Plastoviti apnenec Bedded limestone
	Lapornati apnenec Marly limestone
	Apnenec s školjkami Limestone with shells
	Apnenec s krinoidi Limestone with crinoids
	Apnenec s koruzijskimi votlinami Limestone with solution cavities
	Plastoviti dolomit Bedded dolomite
	Masivni dolomit s stromatoliti Massive dolomite with stromatolite
	Lapor Marl






FOSILI - FOSSILS

	Foraminifere Foraminifers
	Školjke - debelolupinske Pelecypods - thickshelled
	Školjke - tankolupinske Pelecypods - thinshelled
	Polži Gastropods
	Ehinodermi Echinoderms
	Ostrakodi Ostracods
	Alge - neskeletne, skeletne Algae - nonskeletal, skeletal
	Pelod Pollen

ALOKEMI - ALOCHEMS

	Peleti Pellets
	Intraklasti Intraclasts

STOPNJA DOLOMITIZACIJE APNENCA
EXTENT OF DOLOMITIZATIONDIAGENETSKE TVORBE IN SEDIMENTNE
TEKSTURNE OBLIKE
DIAGENETIC FEATURES AND SEDIMENTARY
STRUCTURES

	Dolomitizacija (kasnodigenetska) Dolomitization (late diagenetic)
AB	Generacije kalcitnih cementov Calcite cement generations
	Laminacija Lamination
	Bioturbacija Bioturbation
	Izsušitvene pore Shrinkage pores
	Stilolitni šivi Stylolites

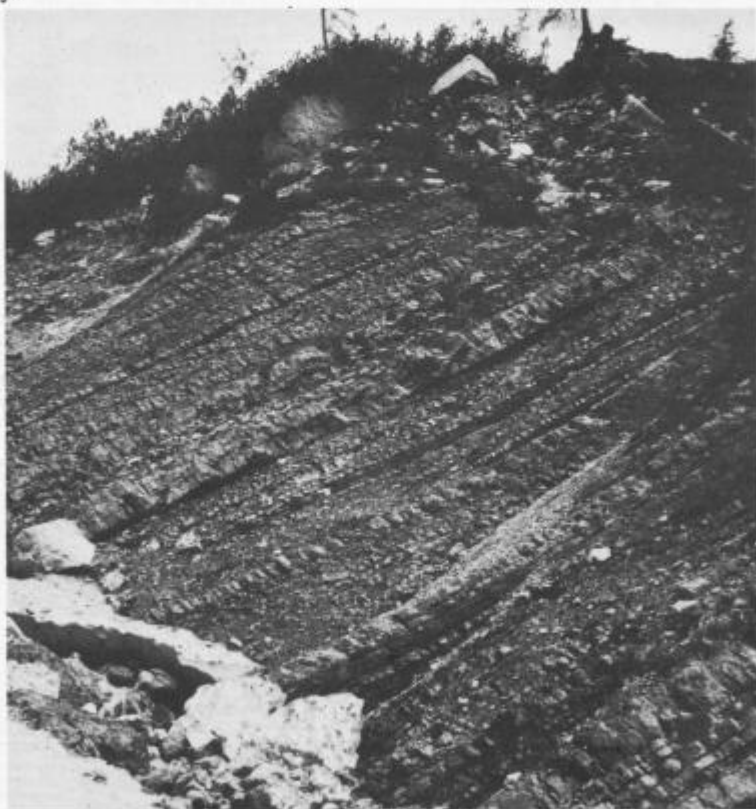
STRUKTURNI TIP APNENCA
TEXTURAL TYPE OF LIMESTONE
(Dunham 1962)

M	Mudstone
W	Wackestone
P	Packstone
C	Zrnata struktura Crystalline texture

Legenda k slikama 5 in 11

Explanation of figures 5 and 11

»wackestone«, poredkeje v »mudstone« in »packstone«. Med fosili so najštevilnejše školjčne lupine, tako tanko- kot debelolupinske, pogostne so tudi drobne foraminifere, manj pa je polžev, ostrakodov in ehinodermov; v sledovih so prisotne še skeletne alge. V nekaterih plasteh so fosili tako številni, da tvorijo že prave lumakele. Med školjkami sta najbolj pogostni vrsti *Lopha montiscapri-lis* (Klipstein) in majhne megalodontidne školjke. Od alokemov opazujemo drobne pelete, mestoma pa tudi mikritne plastiklaste. Redke plasti apnenca so dolomitizirane. Dolomitizacija je kasnodiagenetska; javlja se v obliki do 150 μm velikih romboedrov, delež dolomita pa cenimo med 2 in 20 %. Popolnoma dolomitizirane so plasti v vrhnjih treh metrih profila, na prehodu v noriški dolomit (»glavni dolomit«). V vzorcu št. 54 opazujemo v sledovih do 40 μm velika kremenova zrna detritičnega izvora. Energijski indeks preiskanih vzorcev je nizek do zelo nizek (1–2), kar kaže na sedimentacijo v mirnem plitvem šelfu lagunskega značaja. Le v dveh vzorcih je mikritna osnova nekoliko izprana in delno nadomeščena z drobnozrnatim sparitom dveh generacij.



Sl. 6. Menjavanje apnenčevih in lapornih plasti v karnijskem profilu Črna voda nad Tamarjem

Fig. 6. Alternation of limestone and marl beds within Carnian profile Črna voda at Tamar

Mineralna sestava štirih plasti laporja in glinovca, ki se pojavljajo med plastmi apnenca in dolomita, je prikazana v tabeli 1.

Mineralna sestava preiskanih vzorcev je precej enotna, z izjemo vzorca 52, kjer je kalcit nadomeščen z dolomitom. Med minerali glin prevladuje illit nad kloritom, v dveh vzorcih (25 in 44) pa je prisoten še montmorillonit. Zanj predvidevamo, da je lahko nastal pri diagenetskih spremembah vulkanskega stekla kot avtigen mineral.

Iz julsko-tuvalskih plasti v Tamarju, iz profila Črna voda, smo mikropaleontološko raziskali več vzorcev in v njih določili mikrofavno, ki potrjuje domnevno starost plasti. V raziskanih zbruskih prevladujejo foraminifere: *Pilaminella kuthani* (Salaj), *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Angulodiscus gaschei praegaschei* (KoeHN-Zaninetti), *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. in *Ophthalmidium* sp. Poleg foraminifer smo v vzorcih dobili še ostanke ostrakodov, lupine mehkužcev in ehinoderme. Alge so zelo redke; dobili smo jih v dveh vzorcih. Ohranjene so slabo, pripadajo rodu *Clypeina*, verjetno vrsti



Sl. 7. Detajl apnenčevih in lapornatih plasti znotraj profila Črna voda—Tamar

Fig. 7. Detail of limestone and marl beds within Črna voda—Tamar succession

Clypeina besici Pantić, ki je vodilna vrsta julske podstopnje. V istem horizontu smo našli tudi alga *Poikiloporella duplicata* (Pia).

Konkordantno na julsko-tuvalskih plasteh leži plastovit dolomit. Meje med obema litološkima enotama nam v profilu Črna voda s fosili ni uspelo dokazati. Postavljena je glede na litološko spremembo plasti tam, kjer se laporni vključki ne pojavljajo več in kjer postane dolomit svetel, čist karbonat pa brez detritičnih primesi. V krovlini profila Črna voda je plastovitega dolomita razmeroma malo; zato ga na karti nismo izdvojili. Nad dolomitom leži debela skladovnica dachsteinskega apnenca, ki gradi najvišje gorske grebene južno in zahodno od Tamarja.

Sedimentološko in mikropaleontološko smo raziskali tudi okrog 70 m debelo julsko-tuvalsko skladovnico pri izviru Nadiže v Tamarju (sl. 3). Profil je večidel lepo odkrit. Spodnji del izdanja med meliščem, ki ga je odkril plaz, vrhnjih 30 metrov profila pa poteka v živi skali pod samim izviro Nadiže. Profil zajema le vrhnji del karnijskega karbonatnega zaporedja; v talnini je prekrit z meliščem. V bistvu je raziskani profil le ostanek zahodnega krila antiklinale, katere os poteka po dolini Tamarja.



Sl. 8. Detajl iz vrhnjega dela karnijskih plasti v profilu Črna voda—Tamar. Apnenčeve plasti kažejo budinažasto teksturo

Fig. 8. Detail from the upper part of the Carnian succession at Črna voda—Tamar. Remarkable boudinage structure of limestone beds

Tabela 1. Mineralna sestava karnijskega laporja in glinovca, profil Tamar

Table 1. Mineral composition of Carnian marl and claystone, Tamar succession

	15	25	44	52
kalcit - calcite	40 %	19 %	8 %	19 %
kremen - quartz	10	17	23	11
illit - illite	17	17	19	17
klorit - chlorite	9	11	19	9
montmorillonit (e)	-	17	9	-
dolomit - dolomite	8	6	-	30
mikroklin - microcline	6	10	15	10
plagioklaz - plagioclase	6	-	-	-
pirit - pyrite	4	3	7	4

Tabela 2. Mineralna sestava karnijskega laporja, izvir Nadiže v Tamarju

Table 2. Mineral composition of marl; Carnian succession at Nadiža source in Tamar

	8	12
Na-montmorillonit (e)	30 %	35 %
kalcit - calcite	18	13
kremen - quartz	13	16
mikroklin - microcline	12	11
klorit - chlorite	10	13
illit - illite	10	-
dolomit - dolomite	7	12

Raziskani profil pri izviru Nadiže lahko litološko razdelimo v dva dela — spodnjega, ki ga sestavlja apnenec z vložki laporja, in v zgornji, dolomitni kompleks.

Apnenec je srednje olivno sive barve in se javlja v 10 do 40 cm, poprečno 20 cm debelih plasteh. Kontakti posameznih plasti so večidel neravni. Pogosto opazujemo budinažasto teksturo, ki je pogojena s številnimi, do 10 cm debelimi vmesnimi lapornimi polami. Po strukturi je apnenec biomikriten in biopelmikriten, po Dunhamovi klasifikaciji (1962) pa so zastopani vsi strukturni tipi od »mudstone« do »packstone«. Med fosili prevladujejo tanko- in debelolupinske školjke nad polži, ehinodermi, foraminiferami, ostrakodi in algami (tako neskeletnimi kot skeletnimi). Školjčne lupine, velike do 2 cm, so večkrat tako številne, da govorimo lahko že kar o lumakelnih plasteh. Osnovo med fosili in peleti sestavlja gost mikrit z do 5 μ m velikimi zrni, med katerega so kot pigment pomešani redki minerali glin ter občasno tudi pirit in organska snov. Slednja dva kamenino lokalno temneje obarvata, zaradi primesi glin (do 5 %) pa imajo nekatere plasti videz lapornega apnenca in tako lažje preperevajo. V nekaterih vzorcih opazujemo bioturbacijsko teksturo ter redke in drobne stilolitne šive. Energijski indeks kamenine je zelo nizek (1—2) in kaže na mirne pogoje sedimentacije znotraj plitvega zaprtega šelfa z občasnim

dotokom klastične komponente (glina). Redke plasti je zajela kasnodigenetska dolomitizacija. Dolomit, katerega delež cenimo od sledov do 2 % in največ 10 %, se javlja v izoliranih romboedrih. Zaradi limonitizacije piritnih zrn so nekatere plasti apnenca lokalno rjavkasto obarvane.

Analizi dveh vzorcev laporja kažeta, da ta vsebuje zelo nizek odstotek karbonata (ca. 25 %), tako da je že na meji z glinovcem. Med karbonatnimi minerali kalcit rahlo prevladuje nad dolomitom, med minerali glin pa natrijev montmorillonit nad kloritom in illitom (tabela 2).

Apnencu z lapornimi polami sledi 12 metrov masivnega zrnatega dolomita svetlo sive barve, nato pa okrog 20 metrov tankoplastovitega do ploščatega dolomita z redkimi gomolji roženca in polami laporja. V zrnatem dolomitu (dolosparit z do 150 μm velikimi zrni) prvotna struktura kamenine ni več ohranjena. Pač pa kaže ploščasti dolomit strukturo rekristaliziranega biomikrita (tab. 3, sl. 3) in biopelmikrita (»mudstone« in »wackestone« po Dunhamovi klasifikaciji). Fosilna združba je enaka, kot jo opazujemo v apnenčevem kompleksu spodnjega dela profila. Zastopane so školjke, foraminifere in ploščice ehinodermov. Foraminifere so rekristalizirane in nedoločljive, prepoznamo jih le po konturah. Vendar pa po fosilni združbi in mikrofacialnih značilnostih vzorcev vseeno lahko sklepamo, da pripada ta ploščasti dolomit še najbolj verjetno vrhnjemu delu karnijskega zaporedja. V več vzorcih opazujemo tudi piritni pigment in stilolitne šive. Prvotna mikritna osnova je rekristalizirana v mikrosparitni dolomit.

Gomolji roženca so redki, merijo do 5 cm in na površini izstopajo iz kamenine. Po strukturi je roženec mikrokristalen, nastal pa je v okolju plitvega zaprtega šelfa. Na tako okolje, občasno tudi z litoralnimi pogoji, sklepamo po mikrofaciesu in po izsušitvenih porah v redkih vzorcih. Izvor kremenice za nastanek gomoljev lahko iščemo v detritični klastični komponenti lapornih lezik, ko je prišlo pri lokalnih povišanjih pH znotraj sedimentacijskega bazena med diagenozo do raztapljanja kremenovih zrn, pri ponovnem znižanju pH (kislo in nevtralnno okolje) pa do izločanja kremenice v obliki roženčevih gomoljev. V nekaterih vzorcih opazujemo tudi lepe, okrog 50 μm velike kristale avtigenega kremenca. Dolomitizacija vrhnjega karnijskega kompleksa je po vsej verjetnosti dvojnega značaja. Ploščasti dolomit z ohranjeno prvotno strukturo kamenine in mikritno osnovo je zajela zgodnjediagenetska dolomitizacija; zanjo so bili litoralni pogoji zaprtega šelfa zelo ugodni. Zrnati dolomit pa je rezultat kasnodigenetske dolomitizacije.

V preiskanih vzorcih smo našli naslednje foraminifere: *Pilammina kuthani* (Salaj), *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Angulodiscus gaschei praegaschei* (Koehn-Zaninetti), *Pseudonodosaria cf. tenuis* (Bornemann), *Variostoma sp.*, *Acicularia sp.* in *Ophthalmidium sp.* Vzorec 7 je vseboval poleg foraminifer tudi bogato mikrofloro. Določili smo alge: *Clypeina besici* Pantič, *Poikiloporella duplicata* (Pia) in *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Poleg foraminifer in alg smo našli še ostanke krinoidov *Ossicrinus cf. reticulatus* Kristan-Tollmann, ehinoderm, ostrakodov in mehkušcev.

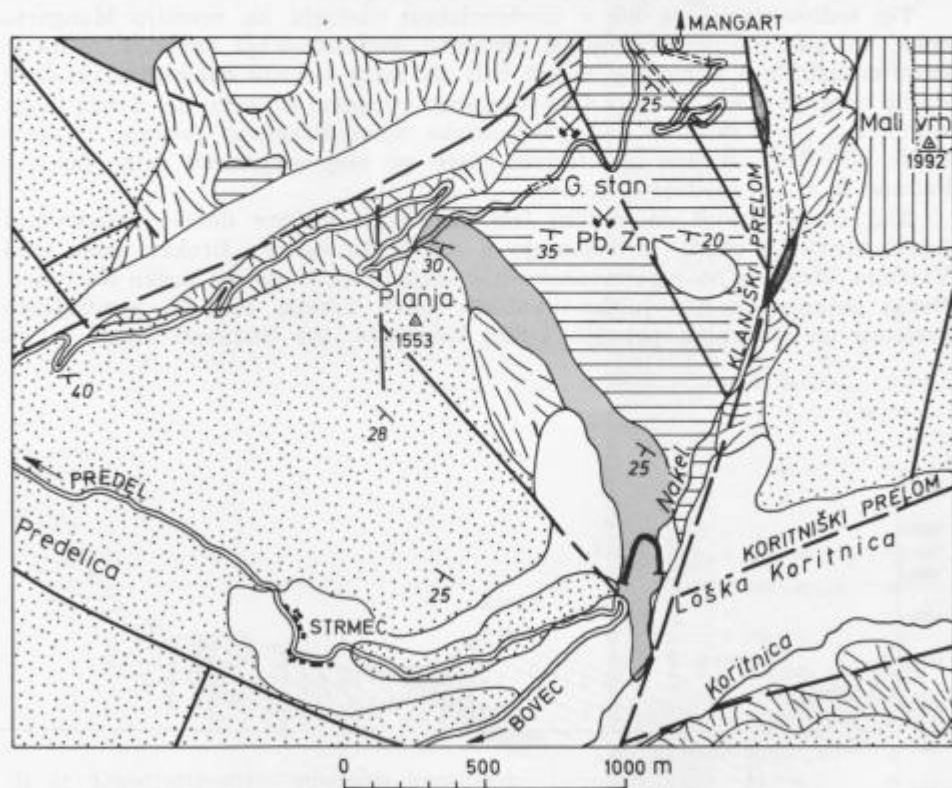
Nad karnijskim dolomitnim zaporedjem je več sto metrov debela skladovnica dolomita, v kateri se menjavajo tanjše pole stromatolitnega in loferitnega

dolomita z debelejšimi plastmi zrnatega dolomita. Starosti teh plasti nam ni uspelo paleontološko dokazati. Sam kontakt med karnijskim ploščastim dolomitom z gomolji roženca in dolomitom je omejen z lokalnim prelomom in nekaj metrov debelo milonitno cono.

Log pod Mangartom

Na širšem področju raziskanega profila smo izdvojili cordevolski dolomit, julsko-tuvalsko karbonatno-klastične plasti, »glavni dolomit« in dachsteinski apnenec (sl. 9 in 10). Poleg julsko-tuvalskih plasti je zanimiv predvsem cordevolski dolomit, saj je prav ta nosilec orudnenja v rabeljskem rudniku in ga imenujejo tudi rudonosni dolomit.

Iz cordevolskega dolomita smo orientacijsko preiskali 15 vzorcev. Dolomit je deloma masiven, deloma pa plastovit in izredno čist (vsebuje nad 98% karbonata). Preiskani vzorci pripadajo praktično dvema facialnima tipoma.



Sl. 9. Geološka karta ozemlja Loške Koritnice in situacija raziskanega profila karnijskih plasti. Legenda pri sl. 3

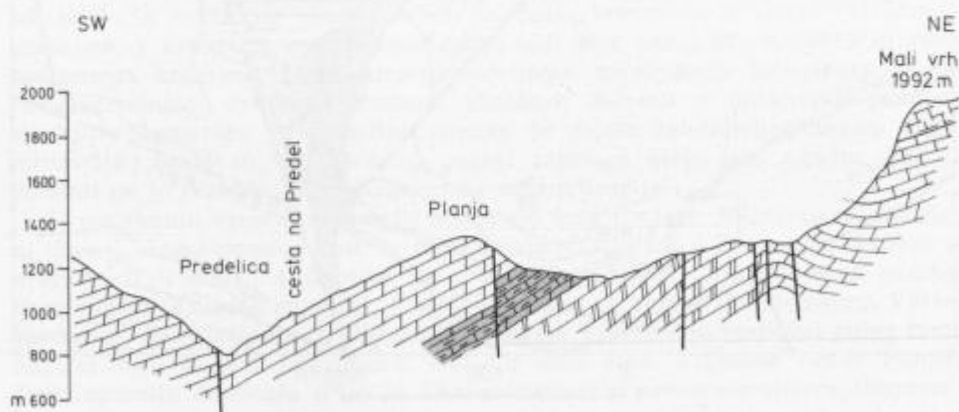
Fig. 9. Geological map of Loška Koritnica area and location of the investigated Carnian succession. See fig. 3 for explanation

Debele plasti in masivni dolomit so po strukturi biointramikritni oz. intrapelmikritni in kažejo na sedimentacijo v relativno mirnem okolju zelo plitvega šelfa (sublitoral). Med fosili so zastopane tanke školjčne lupine, polži, redke rekristalizirane foraminifere, kopuče neskeletnih alg in posamezni ostrakodi. Energijski indeks vzorcev je zelo nizek do nizek (1—2). Večkrat je tak dolomit delno ali pa popolnoma rekristaliziran v sparitni dolomit s hipidiotopično strukturo, tako da prvotna struktura kamenine ni več opazna. Bolj debelozrnat dolomit je lokalno tudi rahlo porozen; gre za medzrnsko poroznost nekaj deset μm dimenzij, delež por pa cenimo na ca. 5 %.

Drugi tip dolomita, ki se mikroskopsko loči na terenu že po tanjši plastovitosti (pole in plasti do 30 cm) ter po teksturnih oblikah, kaže na sedimentacijo v litoralnem okolju, kjer so se med sedimentacijo epizodično ponavljale faze kratkotrajnih okopnitev in preplavitve ozemlja. Za litoralni facies so značilne plasti stromatolitnega dolomita, onkosparita ter pravega loferita s številnimi, do nekaj mm velikimi izsušitvenimi porami (te so naknadno zapolnjene s sparitnim dolomitom ali kalcitom, tab. 1, sl. 1).

Tip sedimentacije je bil v cordevolskem obdobju na ozemlju Mangarta enak, kot ga opazujemo v mlajši formaciji dachsteinskega apnenca, le da je prvotna struktura kamenine zaradi bolj ali manj izrazite dolomitizacije dosti slabše ohranjena kot npr. pri dachsteinskem apnencu. Za večji del dolomitnega kompleksa predvidevamo kasnodiaogenetske dolomitizacijske procese, medtem ko so bile stromatolitne in loferitne plasti po vsej verjetnosti delno dolomitizirane že v fazi zgodnje diageneze.

Nad cordevolskim dolomitom leži več deset metrov debela skladovnica julsko-tuvalskih plasti, ki izdanjajo v nekaj sto metrov širokem pasu med Vraškim Škrabom na jugoslovansko-italijanski meji in dolino Loške Koritnice. Nekaj posameznih krp julsko-tuvalskih plasti izdanja tudi ob koritniškem prelomu na severnem pobočju Loške Koritnice, pri Gornjem stanu in ob



Sl. 10. Geološki presek med Loško Koritnico in Malim vrhom pod Mangartskim sedlom. Razlago glej na sl. 2

Fig. 10. Geologic cross-section through Loška Koritnica valley and Mali vrh below Mangartsko sedlo. See fig. 2 for explanation



Sl. 11. Litostratigrafsko zaporedje karnijskih plasti v profilu Log pod Mangartom. Legenda pri sl. 5

Fig. 11. Lithostratigraphic sequence of the Carnian beds at Log pod Mangartom. See fig. 5 for explanation



Sl. 12. Osrednji del karnijskega profila v grapi Nakel — profil Log pod Mangartom

Fig. 12. Middle part of the Carnian carbonate succession in Nakel gorge — Log pod Mangartom



Sl. 13. Detajl apnenčeve plasti z izluženimi megalodontidnimi školjkami; profil Log pod Mangartom

Fig. 13. Detail of limestone bed with numerous megalodontid pelecypods; Log pod Mangartom

Tabela 3. Mineralna sestava lapornih plasti znotraj karnijskega zaporedja; profil Log pod Mangartom
 Table 3. Mineral composition of marl within Carnian carbonate succession, profile Log pod Mangartom

	9	11	13	25	28
kalcit - calcite	23 %	28 %	42 %	70 %	76 %
kremen - quartz	11	15	10	6	4
illit - illite	40	22	18	12	8
klorit - chlorite	10	8	5	8	8
montmorillonit (e)	-	12	-	-	-
mikrolin - microcline	8	7	10	-	-
dolomit - dolomite	4	3	4	-	4
pirit - pyrite	4	5	10	4	-

klanjškem prelomu. S profilom so bile te plasti zajete v potoku Nakel (na nekaterih kartah imenovan tudi Ilovec), 300 m vzhodno od ostrega cestnega ovinka med vasjo Log pod Mangartom in prelazom Predel (sl. 11). Skladovnica karnijskih plasti je tu debela 25—30 metrov, v profilu pa smo preiskali 40 vzorcev. Plasti padajo z nagibom 25° proti jugozahodu.

Julsko-tuvalsko karbonatno-klastično zaporedje kaže v celotni debelini precej monoton oz. enoten, tako litološki kot mikrofacialni razvoj. Za celoten profil je značilen temno olivno siv, bolj ali manj lapornat apnenec, med katerim se javljajo tanjše, največ do 30 cm debele plasti laporja (sl. 12 in 13). Apnenec je večidel tankoplastovit s 5 do 20 cm debelimi plastmi; izjema pa je nekaj plasti, ki merijo 50 do 120 cm. Tanjše plasti imajo neravne ploskve in budi-nažasto teksturo, prav tako pa so tudi bolj lapornate kot debele plasti apnenca. Delež karbonata se v apnencu giblje med 83 in 97 %, v povprečju pa okrog 95 %.

Po strukturi je apnenec biokrimiten, v vrhnjem delu profila tudi intra-biomikriten, s spremljivim deležem fosilov, tako da ga po Dunhamovi klasifikaciji uvrščamo v vse prehodne skupine med tipoma »mudstone« in »packstone«. Med fosili so najbolj pogoste debelo- in tankolupinske školjke, manj zastopani pa so polži, ehinodermi, ostrakodi in foraminifere (tab. 2, sl. 1, tab. 3, sl. 1). V nekaterih plasteh so med fosili prisotni skoraj izključno ostrakodi. V sledovih se javljajo še skeletne alge in kopicke neskeletnih alg z neizrazito stromatolitno strukturo (tab. 3, sl. 2). Od drugih alokemov nastopajo poredki peleti ter posamezni mikritni intraklasti in plastiklasti. Školjčne lupine so mestoma tako številne, da imajo nekatere plasti značaj pravih lumakel. Večidel gre za drobne, do 3 cm velike školjke iz skupine megalodontid. Mikritna osnova, med katero se enakomerno pomešani tudi minerali glin, organska snov in piritni pigment, je navadno rahlo rekristalizirana. Večji del apnenca je rahlo dolomitiziran. Dolomit je kasnodiaogenetski in nastopa v 40 do 80 μ m velikih izoliranih romboedrih. Njegov delež cenimo med 2 in 10 %, izjemoma do 25 %.

Iz analiz na tabeli 3 je razvidno, da delež karbonata v laporju narašča — v talnini profila znaša le 27 %, v vrhnjih delih profila pa doseže do 80 %. Med minerali glin prevladuje illit nad kloritom, v vzorcu 11 pa se pojavlja še montmorillonit. Njegov izvor je verjetno isti, kot ga predvidevamo za vzorce

iz profila Črna voda v Tamarju. Precej pogost mineral je še pirit; njegov delež se giblje, po rentgenskih analizah, med 3 in 10 %. Piritu pripisujemo avtigen nastanek in kaže na redukcijske pogoje znotraj sedimentacijskega okolja.

Na ozemlju snemanega profila leži konkordantno na julsko-tuvalskih plasteh »glavni dolomit«, ki je v spodnjem delu verjetno še tuvalske starosti. Plasti »glavnega dolomita« je Braun razdelil v tri dele. Spodnji del ob meji z julsko-tuvalskimi plastmi je debeloplastovit in brez lapornih vložkov, debeline okrog 200 m, srednji del karakterizirajo zelene, do 1 m debele plasti dolomitnih laporjev, v zgornjem delu pa laporji zopet izginejo. V splošnem ugotavljamo, da je spodnji del bolj plastnat, navzgor proti dachsteinskemu apnencu, ki leži konkordantno nad »glavnim dolomitom«, pa plastnatost pojema.

Iz profila Log pod Mangartom smo pregledali 12 mikropaleontoloških zbruskov. V njih smo določili naslednje mikrofosile: *Ammodiscus parapriscus* Ho, *Agathammina judicariensis* Premoli Silva, *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Agathammina* sp., *Pilammina kuthani* (Salaj), *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Angulodiscus gaschei praegaschei* (KoeHN-Zaninetti), *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Nodosaria* cf. *ordinata* Trifonova, *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium tori* Zaninetti & Brönnimann, *Ophthalmidium* sp. in *Trocholina* sp. Mikrofavna dokazuje karnijsko starost raziskanih plasti, alg, vodilnih za julsko-tuvalsko podstopnjo, pa nismo našli.

Paleontološki del

Paleontološko smo obdelali pomembnejše fosilne ostanke iz skupine alg, palinomorf in foraminifer. Vzorce smo raziskali po ustaljenih laboratorijskih postopkih.

1. Alge

Dasycladaceae

Diplopora annulata Schafhäütl, 1863

Tab. 6, sl. 1, 2

1920 *Diplopora annulata* Schafhäütl — Pia, 73—87, Taf. 5, Fig. 12—27.

1950 *Diplopora annulata* Schafhäütl — Herak, Tab. 1, sl. 2, 3, Tab. 2, sl. 1, 2, Tab. 4, sl. 1.

1964 *Diplopora annulata* Schafhäütl — Herak, 22—24, Pl. 6, figs. 1—4, pl. 7, figs. 3—4, pl. 12, fig. 7.

1964 *Diplopora annulata* var. *annulata* Schafhäütl — Bystrický, 140—143, Tab. 29, f. 1—3, 4.

Material: Cordevolski, nekoliko dolomitizirani apnenec iz Planice (nad skakalnico). Zbruski Be 7219/2 in Be 7219/3 z različnimi preseki dazykladacej.

Kratek opis: Talus ima cilindrično obliko, vejice so razvrščene v vretena. Apnenčev ovoj kolobarjaste oblike ima premer od 2,2 mm do 4,00 mm. Steblo je segmentirano, razdeljeno na vretena, vejice oblike trichophora prebijajo apneni ovoj in se končujejo v tanke asimilatorje.

Stratigrafska in geografska razširjenost: V Sloveniji je *Diplopora annulata* razširjena v plitvomorskem razvoju cordevolskega apnenca in dolomita v slovenskem delu Dinaridov. Nad skakalnicami v Planici smo našli *Diploporo annulato* v združbi foraminifer, ki so živele od anizijske do vključno karnijske stopnje. Na območju sosednje Hrvaške jo je opisal M. Herak (1950, 1964) iz številnih nahajališč ladinijskega apnenca Dalmacije in Like. V ladinijskih plasteh Srbije in Črne gore so vrsto *Diplopora annulata* opisali S. Pantić in J. P. Rampnoux (1972) ter S. Pantić (1975); J. Bystrický (1964) citira vrsto prav tako v ladinijskih sedimentih na območju Slovaške (Slovenský kras) in Karpatov ter v celotnih Alpah.

Clypeina besici Pantić, 1965

Tab. 9, sl. 3, 4

1965 *Clypeina besici* sp. nov. — Pantić, 134—135, Tab. 1—5.

1975 *Clypeina besici* Pantić — Pantić, 27, Tab. 71, sl. 1, 2; Tab. 72, sl. 1.

1978 *Clypeina besici* Pantić — Trifonova, 49—62, Pl. 5, fig. 9.

Material: Ploščast, nekoliko lapornat karnijski apnenec v dolini Tamar, profil Nadiža, vzorec 7.

Kratek opis: Talus alge sestavljajo zaporedna vretenca čašaste oblike. Število vejic vretenc se giblje od 12—22. Vejice so med seboj zraščene, razen na distalnem delu. Premer odprtine talusa je od 0,55—0,65 mm, višina vretenc približno 0,60 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Karnijski apnenec (jul-tuval) v dolini Tamarja. Dokaj pogosto nastopa vrsta tudi drugod v Sloveniji v karnijskem apnencu šelfnega razvoja na območju lagune in litorala. Znana nahajališča so na območju Idrije, v Polhograjskih Dolomitih in širši okolici Ljubljane.

V Bolgariji nastopa *Clypeina besici* v julsko-tuvalskih (?) sedimentih, ki ustrezajo coni *Turritellella mesotriassica* — *Involutina gaschei praegaschei* (Trifonova, 1978).

Poikiloporella duplicata (Pia), 1943

Tab. 9, sl. 3, 4

1920 *Oligoporella duplicata* nov. spec. — Pia, 48—50, Tab. 2, Fig. 23—29.

1964 *Poikiloporella duplicata* (Pia) — Bystrický, 107—108, Tab. 9, f. 1—3.

1968 *Poikiloporella duplicata* (Pia) — Ott, 259—260, Abb. 2.

1972 *Poikiloporella duplicata* Pia — Pantić & Rampnoux, 317, Pl. 2, Fig. 5 in 6.

Material: Karnijski ploščast, nekoliko lapornat biomikritni apnenec v dolini Tamarja (izvir Nadiže, vzorec 7, in Črna voda, vzorec 38).

Kratek opis: Talus je kalciten, ravne trobčaste oblike in nečlenjen. Pore prebijajo stene talusa in so poševne na os steljke. Premer talusa doseže velikost do 2,50 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Vrsta nastopa v julsko-tuvalskih plasteh Tamarja. Pojavlja se tudi drugod v Sloveniji v karnijskih plasteh, pogosto skupaj z vrsto *Clypeina besici*. Iz Srbije in Črne gore ter ostalih Dinaridov citirajo vrsto S. Pantić in J. P. Rampnoux (1972) ter S. Pantić (1975). J. Bystrický (1964) je uvrstil plasti z vrsto *Poikiloporella duplicata* v najvišji del ladinijske stopnje, in to iz Severnih Alp, Dinaridov in Slovaške (Slovenský kras).

2. Palinomorfe

Palinološko sta bila raziskana vzorca iz plasti 9 in 11 — profil Log pod Mangartom. Spektra obeh vzorcev sta si podobna, zato ju obravnavamo skupaj.

Acritarcha

Leiosphaeridium sp.

Veryhachium sp.

Dictyotidium tenuiornatum Eisenack, 1955

Sporites

Calamospora sp.

Todisporites minor Couper, 1958

Concavisporites crassexinius Nilsson, 1958

Lycopodiacidites kokenii Van der Eem, 1983

Sellaspora rugoverrucata Van der Eem, 1983

Densosporites sp.

cf. *Paleospongiosporis*

Pollenites

Patinasporites densus (Leschik, 1956) Scheuring, 1970

Alet (proto)dissacat sp. div.

Vitreisporites pallidus (Reissinger, 1950) Nilsson, 1958

Lunatisporites sp.

Ovalipollis pseudoaetus (Thiergart, 1949) Schuurman, 1976

Enzonalasporites vigens Leschik, 1956

Enzonalasporites sp. 1

Enzonalasporites sp. 2

Praecirculina granifer Leschik, 1956

Partitisporites maljawkinae (Klaus, 1960) Van der Eem, 1983

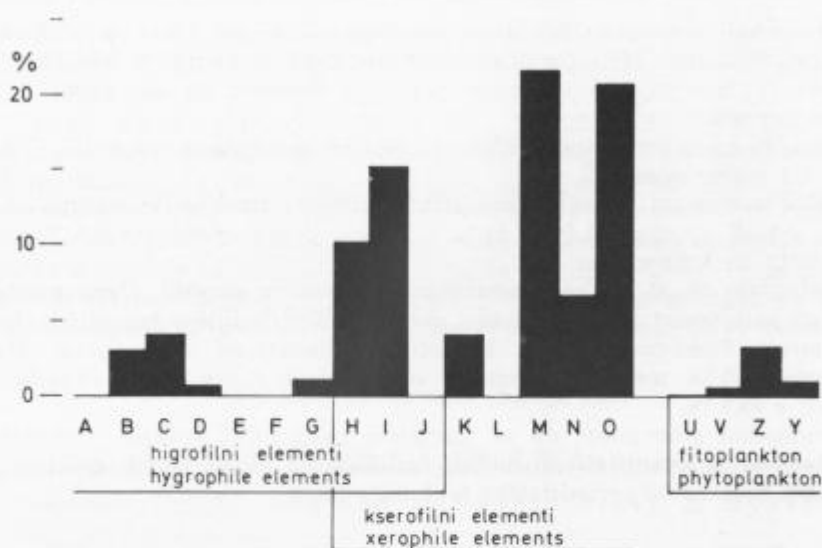
Partitisporites verrucosus (Praehauser Enzenberg, 1970) Van der Eem, 1983

Duplicisporites granulatus Leschik, 1956

Cycadopites sp.

Od stratigrafsko pomembnih oblik bo opisana oblikovna vrsta *Partitisporites maljawkinae*. Opisi ostalih so že objavljeni (B. Jurkovšek et al., 1984).

Dobljena združba *Patinasporites densus* in *Partitisporites maljawkinae* določa kronocono *densus-maljawkinae*. Le-ta v Alpah obsega julsko podstopnjo (J. G. L. A. Van der Eem, 1983, 236—242, H. Visscher & W. A. Brugman, 1981, 119).



Sl. 14. Porazdelitev relativnih frekvenc morfoloških skupin palinomorf v plasteh 9 + 11. Metoda po H. Visscherju & C. J. van der Zwanu (1981)

Fig. 14. Relative frequency distribution of the morphological groups of palynomorphs in beds 9 + 11. Method of H. Visscher & van der Zwan (1981)

- | | | |
|------|---|--|
| A | Monoletne akavatne spore | |
| | Monolete acavate spores | |
| B | Triletne akavatne levigatne in apikulatne spore | |
| | Trilete acavate laevigate and apiculate spores | |
| C | Triletne akavatne murornatne spore | |
| | Trilete acavate murornate spores | |
| D | Triletne cingulatne in conotriletne spore | |
| | Trilete cingulate and zonotrilete spores | |
| E | Skupina Aratrisporites | |
| | Aratrisporites group | |
| F | Porcellispora kompleks | |
| | Porcellispora complex | |
| G | Monosulkatni pelod | |
| | Monosulcate pollen grains | |
| H | Ovalipollis kompleks | |
| | Ovalipollis complex | |
| I | Aletni (proto) bisakatni pelod | |
| | Alete (proto) bisaccate pollen grains | |
| J | Samaropollenites | |
| K | Teniatni (proto) bisakatni pelod | |
| | Taeniate (proto) bisaccate pollen grains | |
| L | Triadispora kompleks | |
| | Triadispora complex | |
| M | Vezikatni pelod | |
| | Vesiculate pollen grains | |
| N | (Proto) monosakatni pelod | |
| | (Proto) monosaccate pollen grains | |
| O | Circumpollis skupina | |
| | Circumpollis group | |
| U | Leiosphaeridia | |
| V | Micrhystridium | |
| Z | Dietyotidium | |
| Y | Veryhachium | |
| UVZY | Mikrofitoplankton — akritarhi | |
| | Microphytoplankton — Acritarchs | |

Kronocono *densus-maljawkinæ* označuje oblikovna vrsta *P. maljawkinæ* in nastop oblikovne vrste *Partitisorites quadruplicis*. Zadnja v dobljeni združbi manjka. V Sloveniji jo redkokje najdemo. Sodimo, da sta plasti 9 in 11 julske starosti.

Osnutka nove kronostratigrafske razdelitve karnijske stopnje (H. Zapfe, 1983, 11) nismo uporabili.

Kljub zahtevani uporabi kronostratigrafskega termina kronocona so palinologi pričeli uporabljati izraz faza, npr. faza *densus-maljawkinæ*. Tukaj smo se odločili za kronocono.

Histogram na sl. 14 kaže odstotkovne odnose v združbi. Dane morfološke skupine palinomorf lahko ekološko uvrstimo. Prevladujejo kserofilni elementi z relativno frekvenco 58,1%. Higrofilni elementi so zastopani z relativno frekvenco 9,0%, mezofilni elementi in elementi z nepoznano ekološko preferenco s 25,4%.

Predhodno omenjamo, da se karnijski palinološki spekter Julijskih Alp kvalitativno in kvantitativno močno razlikuje od enako starih spektrov, ugotovljenih severno od periadriatske tektonske linije.

Partitisorites maljawkinæ (Klaus, 1960) Van der Eem, 1983

Tab. 5, sl. 5

1960 *Paracirculina maljawkinæ* n. sp. — Klaus, 163, Taf. 36, Fig. 62—63.

1983 *Partitisorites maljawkinæ* (Klaus 1960) Van der Eem, nov. comb. — Van der Eem, 256, Pl. 27, Fig. 1.

Material: Primerki so pogosti, primerna ohranjenost omogoča pravilno določitev.

Opis: Pelod brez vidne germinalne odprtine, v ekvatorialni ravnini skoraj okrogel. Seksina, ki je pritrjena na neksino, je brez strukture in skulpture. Subekvatorialno na distalni strani teče naokrog utor brez seksine (tenuitas). Utor razdeli pelodno zono na dve neenaki polovici. Distalna polobla je manjša. Tam ima na polu manjši triletni znak. Na proksimalnem polu je okrogla površina stanjšane seksine.

Stratigrafska razširjenost: V Alpah obsega julsko podstopnjo, v zahodni in srednji Evropi pa julsko in tuvalsko podstopnjo ter norijsko stopnjo.

Geografska razširjenost: Evropa.

3. Foraminifere

Ammodiscidae Reuss, 1862

Ammodiscus parapriscus Ho, 1959

Tab. 8, sl. 1, 2

1959 *Ammodiscus parapriscus* sp. nov. — Ho, 408, Pl. 2, figs. 3—6.

1976 *Ammodiscus parapriscus* Ho — Zaninetti, 89, Pl. 2, fig. 1—2.

1983 *Ammodiscus parapriscus* Ho — Salaj, Borza & Samuel, 61, Pl. 1, fig. 2; Pl. 6, fig. 3—8.

Material: Karnijski, nekoliko dolomitizirani mikrosparitni apnec iz profila Tamar—Črna voda, vzorec 22 in karnijski apnec iz profila Log pod Mangartom, vzorec 32.

Kratek opis: Mala aglutinirana hišica je diskoidalne, konkavne oblike. Proloculu sledijo planspiralni zavoji (4—5) z ustjem na odprtem koncu tubularne kamrice. Premer hišice je 0,15 mm, višina pa je 0,04 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: V Julijskih Alpah (dolina Tamar in Log pod Mangartom) v karnijskem apnencu. Holotip je opisan iz spodnje in srednje triade Kitajske (J. Ho, 1959). Vrsto poznamo iz spodnje triade Irana (L. Zaninetti, 1976) ter v anizijski in retijski stopnji Češkoslovaške (J. Salaj, K. Borza & D. Samuel, 1983).

Pilamminella kuthani (Salaj), 1967

Tab. 7, sl. 2, 3; Tab. 9, sl. 1

1967 *Pilamina kuthani* Salaj n. sp. — Salaj, Biely & Bystrický, 124, Taf. 3, Fig. 5—6.

1976 *Glomospira kuthani* (Salaj) — Zaninetti, 91—92, Pl. 2, Fig. 22, 23.

1978 *Pilamminella kuthani* (Salaj) — Salaj, 107, Tab. 1.

1983 *Pilamminella kuthani* (Salaj) — Salaj, Borza & Samuel, 69, Pl. 13, fig. 1—4; Pl. 14, fig. 1—4; Pl. 47, fig. 3 b.

Material: Številni preseki v zbruskih iz karnijskega apnenca iz profila Črna voda, vzorec 36, in Nadiža, vzorec 5, v dolini Tamar.

Kratek opis: Aglutinirana hišica ovalne oblike s sferičnim prolokulum v aksialnem preseku. Deuterolokulum tvori nepravilno okroglasto obliko s 4—5 zavoji. Premer hišice je od 0,55—0,65 mm, višina od 0,25—0,30 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Karnijski apnec v Julijskih Alpah v dolini Tamarja in v profilu Log pod Mangartom. Vrsta *Pilamminella kuthani* je vodilna karnijska vrsta v Karpatih (J. Salaj, K. Borza & D. Samuel, 1983) in na Balkanu (E. Trifonova, 1978).

Fischerinidae Millet, 1898

Agathammina austroalpina Kristan-Tollmann & Tollmann, 1964

Tab. 9, sl. 2; Tab. 10, sl. 1, 4

1964 *Agathammina austroalpina* sp. nov. — Kristan-Tollmann & Tollmann, 550—551, Pl. 2, fig. 6—13; Pl. 5, fig. 8—9.

1972 *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann — Samuel, Borza & Köhler, Pl. 17, fig. 5—7.

1974 *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann — Pantić, Pl. 6, fig. 5, 6.

1976 *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann — Zaninetti, 131—132, Pl. 5, fig. 1, 2; Pl. 7, fig. 3—13.

1983 *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann — Salaj, Borza & Samuel, 96—97, Pl. 7, fig. 6—11, Pl. 49, fig. 1—16, Pl. 50, fig. 1—6, Pl. 123, 4 e.

Material: Karnijski biomikritni apnenec iz doline Tamarja v profilu Nadiža, vzorec 5 in Črna voda, vzorec 26 ter v zbruskih iz karnijskega apnenca v profilu Log pod Mangartom, vzorca 19 in 32.

Kratek opis: Kalcitna hišica je uniserialna, imperforatna z enostavnim terminalnim ustjem. Preseki v zbruskih imajo okroglasto, ovalno do trikotasto obliko z značilnimi kvinkvelokulinskimi zavoji. Širina hišice je ca. 0,14 mm, višina do 0,25 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Holotip je iz retijskih plasti avstrijskih Alp (E. Kristan-Tollmann & A. Tollmann, 1964). Stratigrafski razpon vrste je od srednje do zgornje triade na celotnem območju Tetide, kjer jo citirajo številni avtorji. Vrsta je zelo pogostna v karnijskih plasteh v Julijskih Alpah (dolina Tamarja in Log pod Mangartom), pa tudi drugod v Sloveniji. Pogosto nastopa zlasti v zgornjetriadnih sedimentih.

Nodosariidae Ehrenberg, 1838

Nodosaria ordinata Trifonova, 1965

Tab. 10, sl. 1, 2

1965 *Nodosaria ordinata* sp. nov. — Trifonova, 216, Pl. 1, fig. 1—15.

1975 *Nodosaria ordinata* Trifonova — Chatalov & Trifonova, 5—6, Tab. 2, fig. 4, 5.

1983 *Nodosaria ordinata* Trifonova — Salaj, Borza & Samuel, 118—119, Pl. 53, fig. 9, 14; Pl. 144, fig. 10.

Material: Karnijski apnenec v dolini Tamarja in v profilu Log pod Mangartom, različni preseki v zbrusku 19.

Kratek opis: Hišica je kalcitna, gladka in rekristalizirana. Najpogosteje sestoji le iz 5 do 7 kamric (maksimalno 10), ki so skoraj enake velikosti in nanizane v eni ravnini. Dolžina hišice je ca. 0,50 mm. Karnijske oblike so manjše od srednetriadnih.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Karnijski apnenec Julijskih Alp v dolini Tamarja in v profilu Log pod Mangartom. Vrsta je zelo razširjena v karnijskih plasteh tudi drugod v Sloveniji. Holotip je iz norijskih plasti Bolgarije (E. Trifonova, 1965), v Zahodnih Karpatih (A. Gaździcki, 1974) nastopa v sedimentih anizijske, karnijske, norijske in retijske stopnje.

Discorbidae Ehrenberg, 1838

Diploremina astrofimbriata Kristan-Tollmann, 1960

Tab. 6, sl. 3, 4

1960 *Diploremina astrofimbriata* nov. gen. spec. — Kristan-Tollmann, 64, Pl. 14, fig. 1—4.

1972 *Diploremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann — Pantić & Rampoux, 313—323, Pl. 1, Fig. 6.

1983 *Diploremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann — Salaj, Borza & Samuel, 152, Pl. 131, fig. 3—8.

Materiai: Spodnjekarnijski-cordevolski biopelmikritni apnenec pri planiški skakalnici v Julijskih Alpah, različni preseki v zbruskih Be 7219/1 in 7219/3.

Kratek opis: Trohospiralna kalcitna hišica s konveksno dorzalno in ventralno stranjo. Dorzalni del hišice je nekoliko bolj vzbočen, na preseku je vidnih 12 kamric. Ustje je interiomarginalno in leži med popkom in perifernim delom. Premer hišice je ca. 0,40 mm, višina pa 0,20 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Vrsta *Diplo-tremina astrofimbriata* nastopa v Julijskih Alpah (Planica) v cordevolskem apnencu, skupaj z algo *Diplopora annulata*. Stratigrafski razpon vrste je od anizijske do vključno karnijske stopnje (cordevol), in to na območju celotnih Alp in Karpatov.

Archaeidiscidae Cushman, 1928
Permodiscus pragsoides Oberhauser, 1964

Tab. 10, sl. 3

- 1964 *Permodiscus pragsoides* nov. sp. — Oberhauser, 200—201, Pl. 1, fig. 10, 12, 13, 14, 16, 17; Pl. 2, fig. 2, 3, 23; Pl. 4, fig. 8, 9.
- 1967 *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser) — Salaj, Biely & Bystrický, 125—126, Taf. 1, Fig. 22; Taf. 2, Fig. 2 a; Taf. 4, Fig. 2 (a); Taf. 6, Fig. 3; Taf. 8, Figs. 1, 3, 4.
- 1969 *Involutina sinuosa* (Weynschenk) *pragsoides* (Oberhauser) — Koehn-Zaninetti, 126, Text. fig. 37, 1, 4, 5, 6.
- 1975 *Involutina (Aulotortus) sinuosa pragsoides* (Oberhauser) — Gušić, 17—18, Pl. 4, fig. 5.
- 1983 *Permodiscus pragsoides* Oberhauser — Salaj, Borza & Samuel, 140, Pl. 11, fig. 3 a; Pl. 43, fig. 3 b; Pl. 92, fig. 1—6; Pl. 105, fig. 2 a.

Material: Različni preseki v zbruskih 20 in 32 iz biomikritnega karnijskega apnenca pri Logu pod Mangartom.

Kratek opis: Kalcitna hišica ima lečasto obliko s sferično začetno kamrico. Druga kamrica je nesegmentirana, planspiralno zavita z ustjem na odprtem koncu. Premer kamrice je ca. 1 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Stratigrafska razširjenost vrste je od ladinijske do vključno norijske stopnje. Razširjena je v celotnih Alpah, Dolomitih, Dinaridih in Karpatih.

Involutinidae Bütschli, 1880
Aulotortus sinuosus Weynschenk, 1956

Tab. 8, sl. 3, 4

- 1956 *Aulotortus sinuosus* nov. gen. n. sp. — Weynschenk, 26—28, Pl. 6, fig. 1.
- 1965 *Aulotortus sinuosus* Weynschenk — Zaninetti & Brönnimann 700—705, Pl. 1, fig. 1—3.

- 1967 *Aulotortus sinuosus* Weynschenk — Salaj, Biely & Bystrický, 127, Taf. 5, Fig. 4.
- 1969 *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk) — Koehn-Zaninetti, 121—122, Fig. 36 (1—3); Fig. 37 (3).
- 1972 *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk) — Pantič & Rampoux, 317, Pl. 3, Fig. 3.
- 1975 *Involutina (Aulotortus) sinuosa sinuosa* (Weynschenk) — Gušič, 16—17, Pl. 3, figs. 1—8.
- 1976 *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk) — Zaninetti, 167—168, Pl. 9, fig. 18.
- 1983 *Aulotortus sinuosus* Weynschenk — Salaj, Borza & Samuel, 142, Pl. 102, fig. 1—5; Pl. 103, fig. 1—3.

Material: Primerki so iz julsko-tuvalskega zaporedja plasti, vzeti v Tamarju, profil Črna voda, vzorca 24 in 34, ter iz profila Log pod Mangartom, vzorec 32.

Kratek opis: Kalcitna hišica je lečaste oblike, sferičnemu proloculu sledijo planspiralni zavoji nerazčlenjene kamrice (deuteroloculum). Ustje je na koncu tubularne kamrice. Aksialni preseki v zbruskih imajo eliptično obliko z večjim ali manjšim osciliranjem pri zavijanju deuterolocula. Megasferične hišice so približno dvakrat večje od mikrosferičnih. Premer hišice na tablah prikazanih primerkov je približno 1 mm.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Vrsta je zelo razširjena v karnijskih plasteh raziskanega dela Julijskih Alp, pa tudi drugod v Sloveniji je zelo pogostna oblika predvsem v zgornji triadi. Stratigrafska razširjenost je velika; pojavi se že v zgornjem ladiniju in sega še v celotno zgornjo triado. Vrsta *A. sinuosus* je tudi geografsko zelo razširjena v severnih Alpah, Dolomitih, Dinaridih in Karpatih.

Pripomba: V smislu nomenklature po L. Koehn-Zaninetti (1969) smo začeli opisani vrsti *Permodiscus pragsoides* Oberhauser in *Aulotortus sinuosus* Weynschenk označevati kot *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser) in *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk). J. Gušič (1975) je predlagal delitev rodu *Involutina* v podrodove, npr. *Involutina (Aulotortus) sinuosa sinuosa* (Weynschenk) in *Involutina (Aulotortus) sinuosa pragsoides* (Oberhauser). Pri paleontoloških opisih naših vrst smo se držali sistematike po A. Loeblich & H. Tappan, 1964, ki se pa glede involutin tudi ne ujema povsem z najnovejšim sistemom triadnih foraminifer (J. Salaj, K. Borza & D. Samuel, 1983).

Geokemične raziskave

Iz obeh profilov karnijskih karbonatnih plasti — iz Črne vode v Tamarju in Loga pod Mangartom — je bilo geokemično preiskanih 45 vzorcev, in sicer na železo, mangan, natrij, cink ter CaO in MgO.

Za analizo posameznega vzorca, preiskanega s plamensko atomsko absorpcijsko metodo, smo raztopili 1 g homogeniziranega prahu v 100 ml razredčene solitrne kisline v razmerju 1 : 20. CaO in MgO smo določili s kompleksometrično metodo.

Tabela 4. Vsebnosti Fe, Mn, Na, CaO in MgO v karnijskem apnencu, profil Črna voda v Tamarju
 Table 4. Concentrations of Fe, Mn, Na, CaO and MgO in limestone of the Carnian succession, profile Črna voda in Tamar

Vzorec Sample	Fe %	Mn µg/g	Na µg/g	CaO %	MgO %	Skupni karbonat Total carbonate %
1	0.54	55	180	32.5	19.7	99.3
3	1.05	400	300	39.2	6.1	82.8
4	1.06	350	280	33.4	9.5	79.5
6	0.89	220	450	39.4	11.2	93.4
8	0.92	115	455	28.9	13.2	79.3
10	0.43	100	185	30.7	21.2	99.3
11	0.38	245	165	51.9	0.5	93.8
14	0.52	220	170	49.6	2.5	93.5
16	0.91	330	460	41.5	2.4	79.0
20	0.90	490	320	48.2	1.6	89.4
21	1.02	310	465	25.6	7.4	61.1
22	0.54	340	185	50.2	0.7	90.9
26	0.50	310	205	47.1	2.4	89.0
31	2.21	440	380	29.1	11.8	76.6
33	1.08	300	410	44.8	2.8	85.9
34	0.52	305	400	51.3	1.2	92.7
36	0.93	390	305	46.0	2.5	87.3
38	0.34	180	140	50.4	2.5	95.3
41	1.22	415	270	24.7	10.0	65.1
42	0.31	440	140	52.0	1.7	96.5
44	0.51	480	380	47.6	2.0	89.2
49	0.92	410	330	42.6	3.7	83.7
51	0.53	315	205	47.1	1.6	87.4
54	0.48	310	195	50.4	1.6	93.3
57	0.49	125	435	29.1	20.2	94.1

Analize - Analyses:

Laboratorij Rudnikov, svinca in topilnice Mežica (Fe, Mn, Na)

Laboratorij Geološkega zavoda Ljubljana (CaO, MgO, skupni karbonat - total carbonate)

Rezultati analiz preiskanih vzorcev po posameznih profilih so prikazani v tabelah 4 in 5.

Profil Črna voda v Tamarju (25 vzorcev): Značilne za ta profil so relativno visoke vsebnosti tako železa in mangana kot tudi natrija. Železo je v mejah od 0,31 do 2,20 ‰ (poprečno okrog 0,8 ‰), mangan je v mejah od 55 do 490 µg/g (poprečno ca. 250 µg/g), delež natrija pa se giblje med 140 in 465 µg/g (poprečje 220 µg/g). Visoko vsebnost omenjenih elementov povezujemo delno z okoljem, v katerem so nastajale karbonatne kamenine (plitvi zaprti šelf lagunskega značaja z redukcijskimi pogoji in visok delež netopnega ostanka v karbonatu). Skupni karbonat v vzorcih iz profila Črna voda znaša namreč v poprečju okrog 90 ‰ (ekstremni vrednosti 61,1 in 99,3 ‰). Največ železa vsebujeta prav vzorca 31 in 21, ki imata 25 oz. 39 ‰ netopnega ostanka. Soodvisnost med vsebnostjo železa in mangana je opazna le v manjši meri, kar tolmačimo z nastankom

Tabela 5. Vsebnosti Fe, Mn, Na, CaO in MgO v karnijskem apnencu in dolomitu, profil Log pod Mangartom
 Table 5. Concentrations of Fe, Mn, Na, CaO and MgO in limestone and dolomite, profile Log pod Mangartom

Vzorec Sample	Fe %	Mn μg/g	Na μg/g	CaO %	MgO %	Skupni karbonat Total carbonate %
1 d	0.11	50	215	32.9	19.7	99.9
3	0.15	130	165	49.3	3.2	94.7
5	0.55	235	140	50.7	2.7	96.0
7	0.57	180	145	47.0	5.7	96.0
10	0.53	300	155	49.3	2.7	93.7
12	1.12	465	345	40.4	5.3	83.1
15	0.19	55	360	50.7	1.4	93.4
17	0.46	150	150	51.0	2.6	96.5
18	0.48	130	185	53.8	1.1	98.4
20	1.46	105	330	42.6	9.7	96.2
21	0.16	100	150	52.8	1.5	97.4
24	0.30	160	125	52.3	0.4	93.9
27	0.13	150	160	53.8	1.2	98.5
29	0.16	150	120	52.0	1.3	95.6
32	0.32	335	185	51.5	1.7	95.4
36	0.30	220	190	52.1	2.0	97.2
37 d	0.21	445	460	26.7	13.9	76.8
38 d	0.04	45	200	31.4	20.7	99.4
39 d	0.05	40	280	30.6	21.1	98.8
40 d	0.04	75	325	30.8	20.9	98.8

d = dolomit - dolomite

Analyze - Analyses:

Laboratorij Rudnikov svinca in topilnice Mežica (Fe, Mn, Na)

Laboratorij Geološkega zavoda Ljubljana (CaO, MgO, skupni karbonat - total carbonate)

diagenetskega pirita in na njega vezanimi višjimi vsebnostmi železa. Tako znaša povprečno razmerje Fe Mn okrog 30 1, kar je približno trikrat več, kot je v karbonatnih kameninah normalno. Delež MgO v čistih, nedolomitiziranih apnencih se giblje med 0,5 in 1%, kar ustreza kalcitu s približno 5 mol% MgCO₃ (nizko-magnezijev kalcit). Nobeden od preiskanih vzorcev ne kaže anomalnih povišanj s cinkom. Vsebnost tega elementa je v mejah geokemičnega praga za karbonatne kamenine — pod 20 μg g Zn.

Profil Log pod Mangartom (20 vzorcev): V geokemičnem pogledu se v tem profilu kažejo občutne razlike med svetlim cordevolskim dolomitom v talnini in temnim julsko-tuvalskim apnencem, kateremu pripada večji del profila. Cordevolski dolomit (4 preiskani vzorci) vsebuje 400—2000 μg g Fe, 40—75 μg g Mn in 200—325 μg g Na, medtem ko se gibljejo vsebnosti teh elementov pri apnencu v naslednjih mejah — Fe 0,15 do 1,46% (povprečno okrog 0,4%), Mn 55 do 465 μg g (povprečno 180 μg g) ter Na med 120 in 360 μg g (povprečno okrog 150 μg g). Vse te vrednosti so približno istega vrstnega reda kot pri vzorcih iz profila Tamar, kar pa je tudi razumljivo, saj gre v obeh primerih za enako okolje sedimentacije. Nekoliko nižjo vsebnost naštetih metalov

v profilu Log pod Mangartom lahko tolmačimo z višjo vsebnostjo karbonata v vzorcih oz. z nižjim deležem nekarbonatne primesi (ta se giblje med 16,9 in 1,2 %, poprečno pa znaša okrog 5 %). Tudi pri teh vzorcih soodvisnost med vsebnostjo železa in mangana ni posebno izražena. Razmerje Fe Mn se giblje v mejah med 10 1 do 20 1. Delež MgO znaša v čistem, nedolomitiziranem apnencu do 1,2 %, kar tudi tu odgovarja nizko-magnezijevemu kalcitu z do 6 mol % MgCO₃. Mineralizacije s cinkom ne opazujemo kljub Pb-Zn orudjenju cordevolskega dolomita iz talnine profila (lokalnost Gornji stan). Vsi preiskani vzorci vsebujejo cink v mejah geokemičnega praga.

Zaključek

Raziskano ozemlje leži v zahodnem delu Julijskih Alp med Predelom in Tamarjem. Pretežno je zgrajeno iz zgornjetriadnih karbonatnih kamenin, jurski in kredni apnenec pa zasledimo v luskasti zgradbi Mangartskega sedla. Izrazit alpski relief pokrajine je razen s karbonatno sestavo kamenin pogojen tudi s številnimi prelomi in ledenišskimi dolinami. Posebno pozornost pri raziskavah smo namenili karnijskim plastem, točneje julsko-tuvalskemu karbonatno-klastičnemu kompleksu v dveh profilih — Tamar in Log pod Mangartom.

Talnina julsko-tuvalskega zaporedja pripada več sto metrov debeli skladovnici cordevolskega dolomita. V dolini Tamarja je dolomit bolj debelo-plastovit do masiven in z lokalnimi plastmi apnenca, južneje v okolici Mangarta pa je tankoplastovit in razvit popolnoma dolomitno. Med fosili je v apnencu in dolomitu pomembna predvsem alga *Diplopora annulata* Schafhäutl; manj je foraminifer, ostrakodov in polžev. Dolomit je zelo čist (preko 98 % karbonata), svetlo sive barve in pogosto precej rekristaliziran. Po strukturi pripada biointramikritu in intrapelmikritu, ki ga večkrat prekinjajo stromatolitne, onkoidne in loferitne plasti. Cordevolske plasti so se odlagale v plitvem in mirnem sublitoralnem ter litoralnem okolju. Dolomitizacija je delno zgodnjedelno pa kasnodiaogenetskega značaja. V rudišču Rabelj, 6 km zahodno od Mangarta, je cordevolski dolomit glavni nosilec svinčevo-cinkovega orudjenja in ga imenujejo tudi »rudonosni dolomit«. Na jugoslovanski strani Mangartskega masiva opazujemo manjše pojave cinka in barita le pri Gornjem stanu.

Karnijske plasti julsko-tuvalskega zaporedja (»rabeljske plasti«) so zaradi svoje temne barve in karbonatno-klastičnega razvoja že makroskopsko značilen litološki člen, ki se morfološko razlikuje od okolnega svetlega apnenca in dolomita. Zaradi bogate favne so bile te plasti že v preteklosti predmet številnih, predvsem paleontoloških in biostratigrafskih raziskav.

Mikrofacialne analize julsko-tuvalskih plasti kažejo, da gre tako v Tamarju kot v Logu pod Mangartom za precej enoten in monoton razvoj oziroma za enotno sedimentacijsko okolje. Zato lahko razširimo pojem »tamarska formacija«, ki ga je uvedel A. Ramovš (1981) tudi na karbonatno-klastične plasti v okolici Loga pod Mangartom. Različna je deloma makrofosilna združba ter debelina julsko-tuvalske skladovnice, ki je v Tamarju precej debelejša. Pomembno pa je, da pri Logu pod Mangartom nismo zasledili dolomita z rožencem. Za oba profila je značilno menjavanje plastovitega, temno olivno sivega

lapornatega apnenca s tanjšimi plastmi laporja in glinovca. Delež karbonata v apnencu se giblje med 61 in 97 %, s povprečjem okrog 90 %. Večkrat kažejo apnenčeve plasti budinažasto teksturo. Po strukturi je apnenec biomikriten z močno spremenljivim deležem fosilov (»mudstone« do »packstone«). Med fosili prevladujejo školjke in foraminifere, manj pa je polžev, ehinodermov, alg in ostrakodov. Školjke, posebno vrsta *Lopha montiscaprilis* (Klipstein) in majhne megalodontide, so mestoma tako pogostne, da tvorijo prave lumakele. Posamezne plasti apnenca so dolomitizirane. Delež dolomitnih romboedrov, ki so produkt kasnodiaogenetske dolomitizacije, cenimo na 2—20 %. V redkih plasteh apnenca opazujemo drobne korozijske votline, ki kažejo na občasne lokalne okopnitve znotraj sedimentacijskega bazena.

Laporne plasti imajo precej enotno kvalitativno mineralno sestavo, precej pa je spremenljiv delež karbonatov; ta se giblje med 23 in 76 %. Med minerali glin prevladuje illit nad kloritom in montmorillonitom. V vrhnjem delu zaporedja v Tamarju vsebuje lapor tudi precej organske snovi, tako da je črne barve in ga terensko imenujemo kar »premoški lapor«. Iz dveh plasti laporja v profilu Log pod Mangartom smo raziskali tudi združbo palinomorf. Elementa združbe *Patinasporites densus* in *Partitisporites maljawkinae* določata kronocono *densus-maljawkinae*, ki v Alpah obsega julsko podstopnjo. V združbi prevladuje palinoflora suhe in tople klime.

Mikropaleontološka raziskava karnijskih plasti v Tamarju in Logu pod Mangartom je pokazala, da vsebujejo sedimenti na obeh raziskanih območjih enako mikrofosilno združbo foraminifer, v kateri najpogosteje nastopajo oblike: *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Pilamminella kuthani* (Salaj), *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. in *Ophthalmidium* sp. Algi *Poikiloporella duplicata* (Pia) in *Clypeina besici* Pantič, ki sta vodilni za julsko podstopnjo, smo našli le v Tamarju, kar pa pripisujemo le slučajju, saj je bilo sedimentacijsko okolje obeh raziskanih zaporedij plasti podobno.

Energijski indeks preiskanih vzorcev je nizek do zelo nizek. Apnenec se je odlagal v zelo plitvem zaprtem šelfu oziroma laguni z redukcijskimi razmerami, karbonatno sedimentacijo pa je občasno prekinjal dotok detritične komponente. Na redukcijske pogoje znotraj sedimenta sklepamo tudi po piritnem pigmentu ter po geokemičnih parametrih. Apnenec vsebuje relativno visok delež železa (do 2,2 %, poprečno 0,8 %), mangana (poprečno 250 µg/g) in tudi natrija (140—465 µg/g), medtem ko je vsebnost cinka v mejah geokemičnega praga za karbonatne kamenine (pod 20 µg/g Zn). Tako mikrofacionalno kot litološko pa predstavljenih plasti iz Tamarja in Loga pod Mangartom ne moremo primerjati z enako starimi plastmi na Vršiču (B. Jurkovšek et al. 1984); pri slednjih gre za globaljevodni ekvivalent karnijskega zaporedja, ki se je odlagal znotraj slovenskega jarka.

V krovni julsko-tuvalske karbonatno-klastične skladovnice v Tamarju in Logu pod Mangartom leži konkordantno plastoviti dolomit, ki je v spodnjem delu verjetno še karnijske starosti. Le-ta navzgor zvezno prehaja v debelo skladovnico dachsteinskega apnenca, ki gradi pretežni del Julijskih Alp.

Carnian beds at Tamar and at Log pod Mangartom

The investigated territory is situated in the western part of the Julian Alps, between Predel and Tamar (Fig. 1). It is composed largely of Upper Triassic carbonate rocks, while the Jurassic and Cretaceous limestone occurs in the nappe structure of the Mangartsko sedlo. The outspoken alpine character of the landscape is conditioned by the carbonate composition of the rocks, as well as by numerous faults, and by glacial valleys. A special attention has been given in the investigation to Carnian beds, or, more accurately, to the Julian-Tuvalian carbonate clastic complex, in two profiles, Tamar and Log pod Mangartom.

The rocks underlying the Julian-Tuvalian sequence belong to the several hundred meters thick succession of Cordevolian dolomite. In the Tamar valley dolomite is thickly layered to massive with local limestone layers, while it is in the surroundings of Mangart thin layered and entirely dolomitic. Among the fossils in limestone and dolomite mainly the alga *Diplopora annulata* Schafhäütl is important; less frequent are foraminifers, ostracods and gastropods. Dolomite is of very high purity (above 98% carbonate), light grey and often considerably recrystallized. It belongs to biointramicrite and intrapelmicrite which are often interrupted by stromatolitic, oncoidal and loferitic layers. The Cordevolian beds were deposited in shallow, quiet sublittoral and littoral environment. Dolomitization is partly of early, and partly of late diagenetic character. In the Rabelj (Cave di Predil) ore deposit 6 km west of Mangart the Cordevolian dolomite is the principal host rock of lead and zinc ore. There it is also called the "ore-bearing dolomite". On the Yugoslav side of the Mangart massif occur smaller showings of zinc and barite only at Gornji stan (Fig. 3).

Carnian beds of the Julian-Tuvalian succession (the "Rabelj Beds") are due to their dark color and carbonate-clastic development already macroscopically a characteristic lithological member which is morphologically easy to distinguish from the surrounding light colored limestone and dolomite. For the reason of rich fauna these beds were in the past an object of numerous investigations, mostly of paleontological and biostratigraphical character (K. Peters 1856, C. Diener 1884, F. Kossmat 1913, A. Winkler-Hermaden 1936, I. Rakovec 1951, R. Selli 1963, M. Miknić 1978, A. Ramovš 1981 and 1985).

Microfacial analyses of Julian-Tuvalian beds indicate at Tamar (profile Crna voda, Figs. 3—9), as well as at Log pod Mangartom (Figs. 10—13) a considerably uniform and monotonous development, respectively a similar depositional environment. Therefore the term "Tamar Formation" which was introduced by A. Ramovš (1981) can be extended also to carbonate-clastic beds in the surroundings of Log pod Mangartom.

Different between the two areas is in part the macrofossil association and the thickness of the Julian-Tuvalian sequence which is much higher at Tamar. It is important, however, that at Log pod Mangartom no dolomite containing chert was detected. Characteristical of both profiles is interbedding of layered, dark olive gray marly limestone with thinner layers of marl and shale. Amount

of carbonate in the limestone varies between 61 and 97 %, with an average of about 90 %. The limestone beds often show boudinage structure. According to texture, limestone is biomicritic with a highly variable content of fossils (mudstone to packstone). Among fossils predominate pelecypods and foraminifers, less frequent are gastropods, echinoderms, algae and ostracods. Small megalodontid shells are in places so abundant that they form true lumachelles. Certain limestone beds are dolomitized. Proportion of dolomite rhombohedrons which are a product of late diagenetic dolomitization is estimated at 2–20 %. In rare limestone beds can be observed small corrosion vugs which are an indication of temporary local emergences within the depositional basin.

The qualitative mineralogical composition of the marl beds is rather uniform, but the amount of carbonates is of considerable variability, between 23 and 76 %. Among the clay minerals predominates illite above chlorite and montmorillonite. In the upper part of the succession at Tamar marl contains also a considerable proportion of organic matter, and it is of black color, so that it is referred to in the field simply as "the coal marl". In two beds of marl in the profile at Log pod Mangartom the association of palynomorphs was studied (Fig. 14). The elements of the association *Patinasporites densus* and *Partitisporites maljawkinae* determine the *densus-maljawkinae* chronozone which comprises in the Alps the Julian substage. In the association prevails the palynoflora of dry and warm climate.

The micropaleontological investigation of Carnian beds at Tamar and Log pod Mangartom showed in the sedimentary beds of both investigated areas the same microfossil association of foraminifers in which occur most frequently the forms: *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Pilaminella kuthani* (Salaj), *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., and *Ophthalmidium* sp. Algae *Poikiloporella duplicata* (Pia) and *Clypeina besici* Pantić which is leading for the Julian substage were found only at Tamar; this is attributed only to chance, since the sedimentary environment of both investigated successions of beds are similar.

The energy index of investigated samples is low to very low. Limestone was deposited in very shallow restricted shelf respectively in lagoon with reducing conditions. The carbonate deposition was temporarily interrupted by supply of detritic component. Reducing conditions within the sediment are indicated also by pyritic pigment and by geochemical parameters. Limestone contains a relatively high amount of iron (up to 2.2 %, on the average 0.8 %), manganese (average 250 $\mu\text{g/g}$) and also sodium (140–465 $\mu\text{g/g}$), while contents of zinc vary in the limits of the average abundance in carbonate rocks (below 20 $\mu\text{g/g}$).

Microfacially and lithologically the presented beds from Tamar and Log pod Mangartom can not be compared with the beds of the same age at Vršič (B. Jurkovšek et al. 1984); the latter are the deeper marine equivalent of the Carnian succession which was deposited within the Slovenian trough.

The Julian-Tuvalian carbonate-clastic succession at Tamar and Log pod Mangartom is overlain conformingly by layered dolomite which is in its lower

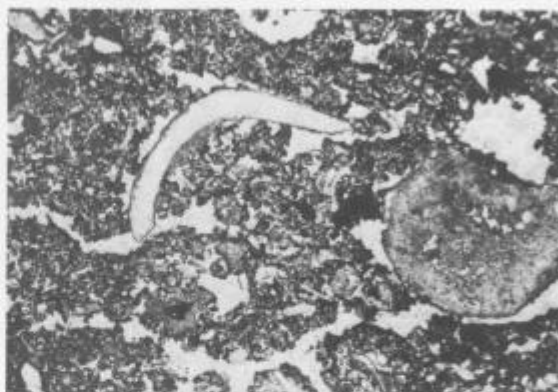
part most probably still of Carnian age. Upwards it continuously passes into the thick succession of the Dachstein limestone of which most of the Julian Alps are composed.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1 — Fig. 1

Rekristalizirani intrabiomikritni dolomit (packstone) z izsušitvenimi porami in fosili (školjke in skeletne alge). 8×, cordevolske plasti, Log pod Mangartom

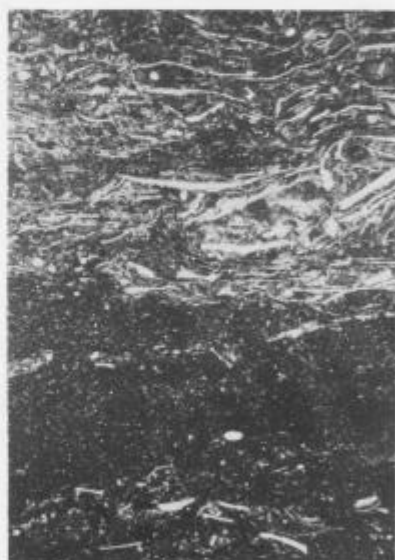
Recrystallized intrabiomicritic dolomite (packstone) with desiccation pores. Pelecypod shells and skeletal algae are present among fossils. 8×, Cordevolian succession, Log pod Mangartom



Sl. 2 — Fig. 2

Biomikritni apnenec s številnimi školjkami in polži (packstone). 8×, vzorec 26, Tamar—Črna voda

Biomicritic limestone with numerous pelecypod and gastropod shells (packstone). 8×, Sample 26, Tamar—Črna voda



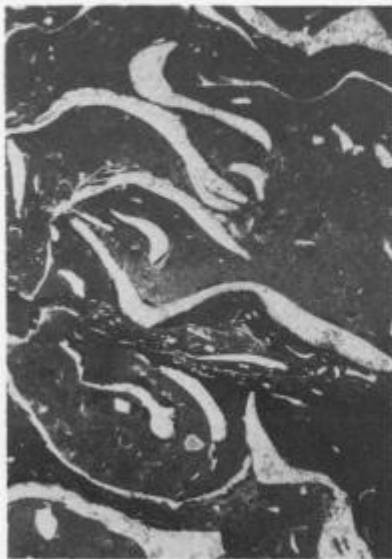
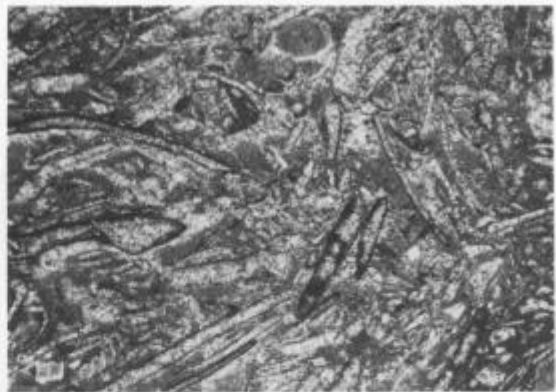
Sl. 3 — Fig. 3

Kontakt biomikritnega in mikritnega apnenca znotraj julskega zaporedja. 6×, Tamar—Črna voda

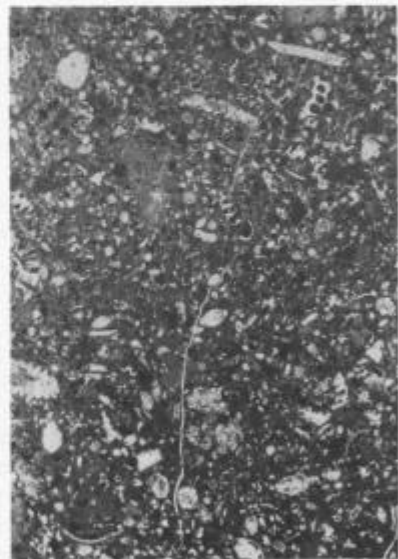
Biomicrite-micrite contact in the Julian succession. 6×, Tamar—Črna voda

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 — Fig. 1
Lumakela školjčnih lupin ter posamezne ploščice ehinodermov. 12 ×, vzorec 36, Log pod Mangartom
Lumachelle of pelecypod shells and echinoid plates. 12 ×, Sample 36, Log pod Mangartom



Sl. 2 — Fig. 2
Detajl biomikritnega apnenca (packstone) s skeleti debelolupinskih školjk in s stilolitnimi šivi. 6 ×, vzorec 37, Tamar—Črna voda
Detail of biomicritic limestone (packstone) with thick-shelled pelecypods and stylolites. 6 ×, Sample 37, Tamar—Črna voda



Sl. 3 — Fig. 3
Biopelmikritni apnec z rekrystaliziranimi foraminiferami in skeletnimi algami. 15 ×, julsko-tuvalske plasti, Tamar—izvir Nadiže
Biopelmicritic limestone with recrystallized foraminifers and skeletal algae. 15 ×, Julian-Tuvalian succession, Tamar—Nadiža source

Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1 — Fig. 1

Biomikritni apnenec (packstone) s številnimi skeleti školjčnih lupin. 8 ×, vzorec 26 B, Log pod Mangartom

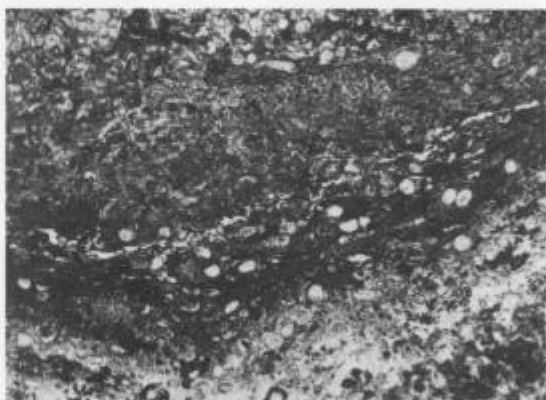
Biomictic limestone (packstone) with numerous skeletons of pelecypod shells. 8 ×, Sample 26 B, Log pod Mangartom



Sl. 2 — Fig. 2

Apnenec z neizrazito stromatolitno strukturo in skeleti ostrakodov. 20 ×, vzorec 23, Log pod Mangartom

Stromatolitic limestone of poorly expressed stromatolitic texture with ostracod skeletons. 20 ×, Sample 23, Log pod Mangartom



Sl. 3 — Fig. 3

Mikrosparitni dolomit z rekristaliziranimi foraminiferami in skeleti moluskov. Črna polja — pirit. 15 ×, vzorec 2, Log pod Mangartom

Microsparitic dolomite with recrystallized foraminifers and mollusk shells. Black fields — pyrite. 15 ×, Sample 2, Log pod Mangartom

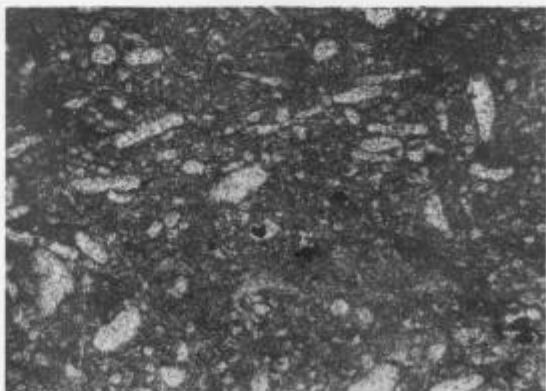
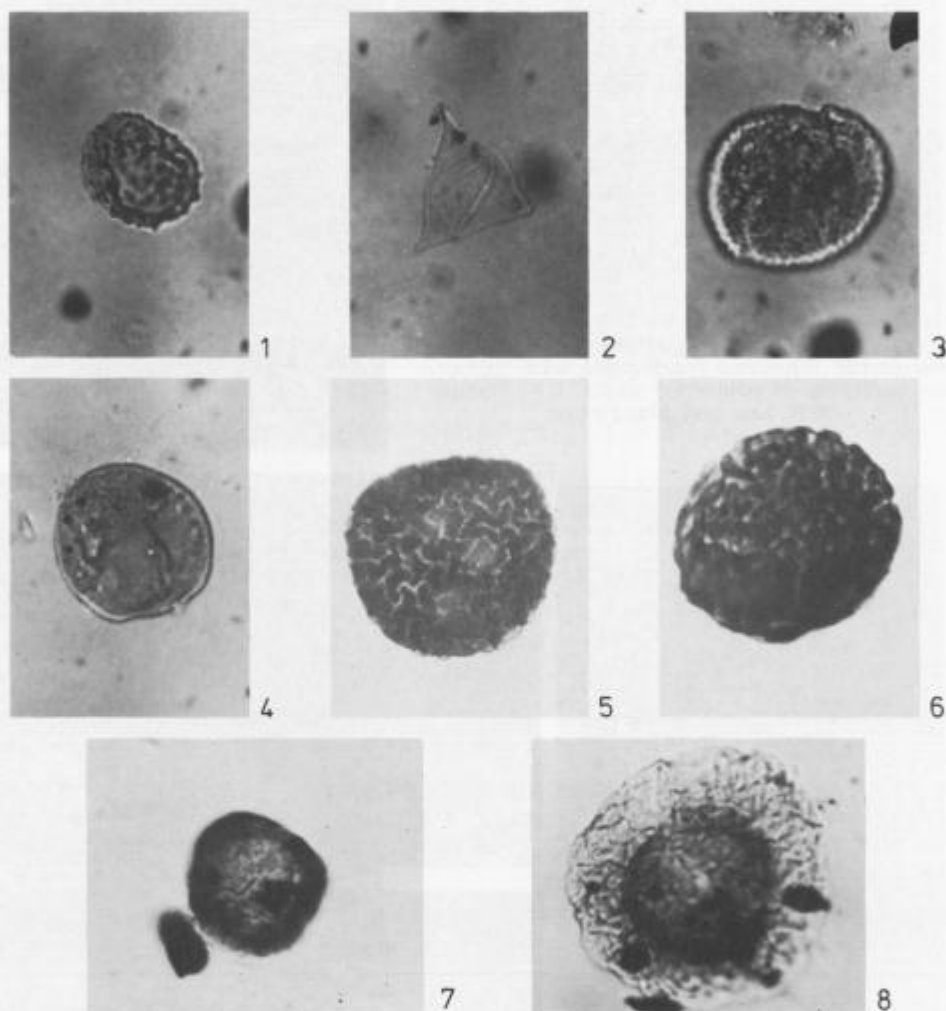


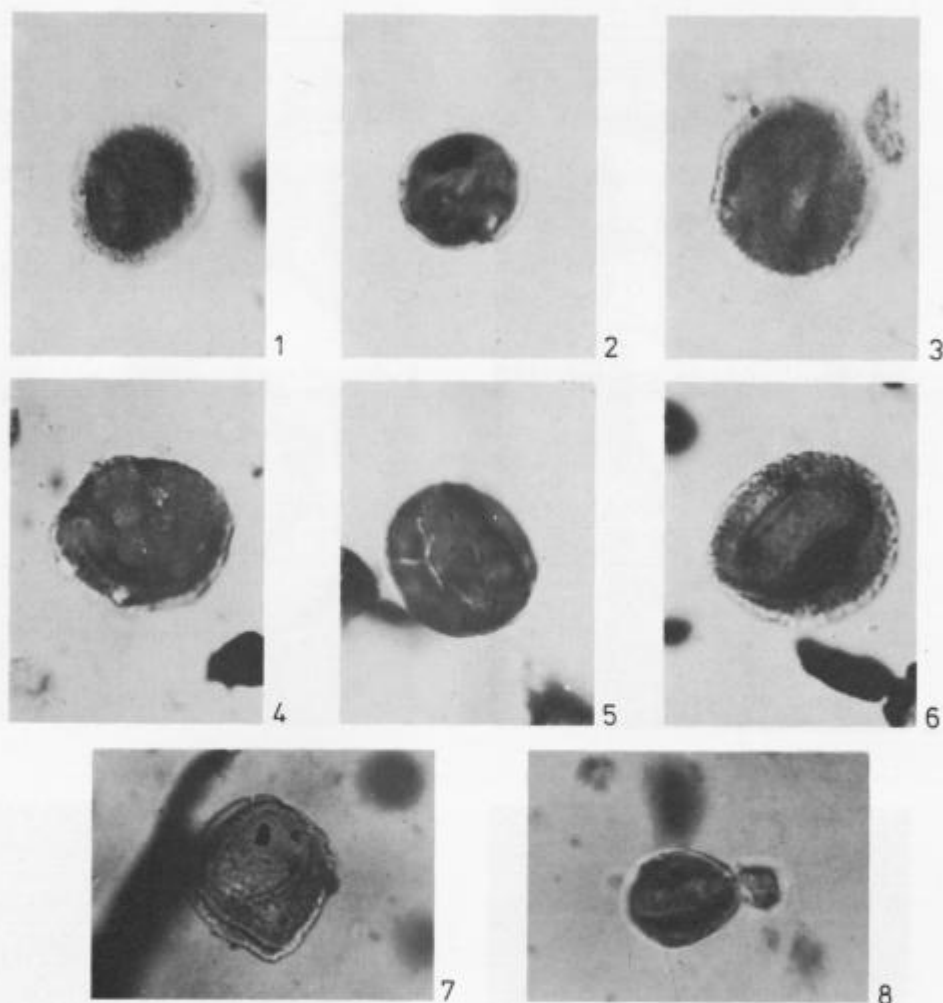
Tabla 4 — Plate 4



Log pod Mangartom
Karnij, jul — Carnian, Julian

- 1 *Baltisphaeridium* sp., 600 ×
- 2 *Veryhachium* sp., 600 ×
- 3 *Dictyotidium tenuiornatum* Eisenack, 600 ×
- 4 *Todisporites minor* Couper, 600 ×
- 5 *Lycopodiacidites kokenii* Van der Eem, 600 ×
- 6 *Sellaspora rugoverrucata* Van der Eem, 600 ×
- 7 *Densosporites* sp., 600 ×
- 8 *Patinasporites densus* (Leschik) Scheuring, 600 ×

Tabla 5 — Plate 5



Log pod Mangartom
Karnij, jul — Carnian, Julian

- 1 *Enzonalasporites vigens* Leschik, 600 ×
- 2 *Enzonalasporites* sp. 1, 600 ×
- 3 *Enzonalasporites* sp. 2, 600 ×
- 4 *Praecirculina granifer* Leschik, 600 ×
- 5 *Partitisporites maljawkinae* (Klaus) Van der Eem, 600 ×
- 6 *Partitisporites verrucosus* (Praehauser Enzenberg) Van der Eem, 600 ×
- 7 *Duplicisporites granulatus* Leschik, 600 ×
- 8 *Cycadopites* sp., 600 ×

Tabla 6 — Plate 6

Planica

Karnij; cordevol — Carnian; Cordevolian

- 1 *Diplopora annulata* Schafhüttl, *Diploporina astrofimbriata* Kristan-Tollmann, 20 ×
2 *Diplopora annulata* Schafhüttl, 20 ×
3, 4 *Diploporina astrofimbriata* Kristan-Tollmann, 65 ×



1



2



3



4

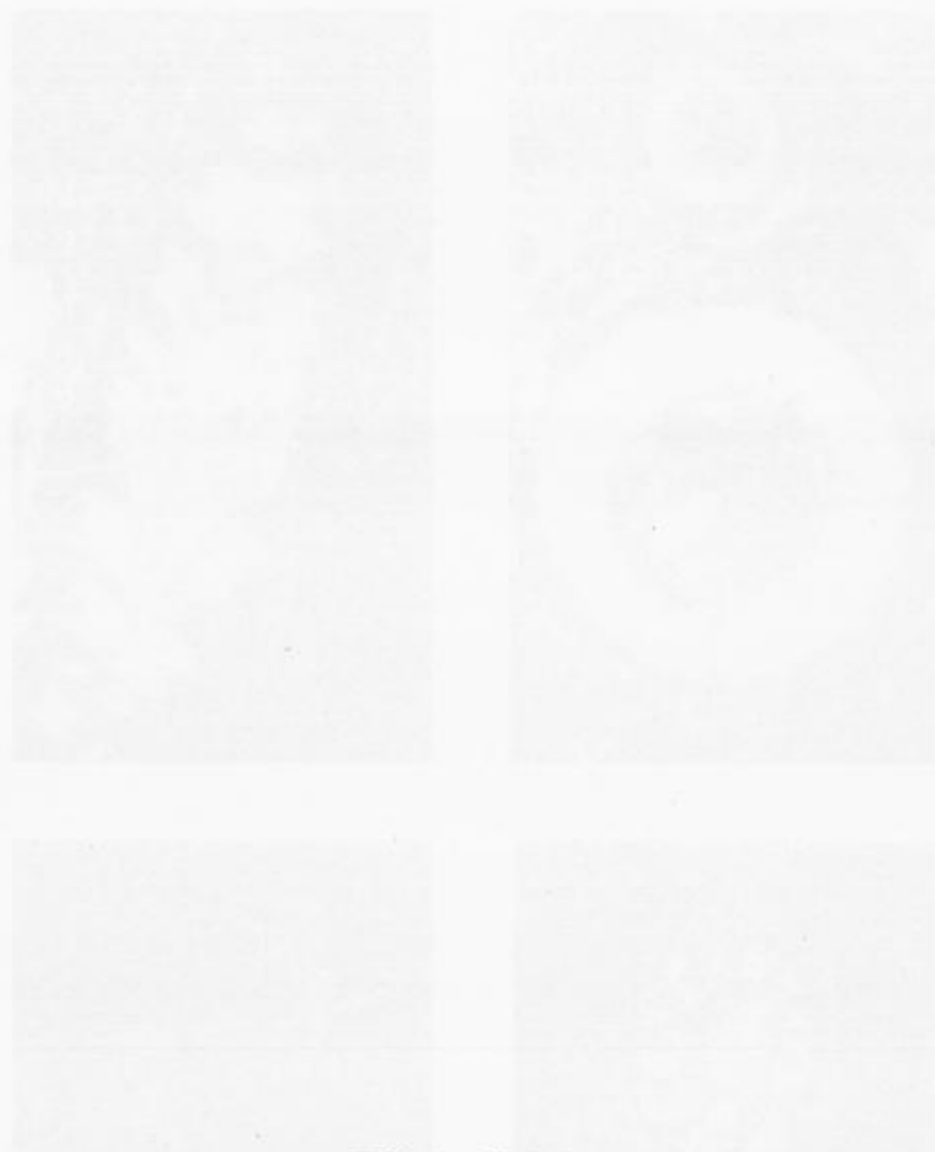


Tabla 7 — Plate 7

Profil Tamar (Crna voda) — Profile Tamar (Crna voda)
Karnij; jul-tuval — Carnian; Julian-Tuvalian

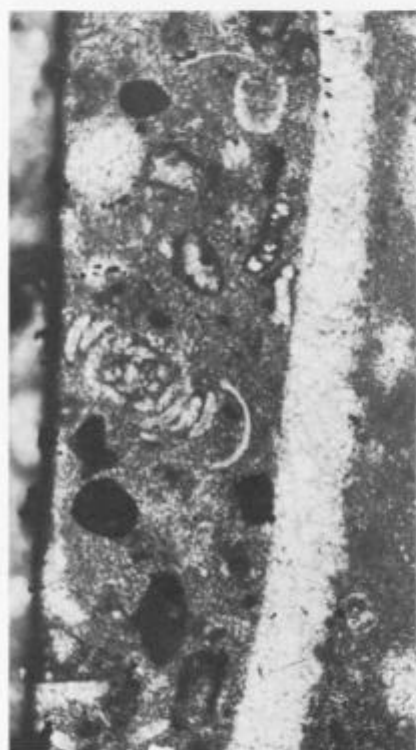
- 1 *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., 40 ×
- 2 *Pilamminella kuthani* (Salaj), 65 ×
- 3 *Pilamminella kuthani* (Salaj), *Glomospirella* sp., 50 ×
- 4 *Poikiloporella* sp., *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, 20 ×



1



2



3



4

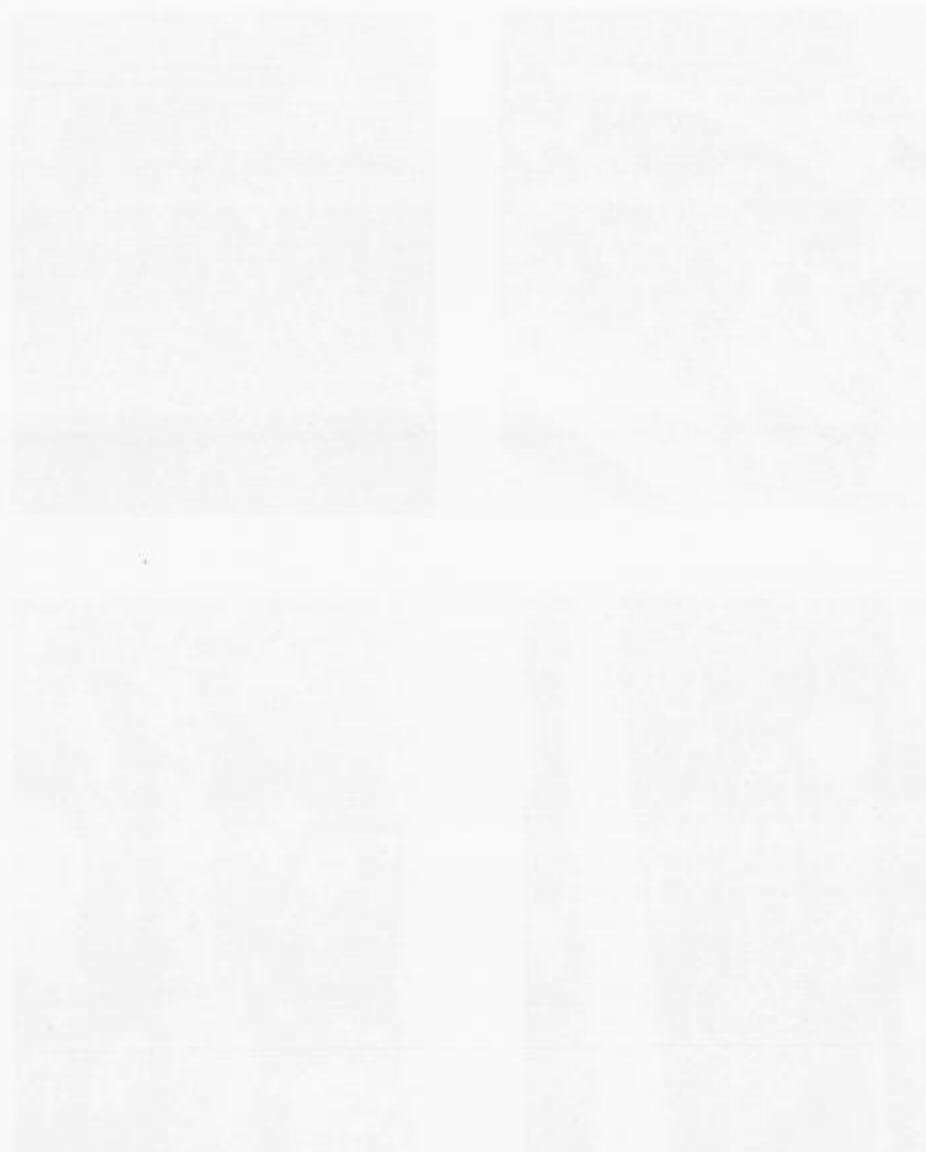
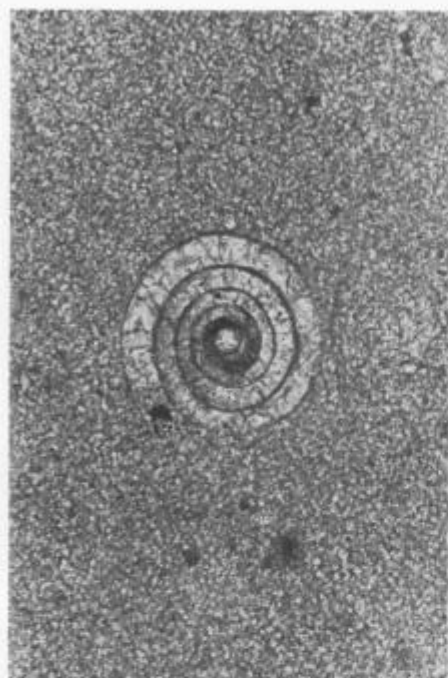


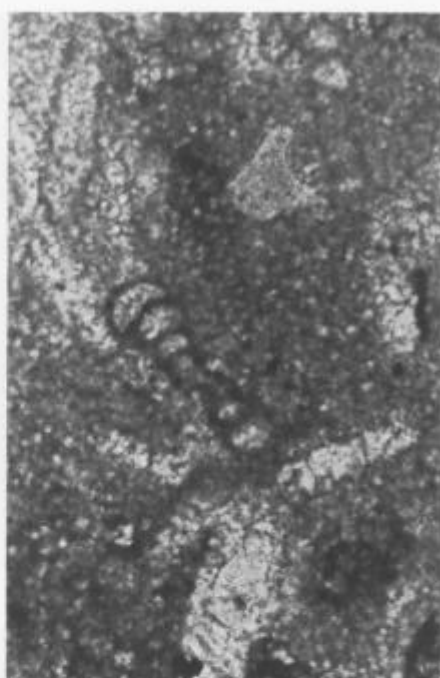
Tabla 8 — Plate 8

Profil Tamar (Črna voda) — Profile Tamar (Črna voda)
Karnij; jul-tuval — Carnian; Julian-Tuvalian

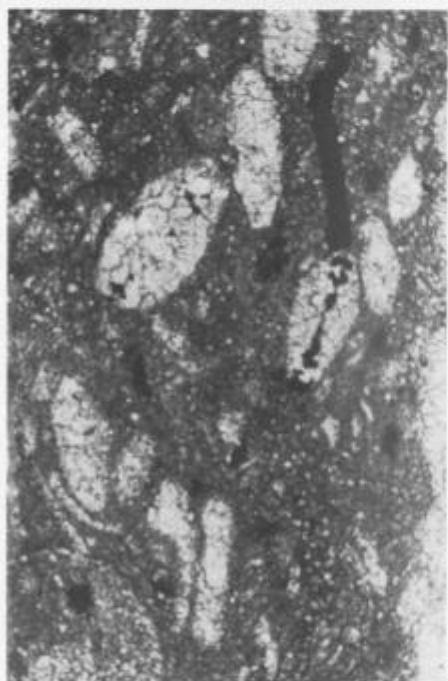
- 1, 2 *Ammodiscus parapriscus* Ho, 150 ×
- 3 *Aulotortus sinuosus* Weyschenk, 40 ×
- 4 *Aulotortus sinuosus* Weyschenk, *Agathammina* sp., *Glomospirella* sp., 40 ×



1



2



3



4

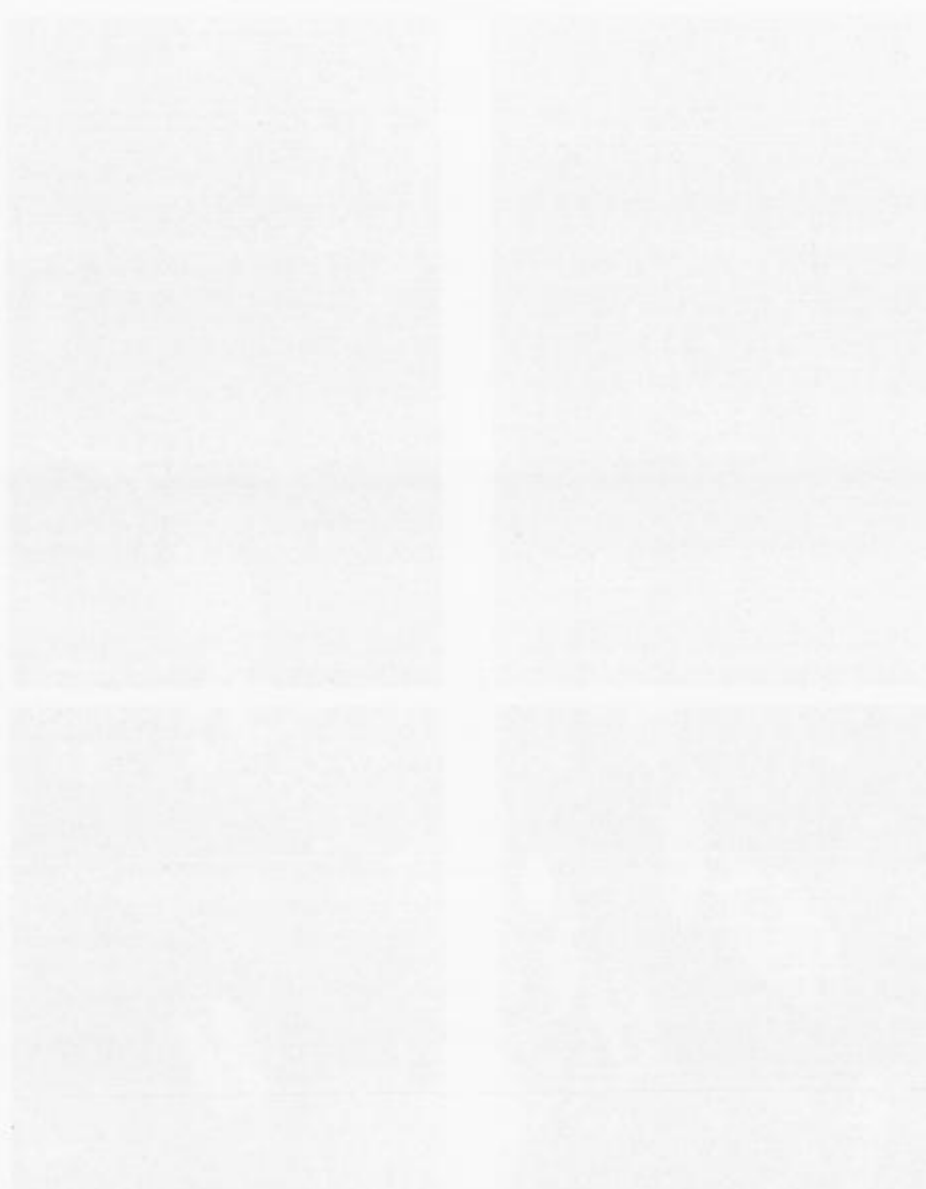


Tabla 9 — Plate 9

Profil Tamar (Nadiža) — Profile Tamar (Nadiža)
Karnij; jul-tuval — Carnian; Julian-Tuvalian

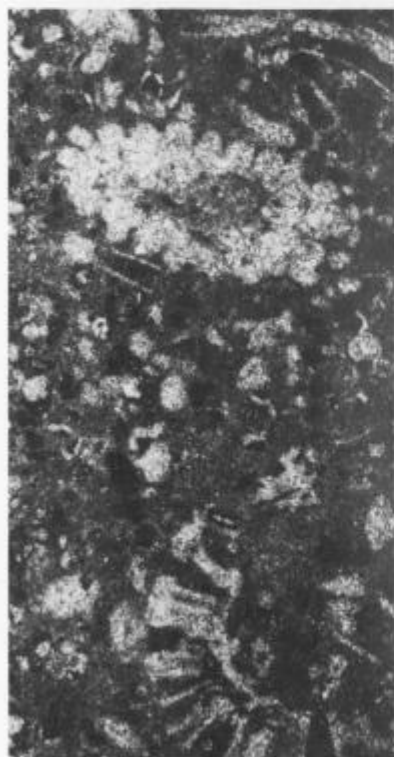
- 1 *Pilamminella kuthani* (Salaj), 65 ×
- 2 *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, 85 ×
- 3, 4 *Poikiloporella duplicata* (Pia), *Clypeina besici* Pantič, 20 ×



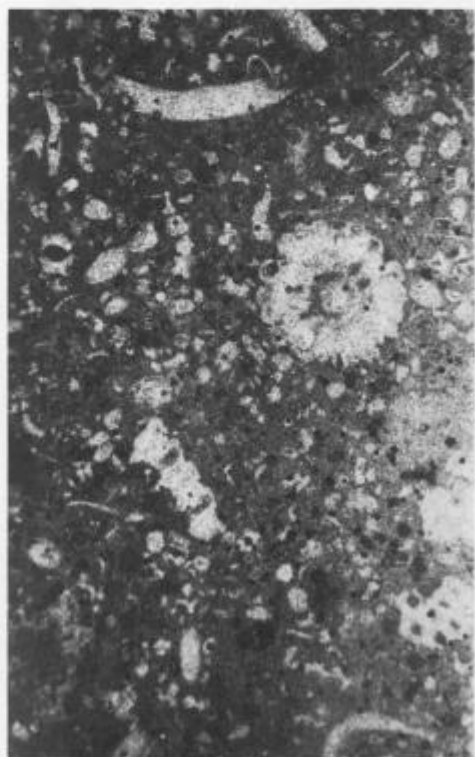
1



2



3



4

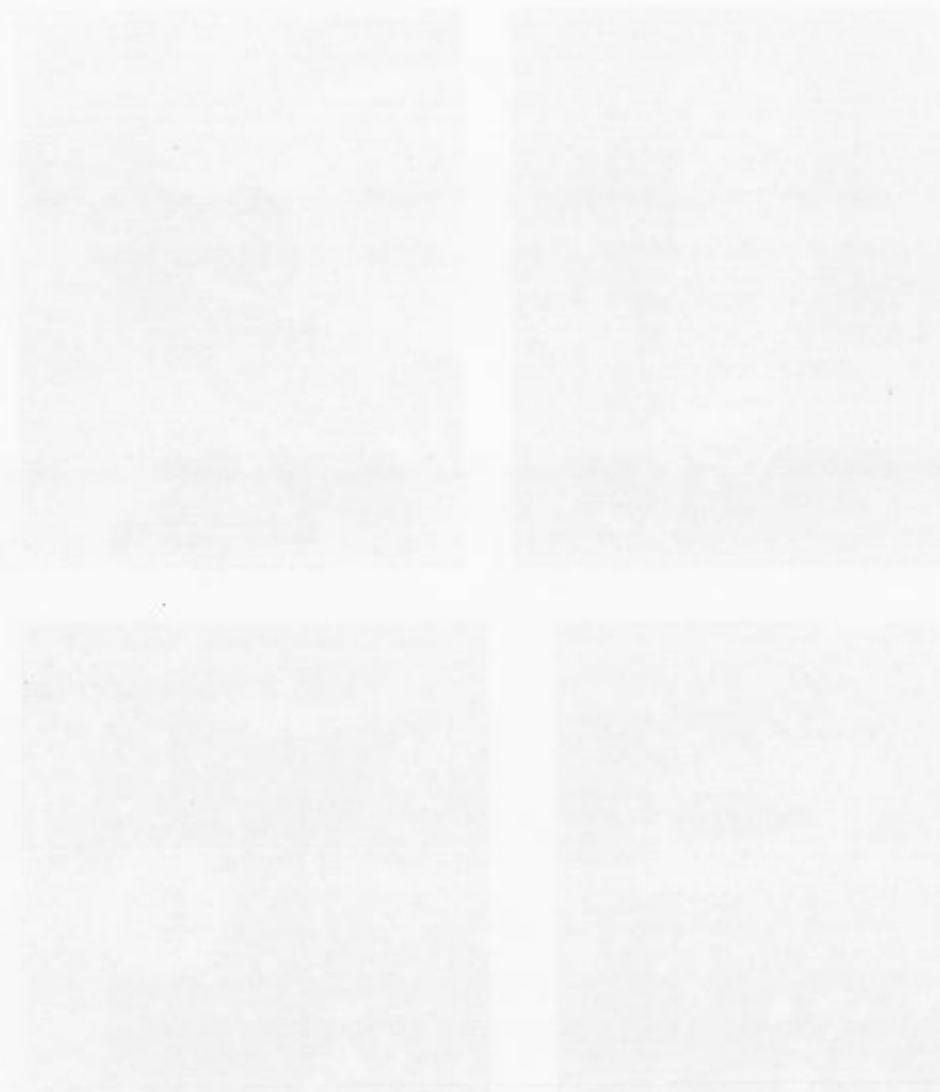


Tabla 10 — Plate 10

Profil Log pod Mangartom — Profile Log pod Mangartom
Karnij; jul-tuval — Carnian; Julian-Tuvalian

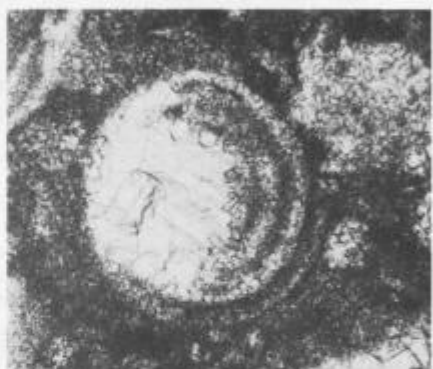
- 1 *Nodosaria ordinata* Trifonova, *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, 100 ×
- 2 *Nodosaria ordinata* Trifonova, 65 ×
- 3 *Permodiscus pragsoides* Oberhauser, 65 ×
- 4 *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Agathammina* sp., mikrogastrópod, 40 ×



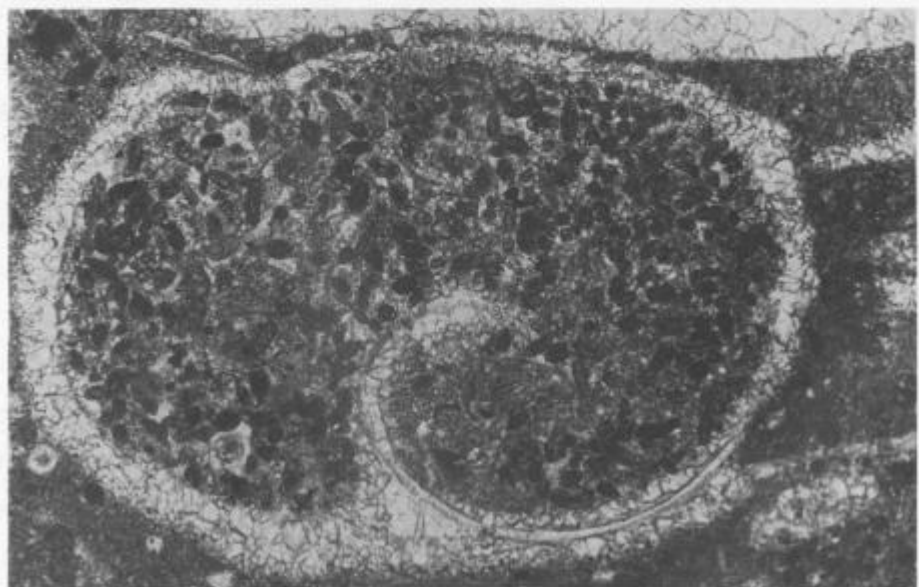
1



2



3



4

Literatura

- Bystrický, J. 1964, Slovenský kras. Vyd. Geol. Ust. D. Štúra, 1—204, Bratislava.
- Bystrický, J. 1982, The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and their relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica nappe (the West Carpathians Mts., Slovakia). Geol. Zborn., Geologica carpathica, 33, 4, 437—462, Bratislava.
- Chatalov, G. & Trifonova, E. 1975, Microfacies in the Triassic carbonate rocks in the Teteven anticlinorium. Rev. Bul. Geol. Soc., 3, 3—9, Sofia.
- Diener, C. 1884, Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen. Jb. Geol. R. A., 34, 659—706, Wien.
- Dunham, R. J. 1962, Classification of Carbonate Rocks according to depositional Texture. In: Ham W. E. (ed.) — Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 1, 108—122, Tulsa.
- Gaździcky, A. 1974, Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta geol. pol., 24, 17—96, Warszawa.
- Gušić, J. 1975, Upper Triassic and Liassic Foraminiferida of Mt. Medvednica, Northern Croatia. Paleont. jugoslavica, 15, 1—45, Zagreb.
- Herak, M. 1950, Ladinische Dasycladaceae Jugoslavije i njihovo stratigrafsko značenje. Rad. Jug. akad., knj. 280, 115—141, Zagreb.
- Herak, M. 1964, Comparative Study of some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. Geol. vj., 18/1, 3—31, Zagreb.
- Ho, J. 1959, Triassic foraminifera from the Chialingchiang Limestone of South Szechuan. Acta paleont., Pékin. 405—418, Pékin (po katalogu).
- Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., Jelen, B., Šribar, L. in Stojanovič, B. 1984, Geološka zgradba ozemlja južno od Vršiča s posebnim ozikom na razvoj karnijskih plasti. Rudarsko-metalurški zbornik, 31, 301—334, Ljubljana.
- Klaus, W. 1960, Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 5, 107—184, Wien.
- Koehn-Zaninetti, L. 1969, Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almtal (Haute-Autriche). Jb. Geol. B. A., 14, 1—155, Wien.
- Koehn-Zaninetti, L. & Brönnimann, P. 1968, *Angulodiscus ? gaschei*, n. sp., un Foraminifère de la Dolomie principale des Alpes Calcaires septentrionales (Autriche). C. R. Sci. SPHN, NS, 2, 1, 74—80, Genève.
- Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien 6, 61—165, Taf. (1) III, (2) IV, Wien.
- Kristan-Tollmann, E. & Tollmann, A. 1964, Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm — Mesozoikum (Kärnten). Mitt. Geol. Ges., v. 56, n. 2, 539—589, Wien.
- Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H. 1964, Protista 2; Sarcodina; chiefly »Thecamoebians« and Foraminiferida. — In: Moore, R. C. (Ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, C. XXXI + 906, 653. sl. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press.
- Miknić, M. 1978, Lamellibranchiata torskih slojeva (trijas, karnik) Ilovec potoka pod Mangartom u Julijskim Alpama. Geol. vj., 30, 481—483, Zagreb.
- Oberhauser, R. 1964, Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen *Permodiscus*, *Trocholina* und *Triasina* in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Arhaedisciden. Verh. Geol. Bundesanst., 2, 196—209, Wien.
- Ott, E. 1968, Zur Nomenklatur obertriadischer Kalkalgen, besonders der Gattungen *Heteroporella* Praturlon und *Poikiloporella* Pia (Dasycladaceae). Mitt. Bayer. staattssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 253—262, München.
- Pantić, S. 1965, *Clypeina bešići* sp. nov. iz trijaskih sedimenata spoljašnjih Dinarida. Geol. glas., knj. 4, 133—141, Titograd.
- Pantić, S. 1974, Contributions to the stratigraphy of the Triassic of the Prokletije Mountains. — Zav. Geol. Geof. istraž. Ves., A, 31/32, 135—150, Beograd.
- Pantić, S. 1975, Trijaskie mikrofacije Dinarida. Društvo za nauku i umj. Crne gore, odd. prirodnih nauka, knj. 4, 9—257, Titograd.

Pantić, S. & Rampnoux, J. P. 1972, Concerning the Triassic in the Yugoslavian Inner Dinarids (Southern Serbia, Eastern Montenegro): Microfacies, Microfaunas, an attempt to give a Paleogeographic Reconstitution. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 311—326, Innsbruck.

Peters, K. 1856, Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1855. Jb. Geol. R. A., 7, 629—691, Wien.

Pia, J. 1920, Neue Studien über die triadische Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Abhandlungen d. Zool.-bot. Gesellschaft 11/2, 1—263, Wien.

Rakovec, I. 1951, K paleogeografiji Julijskih Alp. Geogr. vestnik 23, 109—135, Ljubljana.

Ramovš, A. 1981, Nova spoznanja o razvoju julskih in tuvalskih plasti v severnih Julijskih Alpah. Rudarsko-metalurški zbornik, 28, 177—181, Ljubljana.

Ramovš, A. 1985, Geološke raziskave severnih Julijskih Alp in njihov biostratografski razvoj. Jeklo in ljudje. Jeseniški zbornik, 5, 391—428, Jesenice.

Salaj, J. 1976, On the phylogeny of Ammodiscidae Rumbler, 1985, Fischeriidae, Millet, 1898 and Involutinidae Buetschli, 1880 emend. Salaj, Biely and Bystrický, 1967 from the Central Carpathian Triassic of Slovakia. First Int. Symp. Benth. Foram. of Cont. Margins. Part B: Paleoecology and Biostratigraphy Maritime Sediments, Spec. publ. 1, 529—536, Halifax.

Salaj, J. 1978, Contribution à la microbiostratigraphie du Trias des Carpates occidentales tchécoslovaques. Act. du VI^e Coll. Afr. Micropal., Tunis, 1974, Ann. Mines. Geol., 28, 103—127, Tunis.

Salaj, J., Biely, A. & Bystrický, J. 1967, Trias Foraminiferen in den Westkarpaten. Geol. Prace, Spravy 42, 119—136, Bratislava.

Salaj, J., Borza, K. & Samuel, D. 1983, Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Geologický ústav Dionýza Štúra, 1—213, tab. 1—157, Bratislava.

Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E., 1972, Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 1—246, Bratislava.

Selli, R. 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Annali Museo Geol. Bologna. Ser. 2 a, Vol. 30, 1—136, Tav. 1—7, Bologna.

Trifonova, E. 1965, *Nodosaria ordinata* sp. nov. from the Upper Triassic in Bulgaria. Rev. Bulg. Geol. Soc., 2, 213—216, Sofia.

Trifonova, E. 1978, Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in Bulgaria. II. Ladinian and Carnian. Geol. Balcan., 8, 4, 49—64, Sofia.

Van der Eem, J. G. L. A. 1983, Aspect of Middle and Late Triassic Palynology. 6. Palynological investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the Western Dolomites, Italy. Rev. Palaeob. Palyn. 39 3—4: 189—300, Amsterdam.

Visscher, H. & Brugman, W. A. 1981, Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. Rev. Palaeob. Palyn. 34 1: 115—128, Amsterdam.

Visscher, H. & van der Zwan, C. J. 1981, Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic. Geol. Rundschau, Bd. 70, Hf. 2, 625—636, Stuttgart.

Weynschenk, R. 1956, *Aulotortus*, a new genus of Foraminifera from the Jurassic of Tyrol, Austria. Contr. Cush. Found. Foram. Res., 7 1, 26—28, Washington.

Winkler-Hermaden, A. 1936, Geologische Studien in den inneren Julischen Alpen. Min. Geol. Pal. Abt. B, 54—63, Stuttgart.

Zaninetti, L. 1976, Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse européen et asiatique. Riv. Ital. Paleont., 82, 1, 1—258, Milano.

Zaninetti, L. & Brönnimann, P. 1965, Étude morphologique et stratigraphique de l'espece type du genre *Aulotortus* Weynschenk. 1956. Arch. Sci. Genève, 18, 3, 699—705, Genève.

Zaninetti, L. & Brönnimann, P. 1974, Étude micropaléontologique comparée des Involutinidae (Foraminifères) des formations triassiques d'Elika, d'Espahk et de Nayband, Iran. Ecl. geol. Helv., 67, 2, 403—418, Basel.

Zaninetti, L. & Brönnimann, P. 1978, Enroulement et structures chez les Involutinidae Buetschli, les Archaeiscidae Cushman, et les Hemigordiopsidae Nikitina (Foraminifères). Not. Lab. Paleont. Univ., Genève, 2, 13—17, Genève.

Zapfe, H. 1983, Das Forschungsprojekt »Triassic of the Tethys Realm« (IGCP Proj. 4). Abschlussbericht. Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys — Trias. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 5, 7—16, Wien.

Sedimentologija in petrologija
Sedimentology and petrology

UDK 54.027:546.21.546.26:552.5:551.791:551.794(234.323.6) = 863

Izotopska sestava kisika in ogljika v recentnem sedimentu iz Blejskega jezera in v pleistocenski jezerski kredi Julijskih Alp

**The isotopic composition of oxygen and carbon of the recent
sediment from the Bled Lake and of the Pleistocene lacustrine chalk
from the Julian Alps**

Tadej Dolenc

Inštitut za geologijo pri FNT, VTOZD Montanistika, Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana
in Inštitut »Jožef Stefan«, Jamova 39, 61000 Ljubljana

Jože Pezdič

Inštitut »Jožef Stefan«, Jamova 39, 61000 Ljubljana

Bojan Ogorelec in Miha Mišič

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Izotopska sestava kisika in ogljika v recentnem sedimentu iz jezerske plitvine v jugozahodnem delu Blejskega jezera kaže, da gre za kemični sediment, to je za pravo jezersko kredo, ki nastaja večinoma z izločanjem kalcita v izotopskem ravnotežju s kisikom iz jezerske vode pri temperaturi med približno 5 °C in 18 °C. Povsem drugačna izotopska sestava kisika in ogljika pa je značilna za jezersko kredo iz nekaterih slovenskih nabajališč alpskega prostora. Ta je pretežno detritičnega izvora in ima podobno izotopsko sestavo obeh prvin kot mezozojski apnenci in dolomiti, ki so njene matične kamnine.

Abstract

The isotopic composition of oxygen and carbon in the recent sediment from the SW part of the Bled Lake indicates a chemical precipitate, the so-called lacustrine chalk, which was formed mostly by precipitation of calcite in isotopic equilibrium with oxygen from the lake water at temperatures between about 5 and 18 °C. An entirely different isotopic composition of oxygen and carbon is typical for the lake chalk from some deposits in Slovenia. The latter is most probably of detrital origin, and its isotopic composition of both chemical elements is the same as that of rocks which furnished the material for its formation.

Uvod

Recentni sediment iz Blejskega jezera so sedimentološko raziskovali F. M. Molnar in sodelavci (1978). Iz osrednjih delov obeh kadunj so analizirali vzorce 15 zajemov s površja jezerskega dna ter vzorce iz dveh 45 cm globokih jeder. Ugotovili so, da pripada sediment karbonatnemu glinastemu melju, ki vsebuje v zgornjih 3 centimetrih do 10,7 % organskega ogljika. Delež karbonata v raziskanih vzorcih se giblje med 55 in 79 %, kalcit močno prevladuje nad dolomitom. Nekarbonatno komponento sestavljajo minerali glin, kremen, glinenci ter skeletij diatomej. F. M. Molnar in sodelavci (1978) sklepajo, da je recentni sediment Blejskega jezera pretežno detritičnega izvora, za del kalcita pa predvidevajo možnost avtohtonega nastanka ob udeležbi vodnih rastlin, predvsem alg. Po analizah peloda cenijo, da je sediment do globine 45 cm mlajši od 400 do 500 let.

Za boljše razumevanje značilnosti in okoliščin recentne sedimentacije v Blejskem jezeru smo sklenili jezerski sediment še natančno izotopsko raziskati in tako dopolniti predhodne analize, ki so jih napravili F. M. Molnar in sodelavci (1978). V ta namen smo v letu 1983 masnospektrometrično analizirali izotopsko sestavo kisika in ogljika v recentnem sedimentu na lokaciji B-10. Ta je neposredno ob obali v jugozahodnem delu Blejskega jezera, kjer raste v plitvem zalivu precej trstičja (sl. 1). Za primerjavo smo analizirali tudi vzorce pleistocenske jezerske krede iz Radovne, Srpenice, Plužne pri Bovcu, jugozahodno od Mlinega, Bohinja in Planice (sl. 2).

Vzorčevanje

Vzorce recentnega sedimenta iz Blejskega jezera smo vzeli v profilu A-B s pomočjo steklenega valja, in sicer v globinah, 1, 2, 3 in 4 m (sl. 3). Vsi vzorci pripadajo belemu karbonatnemu blatu, ki vsebuje lupine in drobne hišice različnih polžev ter odlomke školjke *Anodonta cygnaea* (jezerska brezzobka).

Pri podvodnem kartiranju obrežnega predela jezera smo ugotovili, da doseže debelina recentnega sedimenta v profilu A-B do 60 cm. Globina vode v zalivu, kjer raste trstičje, znaša 50 do 80 cm, nato pa se v smeri proti otoku globina jezera hitro povečuje in doseže v osrednjem delu zahodne kotanje do 29,6 m. Na območju, kjer smo vzorčevali recentni sediment, smo opazili vse polno školjčnih lupin vrste *Anodonta cygnaea*, a le redke žive primerke. Razen sedimenta smo vzeli za izotopsko analizo tudi hišice različnih polžev in lupine jezerske brezzobke.

Vzorce jezerske krede iz Radovne smo vzeli iz 20 m globoke vrtine V-2, jezersko kredo iz Srpenice pa iz 23 m globoke vrtine C-8 in iz dnevnega kopa. Ostali vzorci krede so iz površinskih izdankov (jugozahodno od Mlinega, Bohinj, Planica in Plužna pri Bovcu).

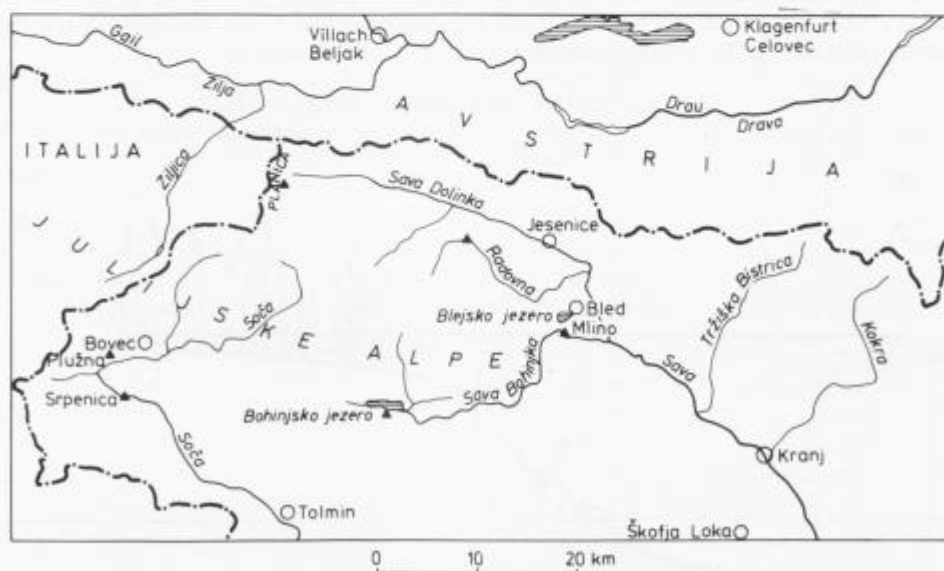
Priprava vzorcev in masnospektrometrično določevanje

Vzorce recentnega sedimenta hišice polžev in lupine školjke *Anodonta cygnaea* ter vzorce jezerske krede smo najprej posušili, nato pa zdrobili in raztopili v 100 % H_3PO_4 pri temperaturi $50 \pm 0,5$ °C. Pri reakciji med karbonati in H_3PO_4 je nastal CO_2 , ki smo mu izmerili izotopsko sestavo z masnim



Slika 1. Lokacija odvzetih vzorcev jezerske krede iz Blejskega jezera

Fig. 1. Location map of samples of lacustrine chalk from the Bled Lake



Slika 2. Lokacije odvzetih vzorcev pleistocenske jezerske krede Julijskih Alp

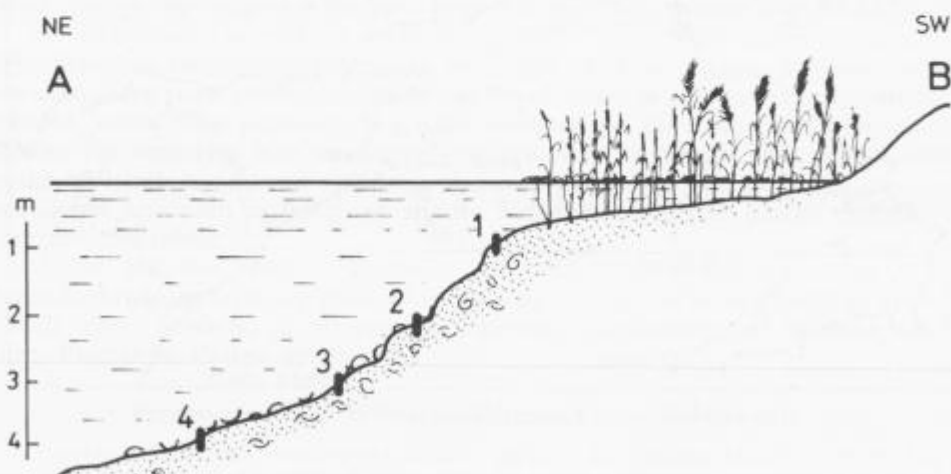
Fig. 2. Location map of samples of the Pleistocene lacustrine chalk from the Julian Alps

spektrometrom VARIAN MAT 50. Izotopsko sestavo kisika in ogljika v raziskanih vzorcih podajamo v tabeli 1 kot relativne vrednosti $\delta^{18}\text{O}$ oziroma $\delta^{13}\text{C}$, izražene v promilih glede na standard (SMOW) oziroma (PDB). Masnospektrometrične meritve izotopske sestave kisika in ogljika so bile napravljene na Inštitutu »Jožef Stefan« v Ljubljani. Natančnost meritev tako za $\delta^{18}\text{O}$ kot $\delta^{13}\text{C}$ znaša $\pm 0,05\text{‰}$.

Razlaga rezultatov izotopske raziskave

Recentni sediment Blejskega jezera

Z masnospektrometrično analizo smo ugotovili, da niha $\delta^{18}\text{O}$ v recentnem karbonatnem sedimentu iz profila A-B (sl. 3) v sorazmerno ozkem razponu od $+22,05\text{‰}$ do $+22,91\text{‰}$ (tab. 1), medtem ko se giblje $\delta^{13}\text{C}$ od $-1,03\text{‰}$ do $-2,36\text{‰}$ (T. Dolenc in sod. 1984). Rentgenska analiza vzorcev kaže, da je sediment kemično zelo čist, saj vsebuje izključno le kalcit in je brez primesi detritičnih mineralov. Na podlagi dobljenih podatkov sklepamo, da gre za pravo jezersko kredo, to je za kemični sediment, ki nastaja v jezeru z izločanjem kalcita iz vode. Kreda je zelo čist karbonatni sediment, vsebuje nad 98 % karbonata (rentgensko določen le nizko-magnezijev kalcit), njegova srednja zrnavost pa je okrog $10\ \mu\text{m}$, kar ga po zrnavosti uvršča v drobnozrnati melj. Pri izločanju kalcita iz jezerske vode igrajo pomembno vlogo alge in druge jezerske rastline ter fitoplankton. S fotosintezo te znižujejo vsebnost CO_2 v vodi, kar vodi do prenasičenja raztopine s Ca^{2+} , do višjega pH ter do izločanja CaCO_3 . Ta proces poteka po splošno znani enačbi



Slika 3. Odzemna mesta vzorcev recentnega sedimenta v profilu A—B, na lokaciji B—10, Blejsko jezero

Fig. 3. Sampling sites of the recent sediment in profile A—B, locality B—10, Bled Lake

Tabela 1. Izotopska sestava kisika in ogljika v preiskanih vzorcih

Table 1. Oxygen and carbon isotopic composition of investigated samples

Vzorec - Sample	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (PDB)
Blejsko jezero, lokacija B-10 Bled Lake, location B-10		
Recentni sediment (jezerska kreda) Recent sediment (lacustrine chalk)		
globina - depth 1 m	+22,78	-1,05
globina - depth 2 m	+22,69	-1,96
globina - depth 3 m	+22,05	-2,36
globina - depth 4 m	+22,91	-1,03
Lupine organizmov - povprečne vrednosti Molluscan skelets - average values		
<i>Anodonta cygnaea</i>	+23,14	-8,08
<i>Planorbis planorbis</i>	+23,78	-6,73
<i>Radix ovata</i>	+24,26	-6,69
Pleistocenska jezerska kreda Pleistocene lacustrine chalk		
Radovna, vrtina - borehole V-2		
5,6 - 7,0 m	+27,00	+2,34
7,0 - 10,0 m	+27,08	+2,49
10,0 - 13,7 m	+27,04	+2,39
13,0 - 16,0 m	+27,04	+2,39
16,0 - 20,0 m	+27,22	+2,39
Srpenica, vrtina - borehole C-8		
1 m	+28,12	+1,45
6 m	+27,75	+2,45
12 m	+28,12	+2,20
18 m	+27,82	+2,45
Srpenica, izdarek - outcrop		
S-380	+27,75	+2,54
S-381	+28,45	+2,20
S-1	+28,12	+1,45
Plužna	+27,95	+1,83
Jugozahodno od Mlinega	+28,35	+2,50
Bohinj, Sv. Duh	+27,82	+2,06
Planica	+27,39	+3,34

Izotopska sestava kisika

Ker je izotopska sestava kisika v kalcitu, ki se izloča iz vodne raztopine, odvisna od izotopske sestave te prvine v raztopini in od njene temperature, lahko s pomočjo splošne enačbe:

$$1000 \ln a_{m-v} = A(10^6 T^{-2}) + B(\delta^{18}O_m - \delta^{18}O_v) \quad (1)$$

ki podaja temperaturno odvisnost faktorja izotopske frakcionacije (α) v sistemu mineral-voda, izračunamo temperaturo nastanka kalcita. Temperaturo izločanja kalcita lahko izračunamo tudi s pomočjo enačbe:

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = 16,9 - 4,2 (\delta^{18}O_k - \delta^{18}O_v) + 0,13 (\delta^{18}O_k - \delta^{18}O_v)^2 \quad (2)$$

To je modificirana Craigova enačba (H. Craig 1965), ki izraža odvisnost izotopske sestave kisika v kalcitu od izotopske sestave te prvine v vodi in od temperature vode. Običajno jo uporabljamo za računanje paleotemperature. V enačbi pomeni $\delta^{18}O_k$ izotopsko sestavo kisika v CO_2 , ki smo ga dobili pri reakciji med 100 % H_3PO_4 in kalcitom, $\delta^{18}O_v$ pa je izotopska sestava kisika v CO_2 , uravnoteženem z vodo pri 25 °C. Gre za vodo, iz katere se izloča kalcit. Oba parametra morata biti merjena na isti standard.

S pomočjo enačbe (1) ali (2) lahko torej določimo temperaturo nastanka kalcita. Pri tem pa moramo poznati poleg izotopske sestave kisika v kalcitu tudi izotopsko sestavo kisika v vodi, iz katere je kalcit kristaliziral. Zavedati se moramo, da bo tako izračunana temperatura pravilna le v primeru, da se je izločal kalcit v izotopskem ravnotežju s kisikom iz vode.

Če vzamemo, da niha $\delta^{18}O$ v kalcitu, ki tvori recentni jezerski sediment, od + 22,05 ‰ do + 22,91 ‰, medtem ko se spreminja $\delta^{18}O$ v jezerski vodi na lokaciji B-10 v teku leta od - 9,56 ‰ do - 7,72 ‰, dobimo za temperaturo nastanka kalcita vrednosti 5,4 °C in 16,5 °C. Temperaturo smo izračunali s pomočjo enačbe (1), pri čemer smo za parametra A in B vzeli vrednosti + 2,78 in 3,40, ki jih navajajo J. R. O'Neil et al. (1969).

Nekoliko višjo temperaturo nastanka kalcita, nekako med 7,9 °C in 18,4 °C, smo dobili pri računanju z enačbo (2). Na podlagi dobljenih podatkov sklepamo, da se izloča kalcit, ki tvori recentni jezerski sediment na lokaciji B-10, večinoma v izotopskem ravnotežju s kisikom iz vode pri temperaturi približno med 5 °C in 18 °C. Temperatura jezerske vode se namreč na raziskanem območju v teku leta giblje večinoma od 4 do 20 °C.

Izotopska sestava ogljika

Za recentni sediment smo ugotovili, da ima $\delta^{13}C$ v območju od - 1,03 ‰ do - 2,36 ‰. S pomočjo frakcionacijske enačbe, ki ima za sistem $CaCO_3-CO_2$ obliko

$$1000 \ln a_{CaCO_3-CO_2} = A(10^6 T^{-2}) + B(\delta^{13}C_{CaCO_3} - \delta^{13}C_{CO_2}) \quad (3)$$

lahko izračunamo izotopsko sestavo ogljika v CO_2 , ki je pri dani temperaturi v izotopskem ravnotežju z nastajajočim kalcitom. Če vstavimo v omenjeno

enačbo za parametra A in B vrednosti + 1,194 in - 3,63 (P. Deines et al. 1974), za $\delta^{13}\text{C}$ vrednosti - 1,03 ‰ in - 2,36 ‰ ter izračunano temperaturo nastanka kalcita, ki tvori jezersko kredo, dobimo za izotopsko sestavo ogljika v CO_2 iz vode vrednosti med - 11,50 ‰ in - 14,18 ‰. Dobljene vrednosti kažejo, da ima pri nastanku recentnega karbonatnega sedimenta (jezerske krede) pomembno vlogo tudi ogljik organskega izvora. Ta je v primerjavi s CO_2 , katerega $\delta^{13}\text{C}$ je okrog - 7 ‰, obogaten z lahkim izotopom $\delta^{12}\text{C}$.

Lupine organizmov

Masnospektrometrična analiza izotopske sestave kisika in ogljika v lupinah različnih organizmov, ki jih najdemo na lokaciji B-10 v Blejskem jezeru, je pokazala, da ima $\delta^{18}\text{O}$ v lupinah jezerske brezzobke (*Anodonta cygnaea*) v povprečju vrednost + 23,14 ‰, medtem ko znaša $\delta^{13}\text{C}$ v povprečju - 8,08 ‰. Nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$, s povprečjem + 23,78 ‰, je značilen za hišice polža svitka (*Planorbis planorbis*). Njihov $\delta^{13}\text{C}$ ima srednjo vrednost - 6,73 ‰. Še več težkega kisikovega izotopa, v povprečju + 24,26 ‰, smo ugotovili v hišicah polža mlakarja (*Radix ovata*). Njegov $\delta^{13}\text{C}$ znaša v povprečju - 6,69 ‰.

Dobljeni podatki povedo, da so lupine organizmov nekoliko obogatene s težkim kisikovim izotopom, pri čemer pa vsebujejo precej več lahkega ogljikovega izotopa v primerjavi z recentnim karbonatnim sedimentom (jezersko kredo). Kaj pravzaprav vpliva na variabilnost parametra $\delta^{18}\text{O}$ v lupinicah organizmov, za zdaj še ne vemo natančno. Vendar predpostavljamo, da sta glavna faktorja izotopska sestava kisika v vodi in temperatura, ki se med letom precej spreminjata. Vzrok variabilnosti izotopske sestave kisika je v manjši meri lahko tudi posledica različne mineralne sestave karbonatnih lupinic. Za lupinice jezerske brezzobke smo z rentgensko analizo ugotovili, da so zgrajene tako iz kalcitnih kot aragonitnih zrn. Kakšna je pravzaprav frakcionacija ogljikovih izotopov pri nastanku lupinic različnih organizmov, za zdaj še ne vemo. Na podlagi dobljenih podatkov pa lahko sklepamo, da vgrajujejo omenjeni organizmi v svoje lupine več lahkega ogljikovega izotopa kot kalcit, ki tvori jezersko kredo.

Pleistocenska jezerska kredo

Kot vidimo iz tabele 1, niha $\delta^{18}\text{O}$ v jezerski kredi iz raznih nahajališč alpskega prostora od + 27,00 ‰ do + 28,45 ‰, medtem ko se giblje $\delta^{13}\text{C}$ od + 1,45 ‰ do + 3,34 ‰. Dobljeni rezultati jasno kažejo, da ima ta jezerska kredo drugačno izotopsko sestavo kisika in ogljika kot recentni karbonatni sediment z obrobja Blejskega jezera. V povprečju je namreč za več kot 5 ‰ bogatejša s težkim kisikovim izotopom, poleg tega pa ima tudi več kot 2,88 ‰ večji $\delta^{13}\text{C}$ v primerjavi z recentnim blejskim sedimentom. Rentgenska analiza jezerske krede iz Radovne in Srpenice je pokazala, da je poleg kalcita prisoten od karbonatnih mineralov še dolomit. Razmerje med kalcitom in dolomitom v kredi iz Radovne je približno 2 : 1 (59,2 do 68,5 ‰ kalcita in 20,6 do 32,6 ‰ dolomita), medtem ko vsebuje kredo iz Srpenice nekoliko manj dolomita. Delež kalcita v njej niha med 41 do 72 ‰, medtem ko se količina

Tabela 2. Mineralna sestava nekarbonatnega dela jezerske krede. Radovna, vrtina V-2 (analize treh vzorcev)

Table 2. Mineral composition of non-carbonate component of the lacustrine chalk. Radovna, borehole V-2 (three samples determined)

Mineral	%
illit/muskovit - illite/muscovite	40 - 45
klorit/kaolinit - chlorite/kaolinite	23 - 25
kremen - quartz	18 - 22
plagioklaz - plagioclase	6 - 7
mikroklin - microcline	2 - 6
rogovača - hornblende	0 - 4
pirit - pyrite	1 - 3
netopni ostanek v celotnem vzorcu	
insoluble residue of bulk sample	9,1 - 10,8

dolomita giblje med 11 in 38 ‰. Mineralne parageneze raziskanih vzorcev jezerske krede iz Radovne dopolnjujejo še kremen, minerali glin, glinenci, v sledovih pa najdemo še zrna pirita, granata, cirkona, stavrolita, amfibolov, rutila in klorita. V tabeli 2 je prikazana povprečna mineralna sestava nekarbonatnega deleža jezerske krede iz Radovne. Po zrnivosti uvrščamo jezersko kredo iz Radovne v glinasti melj s srednjo zrnovostjo med 4 in 10 μm ter deležem glinaste frakcije do 30 ‰.

Na podlagi rezultatov masnospektrometričnih analiz sklepamo, da je jezerska kredo iz raziskanih nahajališč detritični sediment, ki so ga v med- in postglacialnem obdobju odložili v ledeniška jezera reke in potoki. Ti so izpirali iz ledeniških moren drobne delce kalcita in dolomita, v manjšem obsegu pa tudi druge minerale. Apnenec in dolomit sta namreč daleč najbolj pogosti kamnini v Julijskih Alpah, ki so izvirno področje pleistocenske jezerske krede. Ker pri transportu drobcov najverjetneje ni prišlo do bistvene izotopske izmenjave med kisikom in ogljikom iz vode ter kisikom in ogljikom iz detritičnih karbonatnih delcev, ima sediment podobno izotopsko sestavo obeh prvin kot matične karbonatne kamnine. $\delta^{18}\text{O}$ mezozojskih kamnin v Sloveniji se po podatkih dosedanjih analiz nahaja večinoma v območju med + 27,00 ‰ in + 33,29 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}\text{C}$ večinoma od - 1,50 ‰ do + 4,56 ‰. Pri tem pa ugotavljamo, da so dolomiti običajno obogateni s težkim kisikovim in ogljikovim izotopom glede na apnenec.

Zahvala

Za kritični pregled članka se avtorji zahvaljujejo prof. dr. Matiji Drogeniku.

The isotopic composition of oxygen and carbon of the recent sediment from the Bled Lake and of the Pleistocene lacustrine chalk from the Julian Alps

Summary

The mass spectrometric analyses of the isotopic composition of oxygen and carbon of the recent sediment from the Bled Lake reveals a genuine lacustrine chalk (figs. 1 and 3). It is very pure chemically, containing according to X-ray analysis only calcite without admixture of detrital minerals. Its isotopic composition varies in a very narrow range from + 22.05 ‰ to + 22.91 ‰, and that of carbon from - 1.03 ‰ to - 2.36 ‰. It is being formed in the lake by precipitation of calcite from water strongly influenced by the living processes of algae and other lacustrine plants. It is deduced from the isotopic composition of oxygen in chalk and in lake water that it represents a chemical sediment which mostly precipitates at temperatures between 5 and 18 °C in isotopic equilibrium with oxygen in water.

An entirely different isotopic composition of oxygen and carbon and mineralogical composition has the lacustrine chalk in some deposits in west part of Slovenia. These are the deposits of the lacustrine chalk in the valleys of the Radovna river, Sava Bohinjka river (SW of Mlino), Bohinj, Soča river (Srpenica, Plužna) and Planica (fig. 2).

The mass spectrometric analyses of the isotopic composition of oxygen and carbon, and mineralogical composition of the lacustrine chalk from the mentioned deposits show a detritic sediment which was deposited in lakes during the postglacial period by rivers and creeks. They washed out from glacial moraines fine particles of limestone and dolomite, as well as of other minerals. Since in the course of these processes no essential isotopic exchange between oxygen and carbon from water, and oxygen and carbon from carbonate particles took place, the sediment has a similar isotopic composition as the Mesozoic carbonate rocks of Julian Alps which furnished the source material. The isotopic composition of oxygen in the chalk from the mentioned deposits varies between + 27.00 ‰ and + 28.45 ‰ and that of carbon between + 1.45 ‰ and + 3.34 ‰, while the Mesozoic carbonate rocks in Slovenia in $\delta^{18}\text{O}$ between + 27.00 ‰ and + 33.29 ‰ and in $\delta^{13}\text{C}$ values between - 1.50 ‰ and + 4.56 ‰.

Literatura

Craig, H. 1965, The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Spoleto, July 26—27, 1965. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1—24, Pisa.

Deines, P., Langmuir, D. & Harmon, R. S. 1974, Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1147—1164, Oxford.

Dolenc, T., Pezdič, J., Ogorelec, B. & Mišič, M. 1984, Isotopic and mineralogical characteristics of lake chalk in NW Slovenia. 5th European regional meeting of sedimentology, Abstract, Marseille.

Molnar, F. M., Rothe, P., Förstner, U., Stern, J., Ogorelec, B., Šercelj, A. & Culiberg, M. 1978, Lakes Bled and Bohinj. Origin, Composition and Pollution of Recent Sediments. *Geologija*, 21, 93—164, Ljubljana.

O'Neil, J. R., Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. 1969, Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Phys.*, 51, 5547—5558, Lancaster.

UDK 552.43(497.12) = 863

Regionalna metamorfoza pelitov in karbonatno-silikatnih skrilavcev na območju severno od Raven na Koroškem

Regional metamorphism of pelites and calc-silicate rocks in the area north of Ravne na Koroškem

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V zaporedju metamorfnih faz, ki so bile vtisnjene v pelite na območju Raven na Koroškem, so postali njihovi minerali granat, stavrolit in muskovit nestabilni. Posledica tega je rast fibrolitov sillimanita po biotitu, ki prvi nadomešča granat. Vendar opazujemo tako ohranjene kristale granatov kakor tudi njihove idiomorfne oblike, ki so povsem nadomeščeni s fibroliti sillimanita. Metamorfna stopnja redkih silikatno-karbonatnih pol ustreza stopnji, opazovani v metapelitih. Za metamorfne kamenine širšega območja Raven na Koroškem so značilne številne pegmatitne žile levkogranitne sestave. Njihov nastanek si lahko razlagamo kot posledico anatekse gnajsov, ki je možna na samem začetku sillimanitnega polja opazovanega v metapelitih.

Abstract

During the prograde regional metamorphism of the Ravne na Koroškem pelites, the instability of garnet, staurolite, and muscovite led to the development of sillimanite fibrolite after biotite replacing the garnet. Completely preserved garnet crystals, and also complete fibrolite pseudomorphs after idiomorphic garnet are observed. The metamorphic grade of scarce calc-silicate intercalations corresponds to the one observed in metapelites. For the metamorphic area are characteristic many pegmatitic veins of leucogranitic composition. They may be considered products of the anatexis of gneisses at the very beginning of the sillimanite metamorphic field observed in the adjacent schist and gneiss.

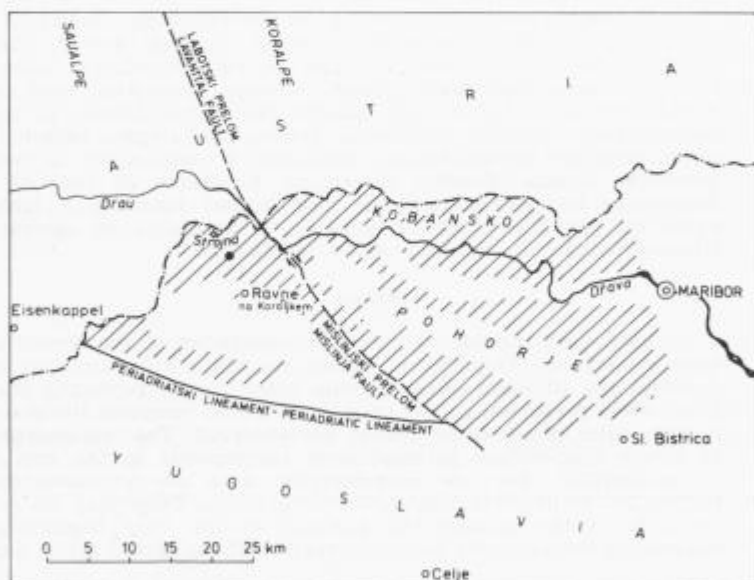
Uvod

Regionalno metamorfne kamenine na širšem območju Raven na Koroškem so prepredene s pegmatitnimi žilami. Zaradi možne ekonomske vrednosti pegmatitov je bilo ožje območje severno od Raven na Koroškem, ki obsega nekaj 100 m², podrobno raziskano. Med večletno raziskavo je dr. I. Strucl,

Ekonomski center Maribor — Ravne, pošiljal na Geološki zavod vzorce plitvih vrtnin, dolžine do ca. 200 m. Le redki vzorci so bili nabrani na površju. Skupno je bilo pregledanih 86 zbruskov. Kljub retrogradni metamorfozi so ohranjene petrogenetske pomembne asociacije. Kažejo na več značilnih faz metamorfne rekristalizacije celotnega kompleksa. Metamorfozi v amfibolitnem faciesu je sledila metamorfoza v visokem amfibolitnem faciesu s sillimanitizacijo. Sillimanit je pogosto ohranjen, kljub temu, da opazujemo še mlajšo retrogradno metamorfozo s splošno rastjo potektonskega muskovita. Ustrezne pretvorbe najdemo tudi v silikatnem marmorju in metalaporju. V sillimanitnem polju je možen nastanek prvih levkogranitnih talin, ki so kristalizirane kot pegmatit.

Litološka sestava

Raziskano območje pripada obronkom Strojne (sl. 1). V krovlini visoko metamorfne serije ležijo v tektonskem kontaktu kloritno-amfibolovi skrilavci in staropaleozojski kremenovo-sericitni filiti (Kieslinger, 1929 in Mioč et al., 1981). Predmet raziskave so visoko metamorfne kamenine. Med njimi gre za različne izhodne kamenine, predvsem glinaste sedimente in grauwacke. Metakvarcit je v redkih tankih polah. Silikatni metakarbonati nastopajo kot



Sl. 1. Shematsko nakazana razprostranjenost metamornih kamenin Vzhodnih Alp v Sloveniji in lokacija raziskanih vzorcev severno od Raven na Koroškem. Mislinjski prelom je podaljšek lavantskega preloma

Fig. 1. Schematic map of the distribution of the Eastern Alps metamorphic rocks in North Slovenia and the sample location north of Ravne na Koroškem. Mislinja fault is the prolongation of the Lavanttal fault

zelo tanke, nekaj centimetrov debele nehomogene pole in prehajajo v prav tako tanke metalaporje. Vključki metabazitov, nekdanjih vulkanitov, so redki. Volumsko pomembna vključka, ki v profilih vrtin prevladujeta, sta blastomilonitni pegmatitni gnajs in tudi bolj homogeni grobozrnati pegmatit. V bazi širšega kompleksa najdemo sivkasti očesni gnajs. Litološka sestava v pogostni menjavi je vzporedna foliaciji. Opazujemo le nekaj primerov diskordantnih pegmatitnih žil. Vpad foliacije, opazovan na jedrih, je zelo različen: strm in položen. Sledovi finih stisnjenih gub so ohranjeni, nakazani v redkih blastih plagioklaza. Med petrografsko raziskanimi vzorci sta pomembni dve skupini: metapeliti in metakarbonati s silikatno primesjo oz. metalaporji. Podali bomo njihove petrografske posebnosti.

Petrografija metapelitov

Metapeliti so najbolj razširjena kamenina. Zaradi splošne prisotnosti rdečkasto rjavega biotita so rdečkasto rjave barve. Kremen in plagioklaz sta diferencirana. V nekaterih različkih je več muskovita. Zato lahko označimo kamenine kot biotitni gnajs in kot muskovitno-biotitni gnajs. Vzorci brez plagioklaza so redki. Razen tega so značilni granat, ostanki stavrolita in sillimanit. Andaluzita, cordierita in K-glinenca nisem našla, kljub temu, da so možna mineralna faza. Iz struktur in preraščanja naštetih mineralnih komponent lahko sklepamo, da se prekrivajo različne mineralne parageneze, ki so kristalizirale v različnih pogojih metamorfoze v nekem časovnem presledku. V skladu s podatki petrografske preiskave in po primerjavi literaturnih podatkov (von Raumer, 1983; Yardley, 1977; Carmichael, 1969) sklepamo, da je prvotni mineralni paragenezi z biotitom, granatom, stavrolitom in kianitom sledila kristalizacija sillimanita — fibrolita ter biotita in plagioklaza druge faze. Zadnja, nižje metamorfna rekristalizacija pa je zopet izražena s splošno rastjo muskovita.

Granat je v raziskanih vzorcih pogosto prisoten. Lahko kristalizira potektonsko v idiomorfni kristalih s premerom do 1 cm (tabla 1, sl. 1). Nekateri večji kristali so izrazito conarni. Pri tem ločimo jedro, ovoj, poln finih neprozornih vključkov in zunanji rob brez njih. Zlasti jedro je polno drobnih orientiranih neprozornih paličic, verjetno ilmenita. Nastopajo tudi sintektonski skeletni kristali, orientirani paralelno foliaciji (vz. B-VI/V-1, 65 m). Glede na literaturne podatke lahko sklepamo, da z naraščajočo metamorfozo v conarno grajenih granatih narašča komponenta piropa. Ob padajočem PT pa mora vsebovati kristalizirajoči obod več železa, mangana in kalcija. Da bi to pokazali na naših vzorcih, bi bile potrebne analize granata z mikrosondo.

Granat je rožnat, kar kaže na prevladujočo almandinovo komponento, ali pa rahlo rumenkast oziroma brezbarven, kar kaže na prevladujočo grosularjevo komponento. V nekaterih kristalih je vidna sled foliacije in rotacije zrn, nakazana z vključki kremenca, z drobnimi paličicami ilmenita in s fino neprozorno snovjo. Smeri foliacije sledijo prve spremembe po granatu. Večji kristali so pogosto razpokani in ob razpokah mestoma zamaknjeni. Ob teh razpokah, in tudi sicer statično, so napredovale spremembe. Izražene so kot nadomeščanje z rdečkastim biotitom in plagioklazom ali kot nadomeščanje

s plagioklazom, s precej biotita in malo sillimanitnega fibrolita. Agregat plagioklaza kaže na prvoten kalcijev granat (tabla 1, sl. 2 in 3). Značilna psevdomorfoza Fe-Mg granata pa je izražena z biotitom in s fibrolitom sillimanita, ki zapolnjujeta kroglaste oblike. Sillimanit jasno spodriva rdečkasti biotit, v katerem še lahko opazujemo ostanke granata. Končna sprememba je popolna sillimanitizacija prvotnega granata (tabla 1, sl. 4). Dokazuje izdaten dotok Al ionov, ki izhajajo v zaprtem sistemu v tej stopnji metamorfoze iz neobstojnega stavrolita in muskovita (Yardley, 1977). Ohranjene oblike prvotnih, sedaj psevdomorfoziranih mineralov dokazujejo, da so bile pretvorbe statične. Ravnotežna temperatura pretvorbe je bila le malo presežena, reakcije so potekale skoraj v ravnotežnih pogojih.

Rdečkasto rjavi biotit je v pregledanih vzorcih bistveni mineral. V rekristaliziranem drobnozrnatem gnajsu je večinoma izraziteje kristaliziran kot v psevdomorfozah po granatu in je orientiran paralelno foliaciji. Raste tudi pahljačasto in najmlajši celo prečno na foliacijo. Zato sklepamo, da je različne starosti. Kemična sestava biotita raznih kristalizacijskih faz se verjetno razlikuje, kar pa se da ugotoviti le z mikrosondo. Biotit osnove gnajsa je, enako kot v psevdomorfozah po granatu, pogosto v preraščanju s fibrolitom sillimanita; zadnji ga izpodriva (tabla 1, sl. 3). Biotit opazujemo tudi v preraščanju z dobro kristaliziranim najmlajšim muskovitom.

Plagioklaz je v metapelitih večinoma prisoten. V enakomerno rekristaliziranih različnih osnove je drobnozrnat. V vzorcih, kjer opazujemo večfazne sledove metamorfoze, imajo več milimetrov veliki blastični agregati plagioklaza zelo neenotno strukturo, kar vidimo po zrnih plagioklaza z različno orientacijo lamel. Te so deloma paralelne foliaciji, pogosto so nanjo prečne. V teh neenotnih agregatih lahko še najdemo z gostimi nizi finih neprozornih vključkov nakazano fino laminacijo in drobne stisnjene gube, ki kažejo na starejšo tektonsko fazo. Zelo pogosti so vključki drobnih ovalnih zrn kremenca. V te vrste neenotnem plagioklazu najdemo razen številnih drobnih lusk biotita tudi paličice ilmenita in še po kak ostanek stavrolita. Opazujemo tudi novo rast sillimanita (tabla 2, sl. 1 in 2). To nam dokazuje komplicirano nadomeščanje starejših mineralnih faz z mlajšimi. Mestoma izražena izrazita in nepravilna conarnost plagioklaza kaže neravnotežje ob kristalizaciji.

Meritev plagioklazov na univerzalni mizici v nekaterih zrnih ne da podatka. Sicer so vrednosti grupirane na okrog 40 % anortita (od 35–50 %, npr. B-VI/V-1, 50 m in 95 m). Določena je bila tudi vrednost okrog 70 % anortita (B-VII/V-1, 45 m in B-VI/V-1, 50 m). Skrajne vrednosti vsebnosti anortita v sestavi plagioklaza dokazujejo neravnotežje. V vzorcu iz globine 50 m ima izrazito zrnati agregat drobno lamelarnega plagioklaza, ki raste glede na foliacijo pod določenim kotom in je verjetno vezan na razpad stavrolita, okrog 70 % anortita. Drobnozrnat agregat plagioklaza, ki raste po granatu, pa ima samo 50 % anortita.

Stavrolit zlato rumene barve nastopa večinoma kot relikv in je redko ohranjen nakopičen v milimetrskih dvojčičnih kristalih. Za večje kristale je značilno, da vsebujejo fine nize neprozornih vključkov, sled starejše laminacije. Stavrolit je ohranjen predvsem v senci ob blastičnem granatu in ob biotitu, s katerima raste v ravnotežju. V pregledanih vzorcih najdemo njegove

ostanke v psevdomorfnem agregatu plagioklaza. Ta kot mlajša faza raste po stavrolitu, od katerega je privzel značilno fino neprozorno laminacijo. Stavrolitovi ostanki v plagioklazu kažejo na bližino zgornje sillimanitne cone (Yardley, 1977). Relikti stavrolita so v raziskanih vzorcih razen v blastih plagioklaza tudi v posameznih kristalih potektonskega muskovita (vz. B-VII/V-1, 105 m). Njegove ostanke najdemo vkleščene tudi med mladimi muskovitnimi agregati metapelitov.

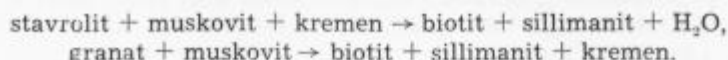
Sillimanit je značilen mineral raziskanih metapelitov in je bil na območju slovenskega dela Vzhodnih Alp prvič z gotovostjo določen. Fibroliti sillimanita v prostoru Vzhodnih Alp so v literaturi znani. Na sosednji Svinški planini jih omenja Meixner (1975), ki povzema najdbo po Neugebauerju (1970). Precej pogosti so fibroliti sillimanita južno od Turskega okna (Sassi in Zirpoli, 1973). V pregledanih vzorcih pa je razen fibrolitov tudi nekaj redkih tipičnih drobnih kristalov sillimanita. Najlepši kristali s tipičnim presekom so v relativno grobem biotitu skrilavca s korodiranim stavrolitom in granatom (tabla 2, sl. 3 in 4, tabla 3, sl. 1). V enem samem vzorcu so lepi prizmatski kristali sillimanita v preraščanju s kremenom (tabla 3, sl. 2). Ta kremen izhaja verjetno iz neobstojnega muskovita. V enem različku s širšega območja, vzorčevanega južno od Raven na Koroškem, opazujemo v plagioklazovo-kremenovi lamini agregat kianita, ki ga prerašča sillimanit. Agregat kianita kaže na psevdomorfozo po andaluzitu. Celotna slika ustreza kristalizaciji v bližini trojne točke modifikacije $Al_2O_3 \cdot SiO_2$. Drobnejši ostanki agregatov sillimanita, s tipičnimi preseki kristalov, obdanimi od neprozorne snovi, so pogosto vključeni v neenotnih psevdomorfnih blastičnih agregatih plagioklaza (tabla 2, sl. 1). Večinoma nastopa sillimanit kot fibrolit v pahljačastih agregatih. Zelo je razširjen v preraščanju z rdečkastim biotitom, ki ga sillimanit kot mlajši spodriva. V komplicirani ionski zamenjavi lahko biotit s sillimanitom delno, pa tudi sillimanit sam, povsem nadomesti granat, pri čemer je blastična oblika granata ohranjena (tabla 1, sl. 4). Opazujemo tudi manjše podolgovate, do 1 mm dolge kristalne oblike, psevdomorfozirane s samim fibrolitom sillimanita, kjer morda ne gre za prvotni drobní granat. Samega kianita ali njegovih ostankov nisem nikjer ugotovila, kljub temu, da je v teh z Al_2O_3 bogatih metapelitih ob stavrolitu morala biti predhodna sillimanitova faza kianit. Pri nadomeščanju granata je lahko nastali agregat blastičnega plagioklaza vezan na prvotno grosularjevo komponento ob kianitu (von Rumer, 1983). Sprememba je sledila reakciji:



Sillimanit opazujemo zelo redko v preraščanju z ostanki kristalov stavrolita ob biotitu. Prva možna kristalizacija sillimanita na račun stavrolita poteka v nižje temperaturnem območju stavrolitove obstojnosti po enačbi:



Po Yardleyu (1977) je sillimanitizacija granata, kakršno opazujemo, posledica dveh reakcij, ki potekata zvezno in istočasno:



Druga reakcija je možna v visokem temperaturnem območju neobstoynosti stavrolita ob muskovitu. V njej ni neposredno prisotna fluidna faza. Pri tem pogoju zavisi obseg navedene reakcije na posameznem izdanku pri poljubni temperaturi od majhne razlike v sestavi posameznih mineralnih faz. Dejansko so v pregledanih vzorcih nekateri kristali granata ohranjeni, nekateri nadomeščeni s plagioklazom in biotitom, zopet drugi povsem sillimanitizirani.

Premeščanje ionov iz posameznih mineralnih faz je komplicirano in težko razumljivo. Relativna mobilnost različnih komponent je kontrolirana s stehiometrijo reakcij in nukleacijskim vzorcem novo nastalih mineralnih faz ter ni odvisna od narave gibajočih se ionov. Takšna prerazporeditev v majhnem zaprtem prostoru je pogosta. Dogaja se ob pogojih, ki so blizu ravnotežja. Toplotni tok je temperaturo glede na ravnotežne pogoje reakcij le rahlo povišal (Yardley, 1977).

Mineralne parageneze sillimanitne cone so torej vezane na račun izginjajočih mineralov stavrolitne cone. Kianit, stavrolit in granat niso več obstojni. Prav tako ni obstojen muskovit. V pregledanih vzorcih pa je muskovit precej pogosten. Večinoma ni deformiran in raste potektonsko. Večan je na sillimanitni gnajns, medtem ko je v drobnozrnatem biotitnem gnajnsu odsoten. Prav tako kot sillimanit je tudi muskovit pogosto vezan na biotit. Kot najmlajši mineral prerašča muskovit biotitne luske pogosto pod kotom ali celo prečno. Muskovit je mestoma jasna psevdomorfoza po sillimanitu (tabla 3, sl. 3). V enem primeru je v potektonskem muskovitu še ohranjena izginjajoča struktura fine gube, nakazana s sillimanitom (tabla 3, sl. 4). Muskovit je glede na sillimanit vedno mlajši. Zato pomeni kasno, vendar še vedno visokotemperaturno retrogradno pretvorbo, najverjetneje po reakciji:

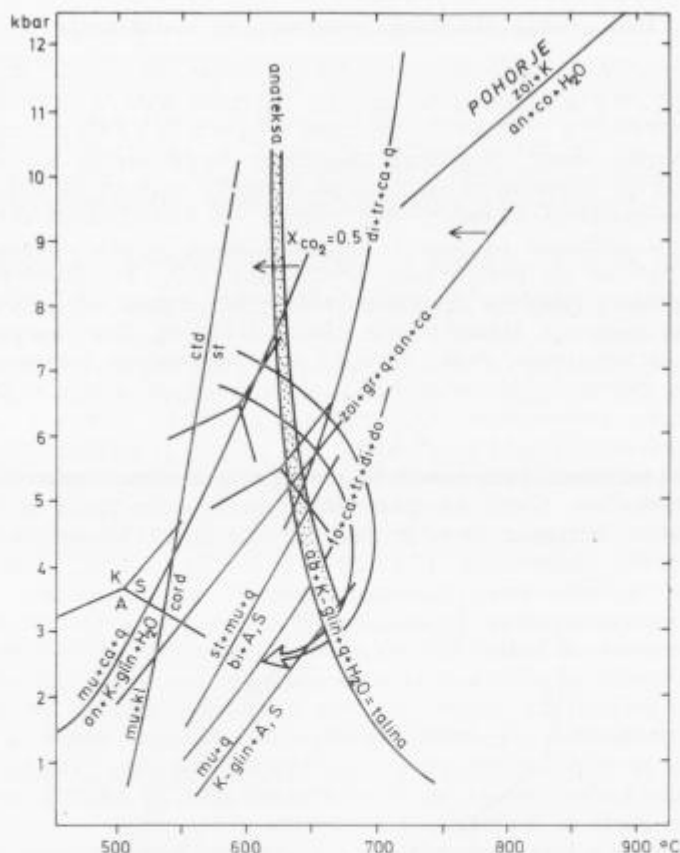


Retrogradna reakcija je bila možna zaradi ponovnega dotoka vode ob padajočem PT (sl. 2). V tej fazi rekristalizacije ni bila od fluidov prisotna le voda, temveč tudi bor. Zato so izkristalizirali številni drobni in večji idiomorfni kristali turmalina, ki je mestoma že kameninotvoren. Turmalin kaže na pegmatitno-pnevmatolitsko fazo. Kristali so večinoma izrazito conarni, v jedru rahlo modrikasti, njihov večji del pa je rumenkasto rjav. Prva barva kaže na več železa in ustreza šorlitu. Prevladujoča barva pa kaže na magnezijev turmalin dravit.

V končni fazi metamorfoze je kremen v pregledanih vzorcih večinoma močno rekristaliziral: ima poligonalne kontakte, mestoma celo obliko kapljice in potemnjuje enotno. Akcesorni so apatit, titanit, zirkon in pirit.

Ostanki neke prvotne mineralne asociacije faciesa zelenega skrilavca, iz katerih so opisani metapeliti verjetno izšli, niso več ohranjeni. Redko opazujemo tudi končne retrogradne pretvorbe visoko metamorfni mineralov ob padajočem PT do razmer faciesa zelenega skrilavca. Ustrezno je biotit nadomeščen z Mg-kloritom, stavrolit je sericitiziran in kloritiziran, kalcijev granat je zoisitiziran.

Kemijska analiza sillimanitno-biotitnega gnajnsa (vz. B-VI/V-1, 80 m) je dala naslednje procentualne rezultate: SiO_2 44,0; TiO_2 1,46; Al_2O_3 31,6; Fe_2O_3 1,60; FeO 7,23; MnO 0,18; MgO 1,86; CaO 1,65; Na_2O 1,05; K_2O 5,71; P_2O_5 0,28; CO_2 0,16; FeS_2 1,87; H_2O^+ 2,48.



Sl. 2. Ocenjena visoka in zelo visoka stopnja metamorfoze, ki se nanaša na značilne srednje in visoko metamorfne preobrobe metapelita in metamarlja v okolici Raven na Korškem. Prikazane ravnotežne krivulje so privzete po literaturi in so jih po raznih avtorjih zbrali Winkler (1979), Hewitt (1973) ter Storre in Nitsch (1974)

Trojna točka in meje stabilnosti treh faz Al_2SiO_5 mineralov so prikazane po Althausu (1967), Richardsonu et al. (1969) in Holdawayu (1971) v smislu padajočega pritiska (A andaluzit, K kianit, S sillimanit)

mu muskovit, ca kalcit, do dolomit, q kremen, an anortit, K-glin K-glinenec — K-feldspar, kl klorit, cord cordierit, ctd kloritoid, st stavrolit, bi biotit, di diopsid, tr tremolit, zo zoisit, gr grosular, fo forsterit, co korund

Fig. 2. Estimated conditions of medium and high metamorphic grades related to some mineral associations observed in metapelite and metamarl of the Ravne na Korškem surroundings. Approximate equilibria reaction curves are taken from different sources compiled by Winkler (1979), Hewitt (1973), Storre and Nitsch (1974)

Triple point and stability limits for Al_2SiO_5 minerals are presented after Althaus (1967) Richardson et al. (1969) and Holdaway (1971) in order of decreasing pressure

Petrografija silikatnega marmorja in metalaporja

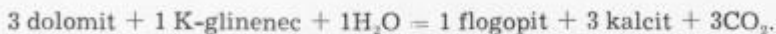
Silikatni marmor in metalapor tvorita do nekaj cm debele interkalacije med metapeliti. Te so prostorsko omejen lagunsko-plimski sediment, ki je vezan na kratkotrajne poplave in kasnejšo evaporacijo. Karbonatne interkalacije so prestale enake okoliščine regionalne metamorfoze kot obdajajoči metapeliti. Ker je površina raziskovanega območja majhna in ker so vrtnice plitve, predpostavljamo izenačene PT pogoje ob kristalizaciji raziskovanih kamenin. Potek določene reakcije v metakarbonatih je pri izbranih pogojih bivalenten, ker se ob pretvorbah sprošča plin CO_2 . Pri določenem tlaku je zato temperatura določene mineralne pretvorbe odvisna od sestave fluidne faze, to je od razmerja koncentracije plinov $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Ker imamo opravka le s tankimi karbonatnimi vložki, je voda med progresivno metamorfozo, t. j. med postopno dehidracijo metapelitov, lahko prodirala iz njih v karbonatne lamine in nižala koncentracijo CO_2 . Splošna prisotnost zoisita v ohranjenih progresivnih mineralnih asociacijah kakor tudi prisotnost klinozoisita — epidota v retrogradnih agregatih nam kažeta na precej stalno visoko vsebnost H_2O med večfazno metamorfozo. Glede na opazovane mineralne asociacije in literaturne podatke pa lahko sklepamo, da se je med metamorfozo razmerje obeh plinskih faz tudi nekoliko spreminjalo (Ferry, 1976; Sanford, 1980) in bilo lahko na zelo majhnem območju pri določenem PT različno (sl. 3).

Reakcije metakarbonatov, ki vključujejo primesi, so občutljivi indikatorji stopnje metamorfoze in kažejo tudi na sestavo fluidne faze. Za številne reakcije v karbonatni sredini je poleg kalcita pomembna prisotnost dolomita in kremenca. Sam kalcit in kremen sta namreč obstojna drug poleg drugega do ekstremnih pritiskov in temperatur regionalne metamorfoze. Količina dolomita v pregledanih vzorcih je bila majhna, prav tako količina kremenca. Vendar še lahko zasledimo kako kremenovo ali pa mikroklinovo zrno ob kalcitu, kar kaže na presežek obeh glede na dolomitno komponento.

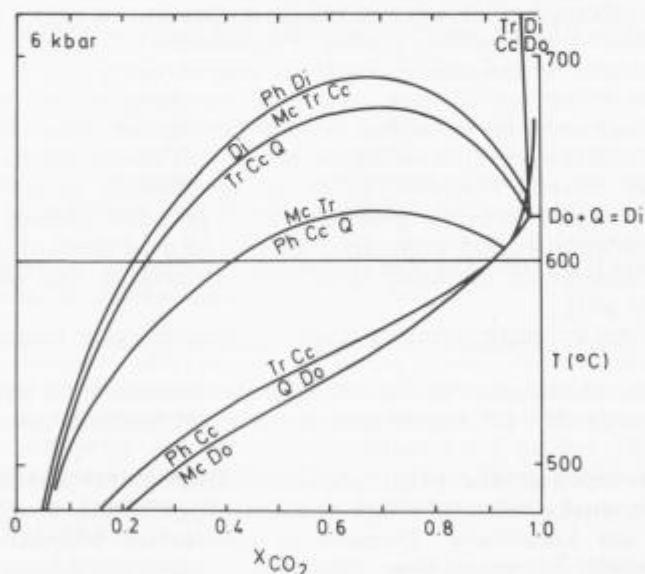
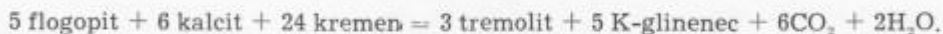
Med metamorfozo metakarbonatov so z reakcijami med izhodnimi mineralnimi fazami postopno kristalizirali višje metamorfni minerali. Nastopajo diferencirani v lamine. Teksture preraščanja posameznih mineralnih parov v posameznih laminah se razlikujejo v odvisnosti od vrste mineralov. Diferenciacija je posledica lokalnih metasomatskih reakcij in difuzije, ki so potekale v bližini ravnotežnih pogojev ob prenosu snovi vzdolž kemičnih gradientov. Mobilnost komponent pada v naslednjem vrstnem redu: $\text{CaO} > \text{MgO} \geq \text{SiO}_2 > \text{KAlSi}_3\text{O}_8$. Zato nekateri avtorji ne zagovarjajo popolnega kemičnega ravnotežja ob metamorfni pretvorbi (Sanford, 1980). Izograde, ki kažejo enako stopnjo metamorfoze, temelje na predpostavki neposredno se dotikajočih značilnih mineralov. Nekatere izograde temelje na ravnotežju reakcij med šestimi mineralnimi fazami, ni pa možno opazovati skupnih kontaktov vseh mineralnih faz. Zaradi tega predpostavljajo nekateri raziskovalci, da je ravnotežje doseženo na območju ca. 1,4 mm, ki ga opazujemo pod mikroskopom. Teksturna neravnotežja, kot npr. vključki enega minerala v drugem, površinsko prehajanje nekega minerala v agregat drugega, pa so primeri neravnotežja (Ferry, 1976).

Metamorfne reakcije v marmorju, ki je vseboval primesi dolomita, kremenca in mikrokлина, so z naraščajočim PT dale minerale flogopit, tremolit in diopsid.

Ustrezne pretvorbe pri 6 kbar, naraščajoči temperaturi in v odvisnosti od sestave fluidne faze so prikazane na sliki 3. Potrebna primesi za kristalizacijo flogopita je mikroklin. Glede izvora mikrokлина v marmorju so mnenja deljena. Lahko gre za klast, lahko je njegova prisotnost posledica prvotne salinarne sestave sedimenta, ali pa je metasomatskega porekla. Ker je bil mikroklin relativno pogosten, je bila v pregledanih vzorcih opazovana parageneza kalcit + flogopit (biotit) + mikroklin, ki nastane po reakciji:



Gre za značilno nizko metamorfno pretvorbo, ki poteka pri nekoliko nižji temperaturi kot kristalizacija lojevca. Če ni primesi, je flogopit obstojen do visoko metamorfnih pogojev. Pri nekoliko višji temperaturi in neodvisno od razmerja med fluidi poteka reakcija, ki je bila v raziskanih vzorcih presežena:

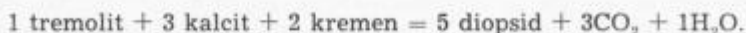


Sl. 3. T- X_{CO_2} diagram, računano za ravnotežja pri 6 kbar, v sistemu $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Presek pri 600 °C kaže možne mineralne pretvorbe pri različni sestavi fluidov $X_{\text{H}_2\text{O}}/X_{\text{CO}_2}$. Podatke je po raznih avtorjih zbral Sanford (1980)

Mc mikroklin, Do dolomit, Ph flogopit, Cc kalcit, Q kremen, Tr tremolit, Di diopsid

Fig. 3. T- X_{CO_2} diagram calculated for 6 kbar for some equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ depending on variation of fluid composition. Data from various sources compiled by Sanford (1980)

Značilen za naslednjo stopnjo metamorfoze je diopsid ob tremolitu: oba ločeno in v paralelnem preraščanju. Vsekakor kaže preraščanje obeh mineralov in odsotnost prostega kremenca v zbruskih, da ob tremolitu in kalcitu ni bilo vedno dovolj kremenca, ki je potreben za rast diopsida:



Ta reakcija že poteka tudi v sillimanitnem polju. Glede na izolirana zrna tremolita v kalcitnih laminah bi bila možna reakcija med dolomitom in kremenom, ki poteka pri zelo visokem X_{CO_2} . V pregledanih vzorcih je flogopit redek vključek v diopsidu in ob njem ter kaže na reverzibilno reakcijo v mikroklin in tremolit, ki je odvisna od majhne spremembe v fluidni fazi (sl. 3; tabla 4, sl. 1). Forsterita nisem našla, kar je posledica neustrezne sestave z malo dolomita. Ob prisotnosti dolomita kristalizira pri še nekoliko višji metamorfni stopnji klinohumit poleg forsterita. Na Golici v Avstriji ju je našel Heritsch (1978) v leči marmorja eklogitne cone. V pregledanih vzorcih ga zaradi neustrezne sestave kamenin nisem ugotovila.

Sanford (1980) pa je mnenja, da različne mineralne asociacije posameznih lamin silikatnih marmorjev na manjšem območju oz. celo v posameznem vzorcu ne morejo biti posledica razlike v temperaturi, temveč je verjetnejša po plasteh ali celo po laminah neizenačena koncentracija CO_2 v fluidni fazi. Presek pri 600 °C na sliki 3 kaže, da so vse navedene mineralne pretvorbe možne druga ob drugi, če je sestava fluidne faze nehomogena. Take razmere ustrezajo tudi raziskanim diferenciranim polam silikatnega marmorja.

Karbonatno silikatni skrilavci, ki so bili pregledani, so zelenkasto sivi. Kalcit je bel. Diopsid je svetlo zelenkast. Prav po barvi vidimo, da nastopa redko celo v večmilimetrskih kristalih. Podobno velja za tremolit. Značilna sta oranžno rjavi flogopit in rdečkasto rjavi biotit. Primes, ki daje mestoma temnejšo barvo, je pirit.

Diopsid je na univerzalni mizici pogosto neenoten, celo conaren. Značilni so preseki z lamelarno strukturo, paralelno ploskvi (100), in slednice razkolnosti ploskev prizme, ki oklepajo kot ca. 36°. Kot potemnitve Nz s tretjo kristalografsko osjo je ca. 32–42°. Neposredno merjeni kot optičnih osi pa je $2V_z = 62^\circ$.

V kalcitnih laminah ima kalcit pogosto blastomilonitno strukturo. Biotit-flogopit kažeta znake rekristalizacije v smeri striga (tabla 4, sl. 1). Diopsid in mikroklin sta korodirana. Tremolit je idiomorfen. Mikroklinška mreža K-glinenca je bolj ali manj jasno izražena. V zadnjem primeru je možno mikroklin ločiti od kremenca le po optičnih oseh. Zoisit je v preiskanih kalcitnih marmornih skrilavcih redek. Njegova prisotnost kaže na nizek X_{CO_2} med metamorfno kristalizacijo.

Retrogradna metamorfoza do stopnje zelenega skrilavca ni razširjena in je najbolj izrazita na nekaterih kristalih diopsida. Pretvorjeni so v lamele tremolita in kalcita, ob njih je malo kremenca. Pretvorba je statična. Pogosti so tudi polprosojni mikrokristalni retrogradni agregati, ki niso več natančneje določljivi in morda izhajajo iz spremenjenega klinohumita in forsterita.

Za stopnjo metamorfoze značilne mineralne asociacije imajo tudi metalaporji. Te glineno-karbonatne kamenine so kompliciran sistem $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}$ -

Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O , kot ga prikazujejo številni avtorji (npr. Winkler, 1976; Kerrick, 1974; zelo detajlno Hoschek, 1980; sl. 4). Nekatere značilne mineralne asociacije so iste kot v marmorju, ki je prvotno vseboval kremen, malo dolomita in mikroklin. Gre za tremolit ob mikroklinu, tremolit v preraščanju z diopsidom, diopsid sam; razen teh so značilni še zoisit v preraščanju s tremolitom, odsotnost muskovita ob mikroklinu in plagioklazu (anortitu), predvsem pa redka skapolit in granat (tabla 4, sl. 2, 3 in 4, tabla 5, sl. 1, 2 in 3). Možne mineralne faze so še kalcit, kremen, plagioklaz, zoisit, flogopit, biotit in titanit. Prav asociacija kalcit + kremen in kalcit + mikroklin kaže na odsotnost večje primesi dolomita. Posamezni minerali oz. mineralni pari so ločeni po laminah. To dokazuje metamorfno diferenciacijo. Glede na splošno prisotnost zoisita je bila fluidna faza stalno bogata s H_2O , vendar je detajlna sestava lahko nekoliko variirala. Prisotnega je bilo tudi nekaj železa. Na to kaže mestoma zeleno pleohroičen amfibol, rahlo rožnati granat poleg brezbarvnega in biotit poleg flogopita. Prisotnost železa znižuje temperaturo pretvorb. Zoisit v preraščanju s tremolitom kaže na prvotni dolomit in klorit poleg kalcita (tabla 4, sl. 2). Akcesorna sta apatit in neprozoren mineral.

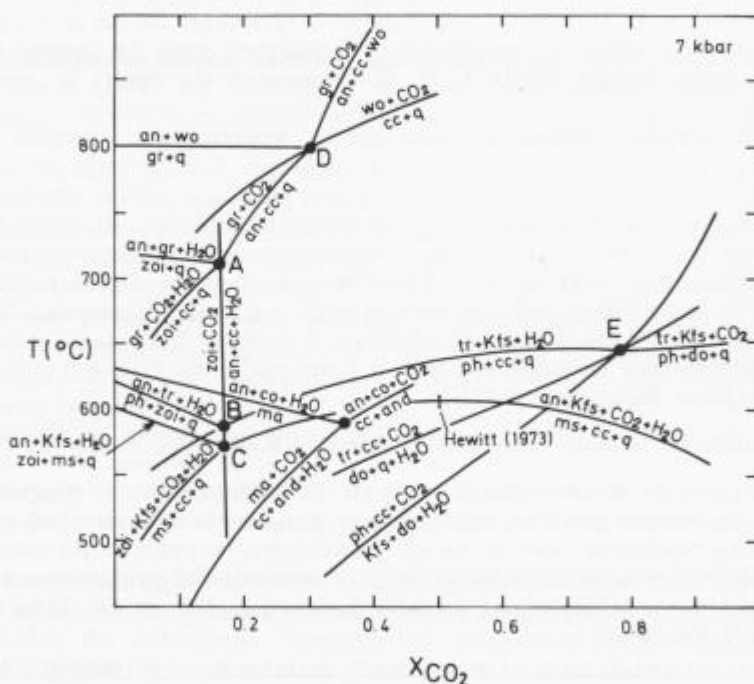
Našteti značilni metamorfni minerali so kristalizirali v tankih vložkih metalaporja praktično na isti globini in istočasno. Kristalizacija metamorfnih mineralnih asociacij je bila odvisna le od fine razlike v sestavi izhodne kame-nine in fluidne faze. Metalapor pa se zmanjšuje z metapeliti, ki vsebujejo sillimanit. Zato je celoten paket različnih kamenin v različnih metamorfnih fazah rekristaliziral pod enakim PT. Kristalizacija diopsida in mikrokлина ob tremolitu se že približuje pogojem kristalizacije v sillimanitnem polju. Muskovit ob kremenu in kalcitu ni bil več obstojen. V nekaterih laminah metalaporja opazujemo ustrezno preraščanje anortita z mikroklinom. Po Hewittu (1973) je zelo verjetno, da poteka reakcija:



na samem začetku sillimanitnega polja (sl. 2). Primes albita v plagioklazu in večja ali pa manjša molarna koncentracija $X_{CO_2} = 0,5$ v fluidni fazi znižujeta temperaturo pretvorbe, kar je na sl. 2 prikazano s puščico. Na univerzalni mizici določena sestava plagioklaza, ki je v nepravilnem prežemanju z mikroklinom, glede na katerega ima izrazito pozitiven relief, je ca. 70% anortita (vzorec B-V/V-1, 40 m).

Poseben in redek mineral pregledanih metalaporjev je skapolit, katerega kristalizacija je vezana na sillimanitno cono (Ferry, 1976). Mineral kristalizira po reakciji med kalcitom in plagioklazom. Glede na visok dvolum se sestava našega skapolita približuje meionitu, ki je različek, bogat s kalcijem oz. z anortitom. V sestavi skapolita so razen CO_2 lahko še drugi ioni. Natančna sestava tega minerala, ki lahko nastopa v visoko metamorfnih in vulkanskih kameninah, služi kot geotermometer in geobarometer (Goldsmith in Newton, 1977). V pregledanih vzorcih nastopa le po kako zrno skapolita, večinoma ob diopsidu. Kameninotvoren pa je v vzorcu B-IV/V-1, 172 m. V njem ni kalcita, pač pa zoisit, diopsid, kremen in malo tremolita (tabla 5, sl. 1 in 2).

Zelo redko je v pregledanih metalaporjih ohranjen granat. Ima idiomorfno tendenco. Za razliko od ostalih mineralov je večinoma podvržen retrogradni metamorfozi: nadomeščen je z agregatom nepravilnih in optično anomalnih zrn conarnega klinozoisita-epidota, kar ustreza prehodu v facies zelenega skrilavca. V tem agregatu mestoma še lahko opazujemo granatove ostanke. Nekaj redkih zrn granata je ohranjenih v sencih lamin kalcita ali kremena oziroma obeh. Zanimiva je lamina kalcita, kjer nastopa rahlo oranžen idiomorfen granat ob idiomorfem β -zoisitu in diopsidu. Kaže nam na ravnotežne pogoje njihove kristalizacije. Teoretično lahko kristalizira prvi Ca-granat ob zoisitu le v ozkem polju ob enaki ali še nižji koncentraciji CO_2 v fluidni fazi, kot jo zahteva kristalizacija samega zoisita (sl. 4). V pregledanih vzorcih pa je dokazana tudi asociacija: zoisit + grosular + kremen + anortit + kalcit. Ravnotežni pogoji te mineralne asociacije ustrezajo invariantni točki



Sl. 4. $T-X_{\text{CO}_2}$ diagram, računano za nekatera ravnotežja pri 7 kbar, v sistemu $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Podatke je po različnih avtorjih zbral Kerrick (1974). Približno ustrezajo raziskani metamorfni stopnji

Kfs K-glinenec — K-feldspar, do dolomit, cc kalcit, and andaluzit, ma margarit, ms muskovit, q kremen, tr tremolit, an anortit, co korund, tr tremolit, zoi zoisit, gr grosular, ph flogopit, wo wollastonit

Fig. 4. $T-X_{\text{CO}_2}$ diagram calculated for 7 kbar for some equilibria in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Data from various sources compiled by Kerrick (1974). They correspond approximately to the observed grade of the Ravne calc-schists

pri določenem PT. Obstojna je tudi v sillimanitnem polju, kot prikazuje slika 2. Granat raste v pogojih invariantne točke na račun več reakcij, v katerih so izmenoma udeleženi zoisit, kalcit, kremen in anortit (Winkler, 1976, p. 141). Albit v sestavi plagioklaza in primes železa v zoisitu znižujeta temperaturo pretvorbe, kar je nakazano s puščico (sl. 2).

Retrogradna metamorfoza v metalaporju je redko izražena. Najmanj obstojen, kot že omenjeno, je bil granat. Diopsid je mestoma retrogradno prešel v lamele tremolita in kalcita; kremen je le redko viden ob teh zrnih. Kloritizacija biotita in muskovitizacija-sericitizacija glinencev je najnižji metamorfni pojav.

Sklep

Skrajni deli Vzhodnih Alp oz. Austridov sežejo v severovzhodno Slovenijo. Za Vzhodne Alpe so značilne večkrat regionalno metamorfozirane stare kamenine, imenovane v literaturi »Altkristallin«. Grade jih tudi paleozojski, mezozojski in terciarni sedimenti ter magmatske kamenine. Metamorfne kamenine so v Sloveniji razširjene v masivu Pohorja ter v grebenih Kobanskega in Strojne. Strojno loči od Kobanskega in Pohorja mislinjski prelom, ki je podaljšek labotskega, ob katerem je pohorski masiv dvignjen in zamaknjen proti jugovzhodu (Kieslinger, 1928; sl. 1). Biotitni gnajsi z vključki marmorja in amfibolita v talnini eklogitne cone na območju južnega Pohorja verjetno ustrezajo visoko metamorfnim kameninam Strojne (Hinterlechner-Ravnik, 1971). V Mislinjskem jarku tega dela zaporedja ni, kar je ugotovil že Kieslinger (1928). Na območju Strojne pa ni narinjenege dela zaporedja z eklogitom. Za visoko metamorfne kamenine Vzhodnih Alp so značilne pegmatitne žile, ki dosežejo prav na območju Raven na Koroškem pogosto debelino več deset metrov in dolžino preko 1 km. Predmet te raziskave je metamorfna prikamenina pegmatitnih žil severno od Raven na Koroškem; to so metapeliti in metalaporji. Ker je površina raziskanega območja majhna, predpostavljamo izenačene PT pogoje ob kristalizaciji raziskovanih kamenin. Razmerje koncentracije plinov H_2O CO_2 je lahko nekoliko variiralo. Vendar kaže splošna prisotnost zoisita na visoko vrednost H_2O v fluidni fazi.

Mineralne parageneze metapelitov ob pegmatitih na območju Raven na Koroškem so polimetaformne. Ohranjene mineralne parageneze sillimanitne cone so nastajale na račun mineralov stavrolitne cone: stavrolita, kianita, granata in muskovita. Ti niso bili več obstojni in so pretvorjeni v agregate sillimanita ter rdečkastega biotita in plagioklaza druge kristalizacijske faze. Ohranjene oblike in ostanki prvotnih mineralov nam nakazujejo, da so spremembe potekale v bližini ravnotežnih pogojev ob komplicirani ionski zamenjavi. Stavrolit ustreza kristalizaciji v amfibolitnem faciesu pri temperaturi nad 550 °C (Hoschek, 1967). Kristalizacija sillimanita pa zahteva glede na trojno točko, ki je po literaturnih podatkih do sedaj različno določena, temperaturo 510 °C po Holdawayu (1971) oziroma 625 °C po Richardsonu et al. (1969). Če se v sillimanitnem polju temperatura dovolj dvigne, je v metapelitih in metagrauwackah možna tvorba prve granitne taline (sl. 2), ki je vezana na visoki amfibolitni facies. Pegmatit je lahko kristaliziral iz take levkogranitne taline. Če menimo, da so bili vsaj nekateri pegmatiti raziskanega

območja vezani na sillimanitizacijo, potem temperatura 650 °C ni bila bistveno presežena. Tem temperaturam oz. sillimanitnemu polju lahko ustreza tudi kristalizacija diopsida ob tremolitu, grosularja, skapolita-meionita v tankih vložkih metalporja in silikatnega marmorja.

Muskovitova obstojnost je bila v raziskanih mineralnih paragenezah metalporja in metapelita s sillimanitom prekoračena. Vendar je muskovit v pregledanih metapelitih pogosten in tipično potektonski mineral. Ohranjeni so tudi dokazi za značilno pretvorbo sillimanita v muskovit (tabla 3, sl. 3 in 4). Glede na to je muskovit posledica retrogradne metamorfoze, ki je potekala ob ponovnem dotoku vode ob padajočem PT, vendar še vedno visoki temperaturi ca. 600 °C in ob odsotnosti usmerjenega pritiska.

Retrogradne pretvorbe, izražene v asociacijah faciesa zelenega skrilavca, opazujemo redko. To dokazuje, da v zadnji, najverjetneje alpidski orogenezi, voda ni splošno penetrativno prepojila raziskovane kamenine in so se zato lahko ohranile starejše (idiomorfne) mineralne faze s sillimanitom. Relativno neobstoje pa je bil granat v metalporju v asociaciji s kremenom, kalcitom, plagioklazom in tudi zoisitom. Opazujemo, da je bil večinoma pretvorjen v klinozoisit in epidot.

Na najvišji doseženi pritisk ob metamorfozi je težko sklepati. Krivulje dehidracije raznih opazovanih mineralnih reakcij potekajo strmo. Von Raumer (1983) pa je računal pritisk pri metamorfnih spremembah v metapelitih, analognih našim, iz detajlne kemične sestave ostankov granata grosularja, vezanega na novo nastajajoči plagioklaz anortit. Ta pretvorba ima za posledico naraščanje volumna in je možna le pri močnem padcu pritiska. Glede na pretvorbo granata v plagioklaz, kakršno lahko opazujemo tudi v pregledanih vzorcih, je pritisk padel od 8–10 kbar na 4–6 kbar. Na nižje vrednosti pritiska je sklepal von Raumer tudi po prisotnosti cordierita v granitoidih. Med pregledanimi vzorci cordierita zaenkrat nisem našla. Ustrezna pot skladovnice metamorfnih kamenin v odvisnosti od pritiska in temperature, kot se kaže v ohranjenih metamorfnih mineralnih asociacijah, je shematsko prikazana na sl. 2. Najvišja ohranjena metamorfna stopnja v naših metamorfnih kameninah pa je petrogenetsko vidna v vzorcu retrogradno spremenjenega metabazita eklogitne cone z južnega Pohorja. Kaže jo pretvorba zoisita ob kianitu v anortit ob rožnatem korundu.

Sillimanitizacija pregledanih metapelitov dokazuje, da se je temperatura med metamorfnimi procesi dvignila. Iz polja kianitove obstojnosti so kamenine prešle v polje obstojnosti sillimanita. V tem PT polju pa je v metapelitih možen z njihovim delnim nataljevanjem nastanek prve granitne taline, kar je geološko in eksperimentalno ponovno dokazano (Winkler, 1976). Lahko predpostavljamo le manjše premikanje anatektične taline na krajšo razdaljo. V Vzhodnih Alpah so v visoko metamorfnih kameninah pegmatitne žile povsod razširjene. Dosedanji raziskovalci so pegmatite, vezane na metamorfne kamenine skrajnega vzhodnega dela Vzhodnih Alp različno razlagali. Kieslinger (1935) predpostavlja, da gre za hipotetične diferenciate neke globlje ležeče granitne magme, ki je ostala skrita v globini. Beck-Mannagetta (1967) pa že meni, da gre za delno mobilizacijo materiala na licu mesta. Istega mnenja je raziskovalec ravenskega pegmatita Fanning (1981).

Za analogne metamorfne pretvorbe v metapelitih v »Altkristallinu« helvet-skega območja »zunanjih masivov« na skrajnem zahodnem obrobju Alp daje von R a u m e r (1983) geološko razlago, ki je sprejemljiva tudi za raziskano območje Raven na Koroškem. Začetni metamorfni cikl je bil vezan na tektoniko horizontalnih transportov, na strukture položnih gub in lusk ter na narivanje samih metamorfnih kamenin vzdolž položnih ploskev premikanja. V takih terenih so pogoste blastomilonitne strukture, ki so posledica raztezanja kril gub ali pa predstavljajo strme diskordantne strižne cone. Nastajale so med predvariscičnim ali zgodnje variscičnim premikanjem. Serija starejših anateksitov je blastomilonitno predelana. Tudi eklogiti in granuliti se lahko pojavljajo vmes. Na ta proces je vezana splošna odebelitev skorje, ki je posledica visoko tlačne mineralne asociacije s stavrolitom in kianitom.

Sledilo je znižanje pritiska, vezano na dviganje in erozijo velikega prostora. Izraženo je s paragenezo biotita, ki ga spodriva sillimanit. Oba sta rasla na račun neobstoječih mineralov stavrolitne cone. Spremembe PT razmerja, ki so ohranjene v metamorfnih asociacijah, so odvisne od globine pogreznitve terena, sledečega dviganja in stopnje erozije. Ob dviganju in eroziji so bili doseženi najbolj ugodni PT pogoji za nastajanje in prodiranje mlajših granitnih talin. Vrinjene magmatske taline so bile dodaten vir toplote. Posamezni metamorfni masivi lahko kažejo ohranjene enake metamorfne stadije. Vendar so v njih izraženi enaki metamorfni procesi lahko potekali istočasno ali pa v različnem absolutnem času.

Tudi številni drugi raziskovalci menijo, da je v starih metamorfnih skladih Vzhodnih Alp izražena visokotlačna kaledonska in nizkotlačna hercinska metamorfoza (npr. B o r s i et al., 1973 in J ä g e r, 1983). Med zadnjo je bila dosežena visoka temperatura, primerna za nastajanje granitnih talin. Zato so na hercinsko metamorfozo v Alpah vezani številni granitni plutoni. V kameninah Vzhodnih Alp pa je izražena tudi alpidiska metamorfoza kot posledica alpidске orogeneze. Potrjena je prav v muskovitih pegmatitov z Golice in Svinške planine v Avstriji. M o r a u f (1981) je po Rb-Sr metodi določil starost velikih kristalov muskovita na 240 do 265 milijonov let, t.j. predalpidiska starost. Alpidiska deformacija pa je povzročila kristalizacijo majhnih kristalov muskovita v istih pegmatitih, ki so alpidiske starosti: 72 do 122 milijonov let, kar je bilo določeno po K-Ar metodi. Na večjih kristalih se mlada deformacija pozna kot pomladitev. Slične vrednosti lahko pričakujemo tudi pri ravenskih pegmatitih.

Prikazane so polimetamorfne pretvorbe metapelitov in metalaporjev v okolici Raven na Koroškem. Ostaja problem detajlne geološke karte in kemičnih analiz polimetamorfnih mineralnih asociacij, ki nam bodo lahko dale točnejše podatke o okoliščinah metamorfoze.

Zahvala

Zahvaljujem se Raziskovalni skupnosti Slovenije, ki je financirala to raziskavo, prof. M. V r a g o v i č u, Rudarsko geološko naftni fakultet Zagreb, za dragocene pripombe med delom in C. G a n t a r j u, FNT Ljubljana, za lepe mikroskopske posnetke.

Regional metamorphism of pelites and calc-silicate rocks in the area north of Ravne na Koroškem

Conclusions

Metamorphic rocks in northern Slovenia are a part of the Eastern Alps (fig. 1). For Eastern Alps are characteristic polymetamorphic rocks known in literature as "Altkristallin". In Slovenia these old metamorphic rocks build the Pohorje, Kobansko and Strojna mountainous area which formed only during the late Alpine orogenic events. Old metamorphic rocks, especially those occurring south of Strojna Mt., include many pegmatite veins. Their country rock are metapelite and metagraywacke including scarce and thin lenses of calcite marble grading to metamarl. All studied samples (86) come from a small area of uniform grade, where metapelite shows characteristic poly-metamorphic transformations.

During prograde metamorphism of metapelites the instability of garnet, staurolite, and muscovite led to the development of sillimanite fibrolite. Kyanite was not stable either, and is not observed. Garnet was first replaced by biotite, and this biotite was later replaced by sillimanite fibrolite. All intermediate stages of replacement are observed. Besides preserved syn- and posttectonic garnet blasts, also biotite-plagioclase and biotite-plagioclase-sillimanite replacements with some possible garnet remnants are observed. But some sillimanite related to biotite or to quartz forms even small crystals. In both crystal forms sillimanite has been for the first time detected as a main component in the metamorphic rocks of Slovenia. — Muscovite in metapelite is quite frequent. It is always later than sillimanite, often pseudomorphous after it. Retrogression of a still lower degree, leading to the greenschist facies recrystallization, is only seldom observed.

The metamorphic grade of foliated calcite marble inclusions is indicated by segregated minerals: diopside, tremolite, microcline, and phlogopite (biotite). Besides them in metamarl plagioclase, zoisite, scapolite-meionite, and garnet occur. Muscovite is absent. Accessory minerals are apatite, opaque minerals and tourmaline. Dolomite in the original rock was scarce, since free quartz and microcline may be observed. The metamarl mineral association of zoisite, grossularite, quartz, anorthite-rich plagioclase, and calcite points to the equilibrium conditions at the isobaric invariant point that is stable also in the low temperature part of the sillimanite field. The general presence of zoisite indicates a low partial pressure of CO_2 , although with regard to some different adjacent mineral associations the variation of fluid composition $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ at a single temperature is assumed. Such conditions were shown to be possible for a small area of uniform grade by Sanford (1980). During the last metamorphic event a high instability of colourless or yellow garnet, probably grossularite, is observed in calc-schists and also in some metapelite samples. This garnet is replaced by clinozoisite-epidote aggregate. In calcite marble a blastomylonitic texture is usual.

In the metamorphic complex of Ravne, eclogite occurrences are absent. Eclogite lenses are abundant in the eastern part of Pohorje. There in an eclogite-like sample the transition of zoisite and kyanite to anorthite and corundum

is observed, pointing to the highest preserved metamorphic grade imprinted on the metamorphic rocks in Slovenia (fig. 2).

The observed polymetamorphic transformations in metapelites of Ravne can be compared with those which were repeatedly observed, and also geochemically and geologically interpreted in literature (Yardley, 1977; von Raumer, 1983). The complete fibrolite pseudomorph after garnet preserving its original shape indicates temperatures close to the isochemical equilibrium condition (Yardley, 1977). The temperature rose from the stability field of kyanite to that of sillimanite. Mineral associations in adjacent calc-schist correspond to the respective grade. In such metamorphic conditions also the early anatectic melts of leucogranitic composition may form (Winkler, 1979). The melts, which did not penetrate far, crystallized as pegmatite veins, usually showing blastomylonitic texture with recrystallized quartz in the matrix. Pegmatite is composed of K-feldspar (microcline), albite-oligoclase, quartz, minor muscovite and tourmaline (Fanning, 1981). Sillimanite fibrolites in pegmatite are scarce, because they are muscovitized to a high degree. The muscovite age for big crystals of similar pegmatites from Saualpe and Koralpe in Austria determined by the Rb-Sr method is 240–265 million yrs. (Morauf, 1981), the age that could be expected for the formation of at least some Ravne pegmatites.

The general process of muscovitization, muscovite being often pseudomorphous after sillimanite, as observed in metapelite and seldom in pegmatite, indicates a further drop of pressure and temperature in the entire metamorphic complex with respect to the previous sillimanite crystallization.

Similar metamorphic path of progressive regional metamorphism as observed by metamorphic overprints in the Ravne complex was studied in detail in the rocks of "Altkristallin" in the Helvetic realm by von Raumer (1983). He considered the high pressure metamorphic event as the consequence of crustal thickening; later geothermal evolution was dominated by uplift, erosion and somewhat increased temperature leading to anatexis, and was followed by a further drop of temperature and pressure.

A detailed research of Ravne metamorphic rocks will be our future target.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Vzorec B-VII V-1, 80 m. Muskovitno-biotitni gnajs z velikimi porfiroblasti granata in ostanki korodiranega stavrolita (niso na sliki). Glede na pogostnost vključkov kaže granat conarnost, pri čemer je zunanja cona bolj prosojna; številni so vključki paličic ilmenita. Po obodu je granat sillimanitiziran. Sillimanit je tudi v preraščanju z relativno starejšim biotitom, ki tvori zunanji ovoj okrog granata.

V končni fazi metamorfoze je bil sillimanit močno muskovitiziran

Fig. 1. Sample B-VII V-1, 80 m. Muscovite-biotite gneiss with large porphyroblasts of garnet and (not shown) corroded staurolite remnants. Garnet zoning is indicated by fine opaque dust and ilmenite inclusions. Garnet becomes corroded, and it is replaced along margins by biotite. This biotite is replaced in turn by sillimanite. Sillimanite itself was highly replaced by muscovite during the last metamorphic phase

Sl. 2. Vzorec B-VI V-1, 50 m. Biotitni gnajs. Blast granata je pretvorjen v agregat plagioklaza in biotita. Plagioklaz je rahlo conaren andezin

Fig. 2. Sample B-VI V-1, 50 m. Biotite gneiss. Garnet porphyroblast is corroded and replaced by plagioclase-biotite aggregate. Plagioclase is an andesine showing slight zoning

Sl. 3. Vzorec B-V V-3, 94 m. Muskovitno-biotitni gnajs z blasti granata in stavrolita. Delna periferna sillimanitizacija granata. Radialni sillimanitov agregat spodriva rdečkasti biotit. Stavrolit poln finih neprozornih vključkov obdaja rdečkasto rjavi biotit in potektonski muskovit

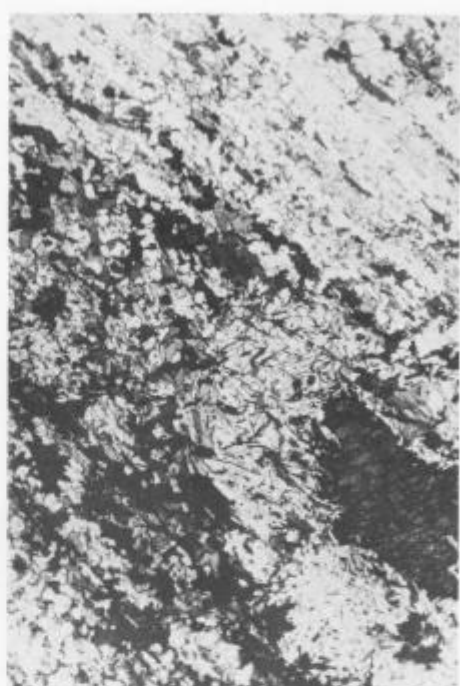
Fig. 3. Sample B-V V-3, 94 m. Muscovite-biotite gneiss with porphyroblasts of garnet and staurolite. Outer edges of garnet are partly replaced by red-brown biotite, and biotite itself by radiating sillimanite fibrolite. Staurolite grains enclosing fine opaque inclusions are embayed by sillimanite-free biotite and late muscovite

Sl. 4. Vzorec B-VII V-1, 85 m. Muskovitno-biotitni blestnik z ohranjenimi blasti granata (niso prikazani na sliki) in tudi s povsem sillimanitiziranimi kristali

Fig. 4. Sample B-VII V-1, 85 m. Muscovite-biotite schist containing some preserved garnet blasts (not shown in the figure), and some crystals completely replaced by sillimanite fibrolite without biotite



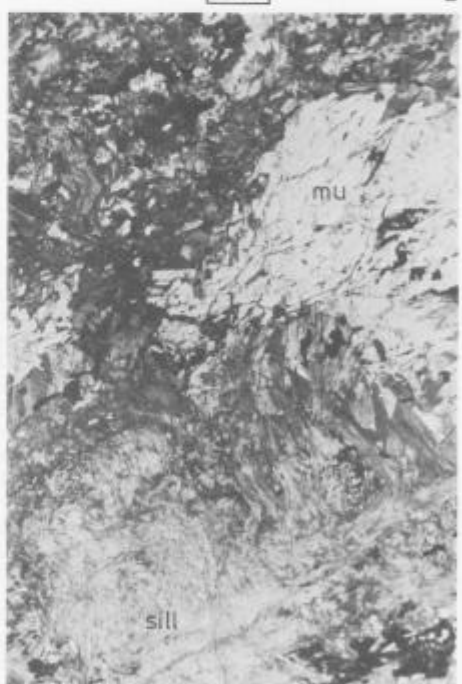
1 mm 1



1 mm 2



1 mm 3



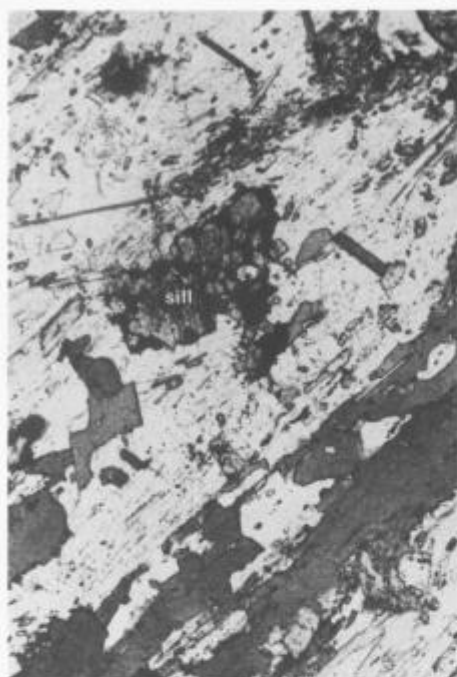
1 mm

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 in 2. Vzorca B-VII V-1, 95 m in B-VI V-1, 85 m. Muskovitno biotitni gnajs z redkimi blasti granata, ki so deloma nadomeščeni s sillimanitom. Prikazan je agregat plagioklazs, ki raste prečno na foliacijo. Ta je nakazana z nizi finega neprozornega prahu, kakršni so značilni za ohranjene kristale stavrolita. Plagioklaz verjetno nadomešča stavrolit, katerega drobne kapljice so v njem redko ohranjene. Drugi vključki so: biotit dveh generacij, sillimanit, obdan od neprozornega minerala, drobni kristali turmalina, muskovit in najmlajši epidot. Plagioklaz je bogat z anortitom (Figs. 1 and 2. Samples B-VII V-1, 95 m and B-VI V-1, 85 m. Muscovite-biotite gneiss with sparse garnet which is partly replaced by sillimanite. Presented is a posttectonic plagioclase aggregate: it is later than the foliation indicated by fine opaque streaks usually preserved in crystals of staurolite from which it is inherited. Plagioclase is supposed to replace the staurolite; its droplets are preserved in plagioclase aggregate. Numerous other inclusions in plagioclase belong to: reddish biotite of two generations; sillimanite aggregates surrounded by an opaque mineral; fine tourmaline and muscovite; the latest is epidote. Plagioclase is anorthite-rich

Sl. 3 in 4. Vzorec K-10 73. Sillimanitno-biotitni skrilavec z redkimi kristali granata in potektonskim muskovitom. Sillimanitni kristalčki nadomeščajo biotit rdečkasto rjave barve. Slika 4 kaže detajl

Figs. 3 and 4. Sample K-10 73. Sillimanite-biotite schist with sparse garnet and much posttectonic muscovite. Sillimanite replaces biotite. Fig. 4 represents a detail



1



+

2



3



4

Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1. Vzorec K-10/73. Sillimanitno-biotitni skrilavec z redkimi kristali granata in potektonskim muskovitom. Detajl: fibrolit in idiomorfni kristali sillimanita spodrivajo biotit

Fig. 1. Sample K-10/73. Sillimanite-biotite schist with sparse garnet and much posttectonic muscovite. Detail: sillimanite fibrolite and also its small crystals replace the pre-existing biotite

Sl. 2. Vzorec K-10/65 a. Kristal in fibrolit sillimanita vezan na kremenovo lamino z malo muskovitiziranega albita

Fig. 2. Sample K-10/65 a. Crystal and fibrolite of sillimanite in a quartz lamina with some large grains of partly muscovitized albite

Sl. 3. Vzorec 27. 6. Preraščanje fibrolita sillimanita z mlajšim muskovitom

Fig. 3. Sample 27. 6. Late muscovite overgrowing sillimanite fibrolite

Sl. 4. Vzorec K-10/73. Postkinematski muskovit v preraščanju s sinkinematskim fibrolitom sillimanita

Fig. 4. Sample K-10/73. Postkinematic muscovite overgrowing synkinematic sillimanite fibrolite



+ 0.1 mm 1



0.3 mm 2



+ 0.3 mm 3



+ 0.3 mm 4

Tabla 4 — Plate 4

Sl. 1. Vzorec B-VI/V-1, 26 m. Kalcitni marmor s silikatno primesjo, manjši vključek v metapelitu. V centru je kristal korodiranega diopsida v prepraščanju z idiomorfnim tremolitom, z mikroklinom in flogopitom. Kalcit osnove ima blastomilonitno strukturo in tudi na flogopitu je viden znak striga. Kalcit v senci kristala diopsida je izraziteje zrnat

Fig. 1. Sample B-VI/V-1, 26 m. Calcite marble interlayered with sillimanite metapelite. A corroded diopside crystal (in the centre) encloses idiomorphic tremolite, some irregular microcline grains, and rare fine phlogopite flakes. The complex mineral composition suggests internal disequilibrium resulting from differences in fluid composition. Calcite matrix shows blastomylonitic texture. Abundant phlogopite flakes are sheared too. Calcite in the diopside pressure-shadow is less strained

Sl. 2. Vzorec B-V/V-2, 62,5 m. Tremolitno-zoisitna lamina v skrilavem kalcitnem marmorju. Akcesoren je neprozorni mineral. Zoisit je skoraj enoosen, optično pozitiven

Fig. 2. Sample B-V/V-2, 62,5 m. Tremolite-zoisite lamina, part of foliated calcite marble. Accessory opaque mineral. Zoisite is optically positive, nearly uniaxial

Sl. 3 in 4. Vzorec B-V/V-2, 62,5 m. Silikatni kalcitni marmor z izrazito foliacijo. V centru slike je korodiran kristal diopsida v preraščanju z mikroklinom in tremolitom (spodaj desno). Osnova je obarvani kalcit. Akcesoren je titanit in nekaj zrn neprozornega minerala

Figs. 3 and 4. Sample B-V/V-2, 62.5 m. Foliated silicate calcite marble. A corroded diopside crystal is associated with microcline and late tremolite (on right, below). Matrix: stained calcite. Some grains of titanite and opaque minerals



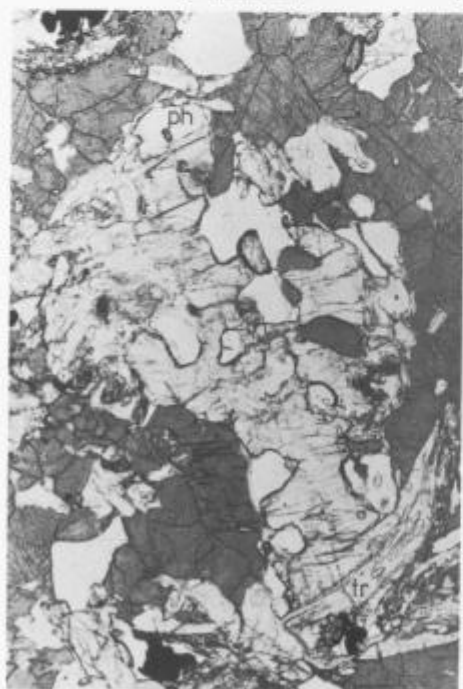
1 mm

1



1 mm

2



0.5 mm

3



+

4

Tabla 5 — Plate 5

Sl. 1 in 2. Vzorec B-IV V-1, 172 m. Iz zoisita, diopsida, skapolita in kremena zgrajeni skrilavec. V nekaterih laminah, kar na sliki ni vidno, nastopa v preraščanju s kremenom in z optično anomalnim β -zoisitom tudi tremolit. Akcesorna sta titanit in neprozorni mineral

Figs. 1 and 2. Sample B-IV V-1, 172 m. Zoisite-diopside-scapolite-quartz rock. Not shown in this figure is the tremolite overgrowing the recrystallized granoblastic quartz and also β -zoisite with abnormal interference colours. Accessory opaque mineral and titanite

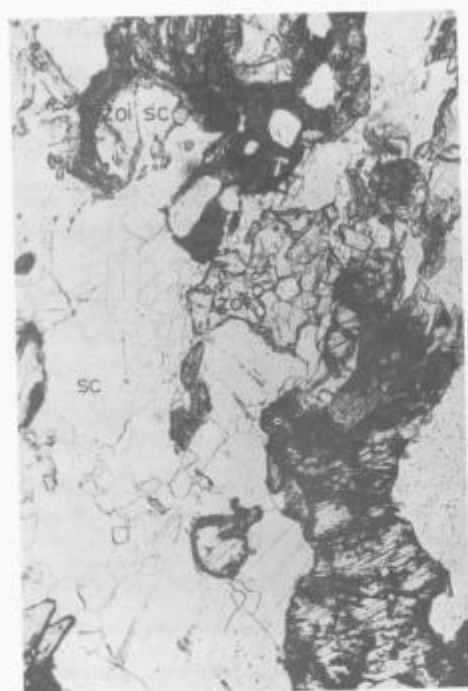
Sl. 3. Vzorec B-V V-2, 60 m. Kvarcit z granatom, ki je deloma pretvorjen v klinozoisit. Kremen je granoblastično rekristaliziran. Relief klinozoisita se ne loči od granatovega

Fig. 3. Sample B-V V-2, 60 m. Quartzite including some garnet crystals partly retrogressed to clinzoisite. Note the nearly equal refringency of both. Quartz grains are granoblastic

Sl. 4. Vzorec B-VII V-1, 90 m. Aplitna žilica, obogatena z drobnimi conarnimi rjavkasto pleohroičnimi kristali turmalina in neprozornim mineralom. V sredi slike je sillimanitni fibrolit z ostanki rdečkasto rjavega biotita. Plagioklaz je po sestavi albit. Na sliki niso prikazani redki K-glinenec, muskovit in kremen

Fig. 4. Sample B-VII V-1, 90 m. Aplitic veinlet enriched with small slightly zoned tourmaline crystals and opaque mineral. Tourmaline is showing brownish pleochroism. In the centre a sillimanite fibrolite. Plagioclase is of albite composition. Not shown and scarce are K-feldspar, muscovite and quartz

Fotografirano je pri paralelnih nikolih. Navzkrižni nikoli so označeni s +
Photographs are in plane polarized light. Crossed polarizers are marked by +

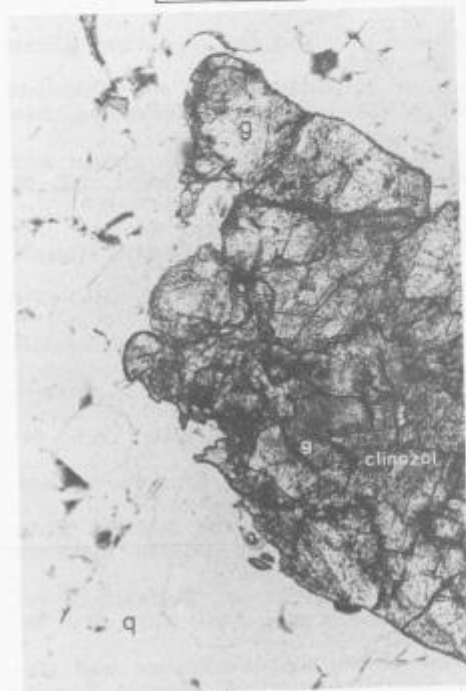


1



2

+



3



4

1 mm

Literatura

- Althaus, E. 1967, The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 16, 29—44, Berlin, Heidelberg, New York.
- Beck-Mannagetta, P. 1967, Die »venoide« Genese der Koralpengneise. *Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt*, 1/2, 6—9, Graz.
- Borsi, S., del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. *Mem. Soc. geol. Ital.*, Vol. 12, 549—571, Pisa.
- Carmichael, D. M. 1969, On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 20, No. 3, 244—267, Berlin, Heidelberg, New York.
- Faninger, E. 1981, Glinenci ravnenskih pegmatitov. *Geologija*, 24/1, 75—87, Ljubljana.
- Ferry, J. M. 1976, Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine: mineral reactions and graphical analysis. *Am. J. Sc.*, Vol. 276, 841—882, New Haven.
- Goldsmith, J. R. & Newton, R. C. 1977, Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7\text{-CaCO}_3\text{-CaSO}_4$. *Am. Miner.*, Vol. 62, No 11/12, 1063—1081, Washington.
- Heritsch, H. 1978, Regionalmetamorphose eines Marmor-Kalksilikatschiefer-Komplexes unter geringem Partialdruck von CO_2 in der Koralpe, Steiermark. *N. Jb. Miner. Abh.*, Bd. 133, H. 1, 41—52, Stuttgart.
- Hewitt, D. A. 1973, Stability of the assemblage muscovite-calcite-quartz. *Am. Miner.*, Vol. 58, No. 7/8, 785—791, Washington.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija* 14, 187—226, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1982, Pohorski eklogit. *Geologija*, 25/2, 251—288, Ljubljana.
- Holdaway, M. J. 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sc.*, Vol. 271, 97—131, New Haven.
- Hoschek, G. 1967, Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 14, 123—162, Berlin, Heidelberg, New York.
- Hoschek, G. 1980, Phase relations of a simplified marly rock system with application to the Western Hohe Tauern (Austria). *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 73, No. 1, 53—68, Berlin, Heidelberg, New York.
- Jäger, E. 1983, The age of the continental crust of Central, Southern and Western Europe—arguments from geochemistry and isotope geology. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Bd. 63, H. 2/3, 339—346, Zürich.
- Kerrick, D. M. 1974, Review of metamorphic mixed volatile ($\text{H}_2\text{O-CO}_2$) equilibria. *Am. Miner.*, Vol. 59, No. 7/8, 729—762, Washington.
- Kieslinger, A. 1928, Die Lavantaler Störungzone. *Jb. geol. Bundesanstalt*, Jg. 78, 499—527, Wien.
- Kieslinger, A. 1929, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich Unterdrauburg, Zone 19, Kol. XII, Wien.
- Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. *Verh. der Geol. Bundesanstalt*, Nr. 7, 101—110, Wien.
- Meixner, H. 1975, Die Mineralvorkommen der Saualpe. *Clausthaler Geol. Abh.*, Sdbd. 1, 199—217, Clausthal-Zellerfeld.
- Mioč, P., Znidarčič, M. & Jerše, Z. 1981, Osnovna geološka karta SFRJ Ravne na Koroškem, L33—54, 1:100.000, Redakcija in založba Zveznega geološkega zavoda Beograd, Beograd.
- Morauf, W. 1981, Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, Vol. 28, No. 2, 113—129, Wien, New York.
- Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). *Geotekt. Forsch.*, H. 35, 23—93, Stuttgart.

von Raumer, J. F. 1983, Die Metapelite von Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Bd. 63, H. 2/3, 421—455, Zürich.

Richardson, S. W., Gilbert, M. C. & Bell, P. M. 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. Amer. J. Sci., Vol. 267, 259—272, New Haven.

Sanford, R. F. 1980, Textures and mechanisms of metamorphic reactions in the Cockeysville marble near Texas, Maryland. Am. Miner., Vol. 65, No. 7/8, 654—669, Washington.

Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Sulla distribuzione di sillimanite nel basamento austroalpino a sud della Finestra dei Tauridi (Alpe orientali). Boll. Soc. Geol. It., 92, 831—839, Roma.

Storre, E. & Nitsch, K.-H. 1974, Zur Stabilität von Margarit im System CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 43, No. 1, 1—24, Berlin. Heidelberg, New York.

Tröger, W. E. 1979, Optical determination of rock-forming minerals. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Winkler, H. G. F. 1976 in 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th and 5th ed., Springer-Verlag, New York. Heidelberg, Berlin.

Yardley, B. W. D. 1977, The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 65, No. 1, 53—58, Berlin, Heidelberg, New York.

UDK 552:551.78(497.13)=862

Granitne stijene sjeverozapadnog dijela Moslavačke gore u sjevernoj Hrvatskoj

Granites from the northwestern slopes of Mt. Moslavačka Gora
in northern Croatia

Jakob Pamić, Eugen Krkalo & Esad Prohić

Geološki zavod, Sachsova 2, 41000 Zagreb

Sažetak

Rad prikazuje geološko-petrološke karakteristike granita sjeverozapadnih dijelova Moslavačke gore. Relativno male mase granita izbijaju kao erozioni ostaci ispod transgresivno nataloženih miocenskih i pliocenskih sedimenata. Raspoloživi radiometrijski podaci ukazuju na mladoalpinsku starost moslavačkih granita, a iste su starosti i graniti na okolnoj planini Motajici. Moslavački graniti su normalni graniti i sadrže kalijski glinenac, oligoklas, kvarc i biotit s muskovitom. Na kraju rada se daje detaljan geokemijski prikaz.

Abstract

The paper deals with geology and petrology of granites from the northwestern slopes of Mt. Moslavačka Gora. Comparatively small masses of granites are unconformably overlain by Miocene and Pliocene sediments. Available radiometric data point to the young-Alpine age of the granites which is correlatable with isotope age of granites from the adjacent Mt. Motajica. Granites of Mt. Moslavačka Gora are normal, and contain K-feldspar, oligoclase, quartz and biotite with secondary muscovite. At the end, the geochemistry of the granites is discussed in detail.

Uvod

Granitne stijene Moslavačke gore su od davnine poznate, a prvi ih spominje H. Wolf (1862), a zatim i Lj. Vukotinić (1868). Iza toga E. Cohen (1887) navodi da u mineralnom sastavu moslavačkih granita dolazi i andaluzit. M. Kišpatić (1889) je dosad najdetaljnije petrografski obradio granite Moslavačke gore; u mineralnom sastavu se pojavljuju kremen, glinenci, među kojima je više ortoklasa nego li plagioklasa (obično oligoklas), te biotit s malo muskovita, a od akcesornih sastojaka: andaluzit, apatit i cirkon. M. Kišpatić (1887) također je petrološki obradio i različite varijetete gabra Moslavačke gore, a u zasebnom članku je sumirao sve svoje petrografske podatke za to

područje (M. Kišpatić, 1900). F. Tućan (1904) je objavio članak o pegmatitskim stijenama iz Moslavačke gore.

Gotovo nevjerojatno, ali točno, to je zapravo sve što se dosad radilo na granitima Moslavačke gore. Istina, F. Tućan (1953), F. Tućan i Lj. Barić (1955) i Lj. Barić (1954, 1955, 1956 i 1972) obrađuju detaljno petrološki hornfelse i kontaktnometamorfne mramore, ali pri tome ne obraćaju pažnju na granite. Jedna jedina dosad raspoloživa kemijska analiza moslavačkih granita objavljena je u radu tehničko-petrografskog karaktera (L. Marić, 1932). Kasnije je L. Marić (1958) detaljno petrološki obradio granitno jezgro iz naftne bušotine iz okolice Vrbovca i pretpostavio da ti graniti odgovaraju granitima Moslavačke gore. Kasnije S. Pavlović et al., (1972) prikazuju rezultate istraživanja kordijerita iz gnajseva Moslavačke gore, a M. Vragović i V. Majer (1979) kordijeritne škrljavce istog područja.

Niz novih podataka o granitima sjeverozapadnog dijela Moslavačke gore dobili su se kroz izvođenje detaljnih geoloških istraživanja kvarcnih pijeska na kojima je radio drugo navedeni autor.

Geološka građa

Istraživano područje pripada sjeverozapadnom rubnom području Moslavačke gore. To su inače izvanredno pokriveni tereni s malo otvorenih izdanaka. Najveće površinsko rasprostiranje imaju nanosi lesa, dok se granitne stijene i sedimenti neogena mogu samo fragmentarno izdvojiti u dubljim jarcima i usjecima puteva. Geomorfološke karakteristike terena ocrtava tektonski izlomljena masa kristalinskih stijena izrazito blokovske građe na kojoj kao tanji pokrov transgresivno leže tektonski i eroziono reducirane naslage miocena i pliocena, te nanosi kvartara.

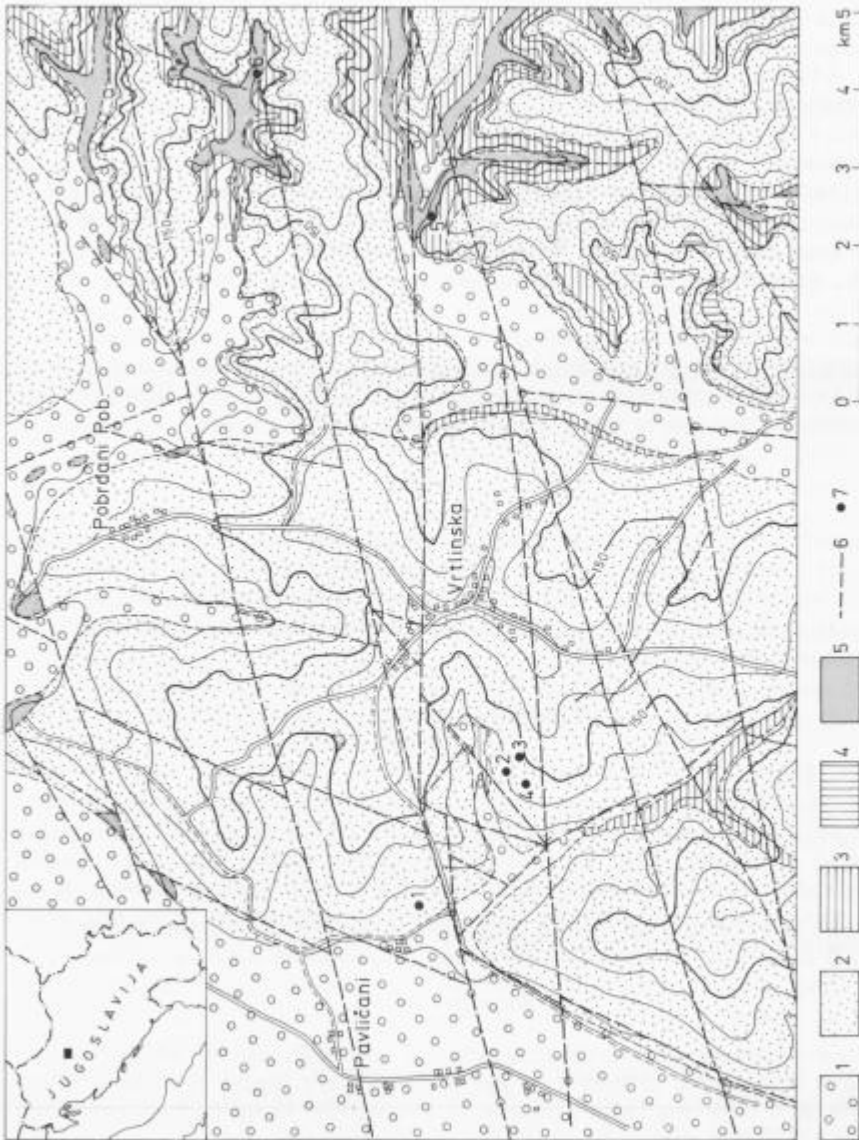
Jasno je izražena horstna građa masiva sjeverozapadnog dijela Moslavačke gore u odnosu na dolinu Česme kao graničnog prostora bazena savske potoline. Na širem području Vrtlinske ističu se tri osnovna tipa rasjeda koji daju osnovno obilježje morfostrukturnom sklopu rubnog područja. Inače najoštrijji dinaridski pravac SZ-JI isprekidan je i maskiran kasnijim pokretima. Više se ističu vertikalni rasjedi pravca SI-JZ i rasjedi pružanja ISI-ZJZ. Ovi tektonski elementi produžuju se i reflektiraju prema zapadu u utonuli paleoreljef zapadnog dijela savske potoline.

Na priloženoj geološkoj karti (slika 1) izdvojeni su, pored granita, još i miocenski i pliocenski sedimenti, te kvartarne tvorevine.

Graniti

Temeljno gorje izgrađuju graniti raznih stadija trošnosti; nalaze se u jarcima istočno od doline potoka Koprivnice i sela Vrtlinska, te sjeverno od Vrtlinske, Pavličana i Pobrđana. Granit je također nabušen u podini kvarcnih pijesaka u ležištu Vrtlinska.

Granit je leukokratna, svijetlosiva, srednjozrnasta stijena ujednačenih strukturno-teksturnih karakteristika na cijelom području istraživanja. Izdanci svježih granita se rijetko nalaze; najčešće se na površini javlja zona grusifikacije debljine od nekoliko metara.



Sl. 1. Geološka karta sjeverozapadnih obronaka Moslavačke gore
 1 riječni sedimenti, 2 les, 3 pliocenski sedimenti, 4 miocenski sedimenti, 5 graniti, 6 rasjeđ, 7 mjesto uzorkovanja
 Fig. 1. Geologic map of the northwestern slopes of Mt. Moslavačka Gora
 1 river sediments, 2 loess, 3 Pliocene sediments, 4 Miocene sediments, 5 granites, 6 fault, 7 sampling sites

Za detaljnu laboratorijsku obradu uzeli smo ukupno 6 uzoraka: uzorci 1 do 4 iz bušotina i uzorci 5 i 6 sa površinskih izdanaka (položaj uzoraka naznačen je na priloženoj geološkoj karti — slika 1).

O geološkom, odnosno stratigrafskom položaju granitno-metamorfno kompleksa Moslavačke gore postoje 3 različita mišljenja:

1. M. Kišpatić (1889) i F. Koch (1899 i 1906) smatraju da je on arhajske starosti.

2. I. Jurković (1962) je iznio pretpostavku da ga treba uvrstiti u hercinski orogenetski ciklus.

3. G. Deleon (1969) je određivao Rb/Sr izotopnu starost na 3 tinjca iz moslavačkih granita i dobio starost od 62 do 90 milijuna godina, što odgovara stratigrafskom rasponu: gornja kreda-stariji paleogen. Po tim podacima bi moslavački granitno-metamorfni kompleks trebalo uvrstiti u alpinski orogenetski ciklus.

Geološki sastav kartiranog područja sjeverozapadnih obronaka Moslavačke gore je takav da onemogućava detaljnije razmatranje ovog problema. Rezultati geološkog kartiranja pokazuju da mladi miocenski sedimenti leže transgresivno preko granita, pa su, prema tome, graniti pre-miocenske starosti.

Miocen — torton

Transgresivno na granitu leže naslage tortona koje su izdvojene samo na manjim površinama jugoistočno od Vrtlinske. Sastoje se od svijetložutih laporovitih vapnenaca, lapora i poluvezanih pješčenjaka s vapnenjačkim vezivom. Unutar ovih sedimentata nađena je bogata mikrofauna karakteristična za tortonske (badenske) naslage.

Pliocen — pont

Naslage pontu leže transgresevno na granitu i tortonskim sedimentima. Sastoje se od horizonata kvarcnog pijeska, a najviše od glinovitih i pjeskovitih lapora na prijelazu u pjeskovite i siltozne gline. Horizont pijeska je detaljno istražen kod Vrtlinske, gdje je okontureno rudno ležište kvarcnog pijeska. Glinovito-laporovite naslage samo mjestimice prekrivaju naslage pijeska, a također su samo djelomice sačuvane kao izrazito transgresivan litostratigrafski član na kristalinskom temeljnom gorju.

Kvartar

Najveći dio kartiranog područja izgrađen je od lesnih nanosa koji se sastoje od smeđih i žutosmeđih siltova i praha s finodispergiranim česticama gline. Registrirani su u usjecima cesta i puteva, te u istražnim bušotinama s najčešćim debljinama od 3—6 m.

Holocen

Aluvijalni nanosi ispunjavaju dolinu potoka Koprivnice i ravničasti prostor doline rijeke Česme. Sastoje se od zaglinjenih pijesaka, šljunaka, gline i pre-taloženog lesa i mulja.

Petrološko-geokemijski podaci

Ispitivane granitne stijene sa sjeverozapadnih obronaka Moslavačke gore imaju ujednačene strukturno-teksturine karakteristike i mineralni sastav. To su leukokratne stijene, obično s kolornim indeksom oko 10, zrnaste su i masivne, rijetko kada i sa slabo izraženom folijacijom listićavih sastojaka.

Promatrano mikroskopski, graniti imaju hipidiomorfno do alotriomorfno zrnastu strukturu: veličina zrna se najčešće kreće od 0,5 do 3 mm, a kod podređenih krupnozrnijih varijeteta i do 5–6 mm.

Tekstura je masivna, a rijetko se zapaža folijacija listićavih sastojaka. U mineralni sastav ulaze kvarc, glinenci, tinjci, te različiti akcesorni minerali.

Među glinencima je najčešći ortoklas koji se obično javlja kao samac ili u sraslacima, obično dvojcima. Optički je negativan, a kut optičkih osi, mjeren na teodolitnom mikroskopu, varira od -65° do -79° . Većinom su svježi ili vrlo slabo zamučeni, kaolinizirani i sericitizirani. Plagioklas je podređeniji, javlja se u sraslacima, obično polisintetskim, sraslim po albitnom sraslačkom zakonu; nekad je slabo zonalan. Fedorevljevom teodolitno-mikroskopskom metodom je određen sastav plagioklasa na 5 zrna; sadržaj anortita varira od 11 do 15%, srednja vrijednost je 13% An. Plagioklas je također većinom svjež. Mimo ortoklasa i plagioklasa, rjeđe se nailazi na pegmatitske proraslace kvarca i alkalijskog glinenca. Važno je istaći da se, i pored najveće pažnje, nisu mogli zapaziti nikakovi znaci mikroklizacije.

Kvarc je količinski dosta podređeniji od glinenaca od kojih se jasno odvaja po izrazitoj alotriomorfnosti.

Biotit je fcmški sastojak; pokazuje pleohroizam u rumenkastosmeđoj boji i obično je svjež. U nekim izbruscima se jasno zapaža muskovitizacija biotita i vrlo je vjerovatno da je sav, inače količinski potčinjeni muskovit, nastao na račun biotita. U samo jednom izbrusku (uzorak 5) zapaženo je da se po biotitu razvija veća količina fibrolita (?).

Od akcesornih sastojaka zapazili smo vrlo malo opakog minerala, zatim apatit, rutil, turmalin (?) i cirkon. Interesantno je istaći da u nijednom uzorku, i pored najveće pažnje, nismo mogli mikroskopski utvrditi prisustvo andaluzita. I M. Kišpačić (1889) naglašava da andaluzit ne dolazi u svim moslavačkim granitima.

Kemijski sastav ispitivanih granita prikazan je na tabeli 1, i iz njega se vidi da je sadržaj glavnih komponenti uglavnom vrlo ujednačen. Prema Nigglijevim vrijednostima (tabela 2), većina kemijski analiziranih uzoraka pada u grupe leukogranitnih i granitnih magmi, a samo neke stoje na prijelazu ka trondhjemitskim magmama.

Po normativnom CIPW sastavu, to su tipske granitne stijene, jer količina normativnog kvarca koleba od 34 do 38%. Sastav normativnog plagioklasa varira od 11 do 21% An, srednja vrijednost je 15% An, u odnosu na 13% An koji je dobiven teodolitno-mikroskopskim određivanjem.

Analizirani uzorci pokazuju i ujednačen mikrochemijski sastav, a koncentracije odabranih elemenata u tragovima blizu su vrijednosti koncentracija koje se u literaturi smatraju tipičnim za »standardne granitne stijene« (K. Turkian and K. Wedepohl, 1961).

Tabela 1. Sadržaj makroelemenata (tež. %) i mikroelemenata ($\mu\text{g/g}$) u granitima sjevernih obronaka Moslavačke gore

Table 1. Major element (in mass percent) and trace element contents (in $\mu\text{g/g}$) of granites from northern slopes of Mt. Moslavačka Gora

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	74.79	73.70	73.82	75.24	74.42	73.82
TiO_2	0.07	0.39	0.03	0.06	0.55	0.45
Al_2O_3	11.93	13.84	14.16	12.83	12.24	13.01
Fe_2O_3	0.77	0.53	0.48	1.49	0.59	1.15
FeO	1.11	1.15	1.01	0.99	1.72	0.71
MnO	0.01	0.04	0.03	0.06	0.09	0.07
MgO	0.30	0.50	0.20	0.40	0.51	0.30
CaO	1.52	0.65	1.40	1.36	1.68	0.81
Na_2O	3.64	2.17	3.11	2.72	3.29	2.34
K_2O	4.21	5.18	4.63	4.88	4.09	5.54
P_2O_5	0.11	0.04	0.06	0.00	0.02	0.00
H_2O	0.86	1.47	0.86	0.70	0.69	1.20
	99.32	99.66	99.79	100.73	99.82	99.40
Ag		<1	3	<1	5	
Ba		800	150	220	700	
Be		8	5	6	6	
Co		2	<1	<1	3	
Cr		10	5	6	17	
Cu		16	20	18	60	
Ga		24	22	26	20	
Li		140	80	85	42	
Mo		5	<1	<1	<1	
Nb		20	22	18	24	
Ni		3	4	2	26	
Pb		20	22	31	18	
Sn		28	10	14	8	
Sr		150	70	80	170	
V		10	10	12	22	
Zn		50	55	58	52	
Zr		250	250	240	310	

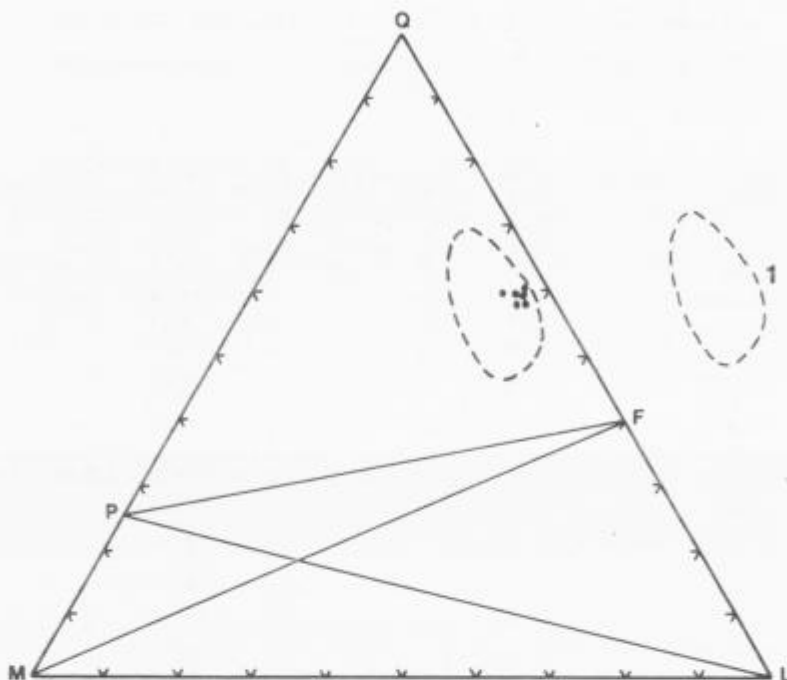
Tabela 2. Normativni CIPW sastav i Nigglijeve vrijednosti
ispitanih granita
Table 2. CIPW norms and Niggli's values of the examined
granites

	1	2	3	4	5	6
Q	34.2	38.7	35.9	38.4	35.1	36.5
C	-	3.5	2.5	0.1	-	1.2
or	25.2	30.9	27.6	29.1	24.4	33.1
ab	31.2	18.6	26.6	23.2	28.1	20.0
an	3.8	3.2	4.2	5.6	6.6	5.6
diwo	1.9	-	-	-	0.4	-
dien	0.7	1.0	0.5	0.8	0.1	-
difs	1.3	1.1	1.5	0.6	0.3	-
hyen	-	-	-	-	0.6	-
hyfs	-	-	-	-	1.6	-
nit	1.1	0.8	0.7	2.2	0.8	1.2
hm	-	-	-	-	-	0.3
il	0.1	0.7	0.1	0.1	1.0	0.9
ap	0.2	-	-	-	0.1	-
norm. plag %	11	15	14	19	19	21
si	444	452	449	473	433	453
al	42	50	50	44	42	47
fm	9	11	7	12	14	9
c	11	5	5	7	9	7
alk	37	33	36	36	34	36
k	0.43	0.6	0.49	0.54	0.45	0.61
π	0.06	0.06	0.07	0.09	0.11	0.09
mg	0.24	0.30	0.18	0.35	0.19	0.24
γ	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
Q	58	60	59	60	58	59
L	38	34	37	37	37	37
M	4	6	4	3	5	4

Umjereno povišene su tek vrijednosti galija i cirkonija. U uzorku 5 uočava se i povećanje koncentracija inače kogenetskih elemenata bakra, nikla i kroma, iznad vrijednosti tipičnih za granitske stijene.

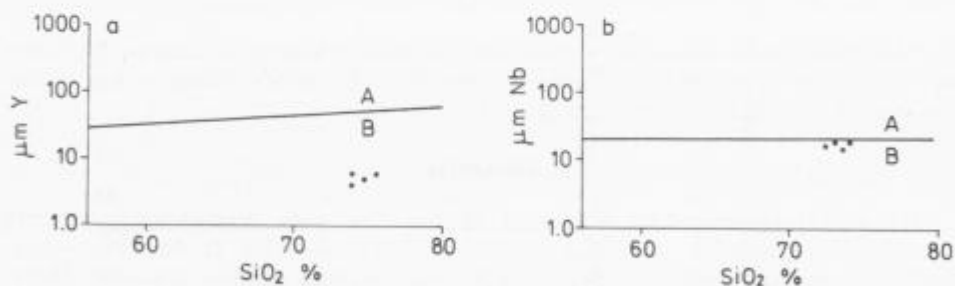
Diskusija

Graniti sjeverozapadnih obronaka Moslavačke gore predstavljaju izrazite leukokratne granite što ilustrira priloženi QLM trokut (sl. 2). Na istom dijagramu je ucrtano polje također izrazito leukokratnih granita susjedne Motajice u sjevernoj Bosni (D. Varićak, 1966) koje treba isto tako uvrstiti, prema podacima G. Deleona (1969), u mlađe dijelove alpskog orogenetskog ciklusa. Važno je istaći da se zona, inače uglavnom petrološki srodnih mladih alpskih granita nastavlja dalje na istok preko Cera i Boranje sve do Kopaonika (G. Deleon, 1969). Ovi graniti, zajedno s prostorno udruženim dacitsko-andezitskim stijenama, upućuju na pretpostavku o postojanju reliktnog drevnog magmatskog luka, odnosno subdukcione zone koja, u stvari, markira sjeverne i jugoistočne granične dijelove Dinarida prema Panonskom



Sl. 2. QLM dijagram za moslavačke i motajičke granite
1 — polje motajičkih granita

Fig. 2. QLM-triangle for granites of Mts. Moslavačka Gora and Motajica
1 — field of Motajica granites



Sl. 3. Varijacioni dijagrami

a $\text{SiO}_2 : \text{Y}$, b $\text{SiO}_2 : \text{Nb}$

A graniti oceanskih hrptova i stabilnih kontinentalnih ploča, B graniti vulkanskih lukova i kolizionih zona

Fig. 3. Variation diagrams

a SiO_2 versus Y, b SiO_2 versus Nb

A ocean ridge granite and within plate granite, B volcanic arc granite and collision granite

Tabela 3. Karakteristike I- i S-granita — općenito (Beckinsale, 1979) i za granite Moslavačke gore

Table 3. Characteristic features of I- and S-granites, and of granites of Mt. Moslavačka Gora

I-graniti I-granites	S-graniti S-granites	Moslavački graniti Mt. Moslavačka Gora granites
Krajnji kiseli članovi širokog deferencijacijskog trenda gabra do granita Extreme acidic members of the broad differentiation trend from gabbro to granite	Samo kisele stijene ograničenog sastava Only acidic rocks of limited composition	Graniti udruženi s malo gabra i vjerojatno intermedijarnih stijena Granites associated with little gabbro, and probably also intermediate rocks
Relativno visok sadržaj natrija Relatively high contents of sodium	Relativno nizak sadržaj natrija ($<3.2\% \text{ Na}_2\text{O}$ uz $\text{cca } 5\% \text{ K}_2\text{O}$) Relatively low contents of sodium ($<3.2\% \text{ Na}_2\text{O}$ at appr. $5\% \text{ K}_2\text{O}$)	Srednji sadržaj $\text{Na}_2\text{O} = 2.88\%$ srednji sadržaj $\text{K}_2\text{O} = 4.75\%$ Average contents $\text{Na}_2\text{O} = 2.88\%$ average contents $\text{K}_2\text{O} = 4.75\%$
Normalni sadržaj izotopnog kisika ($\delta^{18}\text{O}$ oko +6 do +10 ‰ SMOW) Normal contents of heavy oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$ about +6 to +10 ‰ SMOW)	Povišen izotopni sastav kisika ($\delta^{18}\text{O} \geq +10\%$ SMOW) Increased contents of heavy oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O} \geq +10\%$ SMOW)	$\delta^{18}\text{O} = +10.4$ do $+13.4\%$ SMOW $\delta^{18}\text{O}$ from $+10.4$ to $+13.4\%$ SMOW
Relativno visok odnos $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ što se održava u prisustvu magnetita Relatively high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio maintained by presence of magnetite	Relativno nizak odnos Fe_2/FeO što se održava u prisustvu ilmenita Relatively low $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio maintained by presence of ilmenite	Prosječni odnos $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.85$ Average $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio of 0.85
Obično su prisutni rogovača i titanit Usual presence of hornblende and titanite	Karakteristično prisustvo muskovita, kordijerita i granata Characteristic presence of muscovite, cordierite and garnet	Rijetko muskovit kao produkt muskovitizacije biotita; kordijerit i granat nisu utvrđeni Rarely muscovite as product of muscovitization of biotite; cordierite and garnet not detected

masivu i Srpskomakedonskoj masi (J. Pamić, 1977). Svakako da raspoloživa radiometrijska dokumentacija nije adekvatna za povlačenja čvrstog zaključka o izotopnoj starosti moslavačkih granita, no ipak bi se po Deleonovoj radiometrijskoj faktografiji za cjelovitu zonu Motajica—Cer—Bukulja—Kopaonik mogla pretpostaviti mogućnost da moslavački graniti predstavljaju krajnje sjeverozapadne dijelove navedene zone mladih alpskih granita.

Gornji zaključak izveden na terenskim i regionalno-geološkim razmatranjima potkrijepljuju i geokemijski podaci. Nedavno su J. Pearce et al., (1984) dali prijedlog za geotektonsko klasificiranje granita na temelju sadržaja i odnosa određenih mikroelemenata. Oni su izdvojili granite: (a) oceanskih hrbova, (b) stabilnih kontinentalnih ploča, (c) vulkanskih lukova i (d) kolizionih zona. Od njihovih dijagrama koristili smo one koji razmatraju odnose $\text{SiO}_2 : \text{Y}$ i Nb (slika 3a i b) iz kojih se vidi da ispitani moslavački graniti padaju u polje granita kolizionih zona i vulkanskih lukova.

B. Chappell & A. White (1974) predložili su genetsku podjelu granita na I- i S-granite od kojih su prvi genetski vezani za magme koje nastaju taljenjem u gornjem plaštu, dok su drugonavedeni vezani za magme koje su nastale taljenjem materijala kontinentalne kore. Njihove kriterije za tu genetsku razdiobu modificirao je R. Beckinsale (1979) i oni su dati na priloženoj tabeli 3, zajedno s osnovnim karakteristikama ispitanih moslavačkih granita. Iz te tabele se vidi da su moslavački graniti prostorno udruženi s gabrima, a vjerojatno i s intermedijarnim stijenama, te da imaju relativno nizak sadržaj Na_2O u odnosu na visoku količinu K_2O , i po tim bitnim karakteristikama bi po kriterijama Beckinsalea, pripadali I-granitima. S druge strane, izotopni sastav moslavačkih granita, koji je određen na uzorcima 1 i 3, iznosi $\delta\text{O}^{18} = +10,4$ do $+13,4\%$ SMOW, a te su vrijednosti karakteristične za S-granite. Istom genetskom tipu bi pripadali i po relativno niskom odnosu $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$, čija srednja vrijednost iz 6 kemijskih analiza iznosi 0,85.

Nedavno su W. Collins et al., (1982) izdvojili i treću genetsku grupu A-granite koje koreliraju po geokemijskim podacima s I-granitima od kojih pokazuju još viši stupanj izdiferenciranosti.

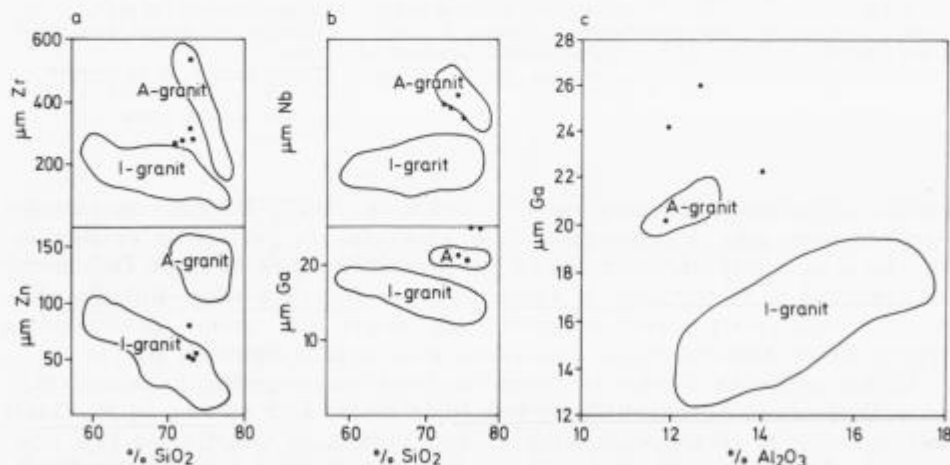
Pokušamo li interpolirati naše vrijednosti u dijagrame spomenutih autora (slika 4), uočiti ćemo izvjesna podudaranja, ali i razlike, koje se mogu sumirati na slijedeći način:

a) Omjer $\text{Ga} : \text{Al}$ je vrlo visok i blizu područja njihovih A-granita, i upravo taj odnos, po njima, predstavlja najtipičniji kriterij za pripadnost A-granitima.

b) Omjeri SiO_2 prema Ga i Nb također su tipični za A-granite.

c) Omjeri SiO_2 prema Zr stoje na dijagramu uglavnom između razdvojenih polja njihovih A- i I-granita.

d) Omjer SiO_2 prema Zn bliži je vrijednostima za tipične I-granite.



Sl. 4. Harkerovi varijacioni dijagrami
a $\text{SiO}_2 : \text{Zn}$ i Zr , b $\text{SiO}_2 : \text{Ga}$ i Nb , c $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Ga}$

Fig. 4. Harker variation diagrams
a SiO_2 versus Zn and Zr , b SiO_2 versus Ga and Nb , c Al_2O_3 versus Ga

Prikazani podaci ne omogućavaju povlačenje jednoznačnog genetskog zaključka za moslavačke granite što je i sasvim razumljivo jer smo našim istraživanjima obuhvatili samo jedan njihov mali dio, i to na relativno malom broju uzoraka. No, i ovi prvi petrološki i geokemijski podaci jasno pokazuju da geneza moslavačkih granita predstavlja vrlo interesantan, ali i složen problem kojeg će se moći bolje sagledati kad se bude raspolagalo bogatijom faktografijom, odnosno kada se u cjelini bude izučio petrološki granitski masiv Moslavačke gore.

Granites from the northwestern slopes of Mt. Moslavačka Gora in northern Croatia

Summary

Comparatively small granite exposures of the northwestern slopes of Mt. Moslavačka Gora, situated in southwestern parts of the Pannonian massif (Figure 1), are unconformably overlain by Miocene and Pliocene sediments. Earlier authors have presumed the Archaen (F. Koch, 1899) and Hercynian (I. Jurković, 1962) age of the granites, whereas G. Deleon (1969) obtained Rb/Sr isotope ages of 62 to 90 Ma pointing to their young-Alpine age.

Granites consist of quartz, orthoclase, plagioclase ($An_{1,3}$) and biotite which is partially transformed into muscovite. Major element and trace element contents of granites are given in Table 1, and petrochemical calculations in Table 2. Based on all these data the examined rocks are leucocratic normal granites.

Granites of Mt. Moslavačka Gora are correlatable both in ages and petrochemical features with granites of the adjacent Mt. Motajica in the northernmost Dinarides (Figure 2). The same granites can be traced further to the east and southeast along the zone Motajica—Cer—Bukulja—Kopaonik where they are associated with Tertiary andesites and dacites. The granites and andesites with dacites could be interpreted as superficial parts of an ancient magmatic arc, i. e. a subduction zone, and granites of Mt. Moslavačka Gora may represent the northwesternmost parts of the zone.

The available data of examined granites are correlated with characteristic features of I- and S-granites (B. Chappell and A. White, 1974), and based on this correlation it can be presumed that granites of Mt. Moslavačka Gora belong probably to the I-type granites. In fact, some geochemical data (Figure 3) fit better with A-granites which are more differentiated than I-granites (W. Collins et al., 1982). The presented petrological and geochemical data are preliminary, and the final genetic conclusion will be made on the basis of additional research.

Literatura

- Barić, Lj. 1954, Biotitnokordijeritni škriljavac sa andaluzitom i silimanitom iz Jaske potoka u Moslavačkoj gori. *Geologija* 2, 145—167, Ljubljana.
- Barić, Lj. 1955, Petrografska istraživanja Moslavačke gore u 1953 godini. *Ljetopis Jugosl. akad.* 60, 315—316, Zagreb.

- Barić, Lj. 1956, Prethodna istraživanja kontaktolita u Moslavačkoj gori. Ljetopis Jugosl. akad. 61, 304—308, Zagreb.
- Barić, Lj. 1972, Kontaktnometamorfni mramori iz okolice Podgarića u Moslavačkoj gori (Hrvatska). VII. Kongr. geol. SFRJ. 2, 1—28, Zagreb.
- Beckinsale, R. D. 1979, Granite magmatism in the tin belt of southeast Asia. »Origin of Granites« (Eds: M. P. Atherton and J. Tarney), 34—44, Shiva Publ. Lim, Kent.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173—174, Canberra.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White A. J. R., & Chappell B. W. 1982, Nature and origin of A-granites with particular reference to Southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 189—200, Berlin.
- Cohen, E. 1887, Andalusitführende Granite. Neues Jahrb. Miner. Geol. Paleont., 2, 178—180, Stuttgart.
- Deleon, G. 1969, Pregled rezultata odredjivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, 6, 165—182, Beograd.
- Jurković, I. 1962, Rezultati naučnih istraživanja rudnih ležišta Hrvatske. Geol. vjes., 15 (1), 249—294, Zagreb.
- Kišpatić, M. 1887, Olivinski gabro iz Moslavačke gore. Rad JAZU, 83, 1—17, Zagreb.
- Kišpatić, M. 1889, Kristalični trup Moslavačke gore. Rad JAZU, 95, 1—27, Zagreb.
- Kišpatić, M. 1900, Die krystallinische Gesteine der Moslavačka gora in Kroatien. Geol. an. Balk. poluos., 5 (2), 1—59, Beograd.
- Koch, F. 1899, Prilog geološkom poznavanju Moslavačke gore. Rad JAZU, 139, 1—28, Zagreb.
- Koch, F. 1906, Geologijska pregledna karta kraljevine Hrvatske — Slavonije, tumač geologijske karte Ivanić-Kloštar i Moslavina, 1—22, Zagreb.
- Marić, L. 1932, Prilog poznavanja trošenja naših granita. Arhiv za kemiju i farmac., 3, 185—187, Zagreb.
- Marić, I. 1958, Granitski pluton istok-sjeveroistočno od Zagreba. Zbor rad. Geol. inst. »Jovan Žujović«, 10, 1—19, Beograd.
- Pamić, J. 1977, Alpinski magmatsko-metamorfni procesi i njihovi produkti kao indikatori geološke evolucije terena sjeverne Bosne. Geol. vjesnik, 22, 257—292, Sarajevo.
- Pavlović, S., Milojković, R. & Nikolić, D. 1972, Kordijerit iz Moslavačke gore. Zapis. Srp. geol. druš. za 1968, 1969 i 1970. god., 63—67, Beograd.
- Pearce, J. A., Nigell, B. W. H. & Tindle, A. G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Jour. Petrology, 25/4, 956—983, Oxford.
- Tučan, F. 1904, Pegmatit u kristaličnom kamenju Moslavačke gore, Rad JAZU, 159, 166—208, Zagreb.
- Tučan, F. 1953, Nov prinos poznavanju kristalastih stijena Moslavačke gore. Spomenica Miše Kišpatića, JAZU, 39—69, Zagreb.
- Tučan, F. & Barić, Lj. 1955, Petrografska istraživanja Moslavačke gore u 1953. godini. Ljetopis JAZU, 60, 315—316, Zagreb.
- Turekian, K. K. & Wedepohl, K. H. 1961, Distribution of the some major units of the earths crust. Geol. Soc. Amer. Bulletin, 72, 175—192, Washington.
- Varićak, D. 1966, Petrološka studija motajičkog granitnog masiva. Pos. izd. Geol. glas., 9, 1—170, Sarajevo.
- Wolf, H. 1862, Sitzungen der k.k. Geologischen Reichsanstalt. Sitzung am 29. April 1862. Jb. Geol. R. — A., 12, 3, 229, Wien.
- Vragović, M. & Majer, V. 1979, Prilozi za poznavanje metamorfnih stijena Zagrebačke gore, Moslavačke gore i Papuka (Hrvatska, Jugoslavija). Geol. vjes., 31, 295—308, Zagreb.
- Vukotinić, Lj., 1868, Über den Moslaviner Granit. Verhandl. Geol. R. A., 5, 110, Wien.

Rudišča
Ore deposits

UDK 553.44:55:550.4:549.086(234.323.61) = 863

Geološke, geokemične in mineraloške značilnosti rude in prikamenine svinčevo-cinkovih orudenenj mežiškega rudišča

Geological and geochemical characteristics of ore and host rock of lead-zinc ores of the Mežica ore deposit

Ivo Struč

Ekonomski center Maribor, Inštitut za gospodarski, socialni in prostorski razvoj,
Na gradu 5, 62390 Ravne na Koroškem

Kratka vsebina

Svinčevo-cinkova orudenenja mežiškega rudišča so med diagenozo prikamenine in tudi pozneje med epigenetskimi procesi pretrpela velike strukturne in druge spremembe, zelo malo je ostalo od prvotnih struktur sedimentacijskega nastanka rude. Po obliki in prostorskem položaju razlikujemo dva sistema orudenenj: konkordantnega in diskordantnega. Konkordantna orudenenja ležijo bolj ali manj vzporedno s plastovitostjo ali paleoreliefom določenih nivojev srednje in zgornjetriasnih kamenin, diskordantna pa se pojavljajo v razpokah, vzdolž posttriasnih prelomov in prelomnih con ali pa so brez določenih stratigrafsko-litoloških in tektonsko prostorskih elementov. V pričujoči razpravi so prikazane glavne značilnosti rude in prikamenine posameznih orudenenj, vključno z njihovo genetsko problematiko.

Abstract

The Pb and Zn ores of the Mežica ore deposit underwent during diagenesis of ore-bearing carbonate rocks, and also later, during epigenetic processes, drastic structural and other changes, so that very few original structures of the sedimentary genesis of ore remained. According to their form and their spatial position, two systems of ores may be distinguished: the concordant and the discordant one. Concordant ores occur more or less parallel to the bedding or to the paleorelief of certain levels of Middle and Upper Triassic carbonate rocks, while the discordant ores occur either in fissures, along post-Triassic faults and fault zones, or appear without clear spatial connection with stratification or faults. In the present proceedings the main characteristics of ore and ore-bearing rocks are presented, as well as the problematics of their genesis.

Uvod

Svinčevo-cinkova orudenenja mežiškega rudišča so si na prvi pogled zelo podobna. Vendar, če jih malo bolj natančno pogledamo ali proučimo, bomo kmalu ugotovili, da obstajajo med njimi precejšnje razlike, tako v strukturnih in teksturnih značilnostih kakor tudi v geokemični in mineralni sestavi rude in prikamenine. Vse te različne značilnosti izhajajo seveda iz različnih pogojev nastanka posameznih tipov orudenenj.

Največ rude je v ladinijsko-karnijskih plasteh, v tako imenovanem wettersteinskem apnencu ali dolomitu; nekaj manjših najdišč pa je tudi v apnencu ali dolomitu med 1. in 2. karnijskim skrilačcem in nad 3. karnijskim skrilačcem. Nikjer pa ni bila doslej ugotovljena kakršnakoli neposredna povezava med enim in drugim zaporedjem teh plasti, tudi ne v primeru, ko nastopa ruda v mlajših tektonskih strukturah.

Pričujoča razprava je sinteza treh raziskovalnih nalog, ki so bile opravljene v okviru projekta »Mezozoik v Sloveniji«; financirala pa sta jih Raziskovalna skupnost Slovenije in DO Rudniki svinca in topilnica Mežica.

Vse tri naloge sem strnil zaradi tega, ker so med seboj tesno povezane in dajo le skupaj kolikor toliko sklenjeno celoto o problematiki nastajanja mežiškega rudišča.

Problemov v zvezi z nastankom je še nič koliko, toda vsaka, tudi delna rešitev le-teh nas popelje bliže dejanskim dogodkom v geološki preteklosti rudišča. Vsak korak bliže resnici pa pomeni večje možnosti za bolj uspešno raziskovanje še neodkritih Pb-Zn orudenenj.

Pri delu so mi pomagali kolegi in bivši sodelavci iz geološke službe mežiškega rudnika, za kar se jim iskreno zahvaljujem. Zahvalo sem dolžan tudi prof. dr. M. Drogeniku in prof. dr. W. Tufarju za nasvete in pomoč pri mikroskopiranju. Slednjemu tudi zato, ker mi je omogočil raziskave z elektronskim mikroskopom, rentgenskim difraktometrom ter z drugo raziskovalno opremo in mi izdelal veliko število izredno kakovostnih rudnih preparatov. Obenem se zahvaljujem tudi Geološkemu inštitutu univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani in Geološkemu inštitutu Philippsove univerze v Marburgu na Lahni, ki sta mi omogočila delo z njuno raziskovalno opremo. Za podobne usluge se moram zahvaliti tudi Tovarni dušika Ruše, predvsem pa kolegici E. Grobelšek. Zahvalo sem dolžan še prof. dr. E. Schrollu in dr. U. Siewersu oziroma njunima inštitutoma za analize slednih prvin. Zahvala velja tudi K. Fecherju za raziskave z elektronskim mikroskopom in C. Gantarju ter R. Vončini za izdelavo dela slikovnega materiala.

Geološke in geokemične značilnosti rudonosnih kamenin

Starost wettersteinskih plasti in njihovih ekvivalentov

Ladinijska stopnja in spodnji del karnijske sta razviti na območju severnih Karavank in Ziljskih Alp v treh facijah: v zagrebenski, grebenski in predgrebenski. Zagrebensko in grebensko facijo že dolgo označujejo kot wettersteinske plasti oziroma wettersteinski apnenec, predgrebensko pa kot partnerske plasti. Prvi dve faciji sta skoraj v celoti sestavljeni iz karbonatnih kame-

nin — apnencev in dolomitov, z vsemi prehodnimi različki, partnaška pa je sestavljena iz glineno-karbonatnih sedimentov.

Po debelini ter litoloških in morfoloških značilnostih so wettersteinske plasti najbolj markantna litološka enota severnih Karavank in Ziljskih Alp. Na prvi pogled je njihova sestava zelo enolična in vzbuja vtis, da je vsaka razčlenitev nepomembna in nemogoča, toda Hollerju jih je že leta 1936 v Bleibergu uspelo razčleniti na posamezne značilne plasti in določiti njihova zaporedja (Holler 1936). Pri tem je ugotovil, da so plastovna orudnenja vezana na povsem določene plasti in jih je zato imenoval »žlahtne«. Razčlenitev wettersteinskih plasti je v mežiškem rudniku zaradi večjih poznodiagenetskih sprememb — dolomitizacije in rekristalizacije — delno pa tudi zaradi oksidacijskih procesov sicer težje izvedljiva, vendar je možna in za usmerjanje raziskav zelo koristna.

Do nedavna smo wettersteinske plasti v celoti uvrščali v ladinijsko stopnjo. Njihova starost je bila določena z gastropodi *Chemnitzia rosthorni* Hoernes in *Chemnitzia gradata* Hoernes, ki ju je Hoernes (Teller, 1896) določil iz najdišč na Obirju in iz rudarskih del na Mali Peci. Bogata nahajališča teh polžev so še pri Burjakovi steni v Topli, na 10. obzorju v Navršniku in na 6. obzorju v Grabnu. Po fosilnem materialu, ki ga je Teller nabral v rudarskih delih na Mali Peci, je Mojsisovics zgornji del uvrstil v cono s *Trachyceras aonoides*. Določil pa je še naslednje fosile: *Arcestes gaytani* (Klipstein), *Joanites klipsteini* Mojsisovics, *Monophyllites jarbas* (Münster), *Monophyllites agenor* (Münster) in *Atractites ausseanus* Mojsisovics. Teller (1896) je našel v wettersteinskem apnencu na Peci tudi *Megalodus triquetus*. Preseke megalodontidnih školjk najdemo sicer sorazmerno pogosto, vendar z območja severnih Karavank paleontološko še niso bile raziskane.

V splošnem so wettersteinske plasti revne z makrofosilnim materialom. Precej več pa je v njih mikrofosilov, saj najdemo skorajda v vsakem vzorcu, če ni dolomitiziran ali rekristaliziran, raznovrstne alge, foraminifere in odlomke lupinic raznih mehkužcev. Najbolj pogoste so modro zelene alge, potem zelene alge iz skupine Dasycladaceae in Codiaceae ter končno še rdeče alge iz skupine Solenoporaceae. Zelo pomembna je najdba alge *Poikiloporella duplicata* (Pia) v Srednji coni, ki je značilna za karnijsko stopnjo, in sicer cordevolsko in julsko podstopnjo. V severnih Apneniških Alpah so razen nje našli še *Clypeina besici* Pantić (Bechstädt, 1975). Z najdbo teh dveh fosilov se meja med ladinijsko in karnijsko stopnjo sicer premakne navzdol za več kot 150 m, vendar tega v praksi, predvsem pri kartiranju, ne bo mogoče izvesti. Sorazmerno pogosto se pojavlja tudi alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), ki nam pa o stratigrafskem položaju ne daje dovolj natančne slike.

Pomemben delež med fosili imajo tudi foraminifere. Doslej so bile ugotovljene: *Agathammina* cf. *austroalpina* Kristan-Tollmann & Tollmann, *Trochammina* cf. *altalensis* Koehn Zaninetti, *Diplotremina* cf. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp., *Variostoma* sp., *Duostomina* sp., *Neoendothyra* sp. in *Earlandia* sp. Razen foraminifer najdemo tu in tam še druge mikrofosilne ostanke, zlasti ostrakode, mikrogastropode, školjčne lupinice in odlomke ehinoderm. Mikrofosile je določila L. Šribarjeva, za kar se ji lepo zahvaljujem.

Grebenska facija se makroskopsko od lagunske facije wettersteinskega apnenca komajda loči. Razlika se kaže samo v fosilnem inventarju ter v mikrostrukturnih in teksturnih značilnostih apnenca. V wettersteinskem apnencu lahko pri skrbnem kartiranju vedno ugotovljamo lego plasti (sl. 1), v grebenskem pa ne (sl. 2). Najbolj vidimo to razliko na Peci, kjer je južna stena sestavljena iz masivnega grebenskega apnenca, severna pa iz skladovitega lagunskega wettersteinskega apnenca. Na južnem pobočju najdemo tudi mnogo koralnih nahajališč. V grebenskem apnencu oziroma pasu, ki ga sledimo s prekinitvami od Pece do Razborja, so bile doslej določene naslednje korale: *Volzeia subdichotoma* (Münster), *Volzeia badiotica* (Volz), *Craspedophyllia alpina* (Loretz), *Margarophyllia* sp., *Margarophyllia michaelis* Volz, *Margarosmia septanectens* Loretz in *Omphalophyllia bittneri* Volz. Razen koral so bile najdene še spongije *Dictyocoelia manon* (Münster) in *Vesicocaulis reticuliformis* Jablonsky in foraminifera *Involutina gashei praegashei* Koehn-Zaninetti ter alga *Tubiphytes obscurus* Maslov.

V grabenskem revirju in vzhodno od njega smo našli poleg že naštetih fosilov še *Oppelismilia* sp. in *Microtubus communis* Flügel na osnovi katerih sklepamo, da pripada del grebenskega apnenca karnijski stopnji. Tudi v južnem delu Navršnika v centralni jami najdemo območja, ki so sestavljena iz



Sl. 1. Vzhodno pobočje Sumahovega vrha (1165 m) iz wettersteinskega apnenca v lagunskem razvoju

Fig. 1. The East slope of Sumahov vrh (1165 m) composed of Wetterstein lagoonal limestone

grebenskega apnenca s koralo *Volzeia badiotica* Volz. Korale sta določila G. Kolosvary in D. Turnškova, za kar se jima lepo zahvaljujem.

Južno od grebenskega pasu ni nikjer wettersteinskih apnencev lagunske facije. Namesto njih so tu črni in temno sivi glinovci, ki jih lahko istovetimo s partnaškimi skladi. Dolgo so jih zamenjavali s karditskimi skrilavci in jih uvrščali v karnijsko stopnjo. V njih so tudi večje apnenčeve čeri. Partnaške plasti so na območju severnega pasu Karavank sorazmerno slabo raziskane.

Litološke in sedimentološke značilnosti rudonosnih delov wettersteinskih plasti

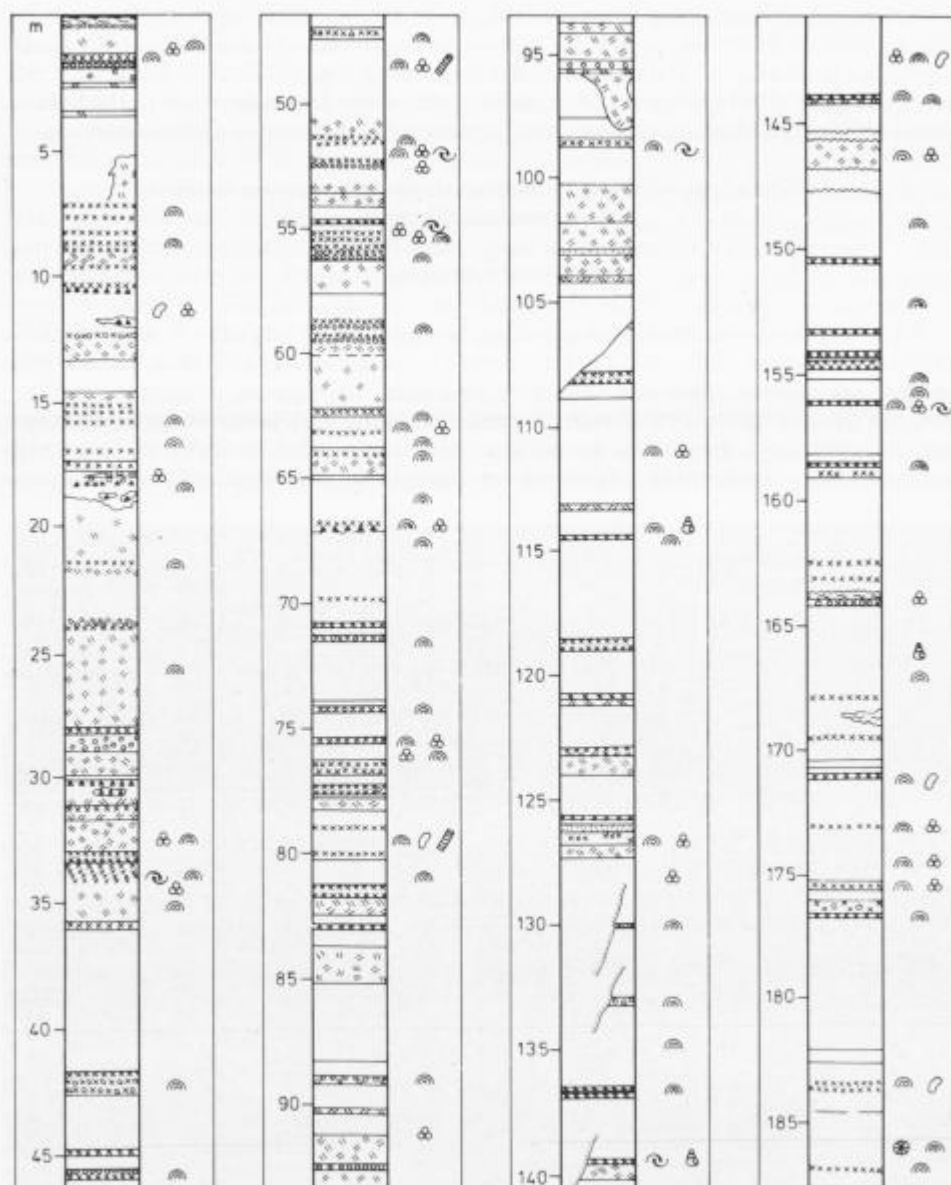
Vrste kamenin

Skladovnica wettersteinskih plasti sestoji skorajda izključno iz karbonatnih kamenin debeline 1000 do 1200 m. Spodnja polovica je pretežno dolomitna, zgornja pa apnena. Ponekod je tudi v zgornjem delu precej dolomita, vendar brez večjih lateralnih razsežnosti. V centralni jami mežiškega rudnika se stopnja dolomitizacije spreminja že na zelo majhnih razdaljah, tako po vertikali kakor tudi po horizontali. Debelina spodnjega dolomitnega dela skladovnice



Sl. 2. Južno ostenje Peca (2126 m) iz wettersteinskega apnenca v grebenskem razvoju — pogled z Male Peca (1710 m)

Fig. 2. The south rock wall of Peca (2126 m) composed of Wetterstein reef limestone — a view from Mala Peca (1710 m)






















Sl. 3. Zaporedje plasti zgornjega dela wettersteinskega apnenca v Srednji coni na 7. obzorju

Fig. 3. Succession of beds in the upper part of the Wetterstein limestone sequence on the 7th level of the Srednja cona mine district

znaša 500 do 600 m. Njej primerna je tudi razširjenost tega dolomita v severnem pasu Karavank. Zanimivo je, da je dolomitizacija v zgornjem delu praviloma povezana z nastankom interstratificiranih Pb-Zn orudnenj, spodnji dolomit pa je praktično brez rude. Prav zato spodnjemu delu wettersteinskih plasti doslej nismo posvečali posebne pozornosti.

Wettersteinske plasti so na prvi pogled zelo enolične, toda z malo večjo pozornostjo lahko ugotovimo, da je litološka sestava celo zelo pestra. Pogosto se namreč med seboj menjavajo raznovrstne mikrobreče, makrobreče, stromatolitne in onkoidne plasti, dolomiti različne zrnivosti in kemične sestave ter afanitski in fanerokristalni apnenci. Tako je bilo v profilu (sl. 3), ki obsega zgornjih 190 metrov wettersteinske skladovnice na 7. obzorju v Srednji coni, zabeleženih kar 230 raznovrstnih plasti in vložkov. Največ je stromatolitnih in zato se bomo pri njih najprej ustavili.

Stromatolitne plasti so organogeni sedimenti plimskega in nadplimskega območja. Od ostalih različkov wettersteinskega apnenca se ločijo po svetlo sivi in beli barvi ter seveda tudi po strukturi. Holler (1936) jih je imenoval »mlečne plasti« in jih pod tem imenom v Bleibergu in tudi v Mežici še pogosto označujejo oziroma kartirajo. Njihova debelina je od 1 cm do največ 15 cm. Stromatolitne plasti (tabla 1, sl. 6) sestojе iz kalcita in dolomita v zelo različnih razmerjih. Včasih prevladuje kalcit, drugič pa so pretežno iz dolomita. Fosilni ostanki v teh plasteh so iz skeletnih in neskeletnih alg, foraminifer in drobnih lupinic mehkužcev, toda največini v obliki fosilnega drobirja. Alge so največkrat zastopane s kodiacejami. Terigenih sestavin v glavnem ni opaziti, a lokem pa so vedno prisotni v različnih količinah in velikostih. Najbolj pogosto sestojе iz plastiklastov ali intraklastov, pa tudi iz onkoidov in bioklastov, redkeje iz peletov. Stromatoliti nastajajo z izmeničnim kopičenjem (sedimentacijo) detritičnih zrn ali precipitiranih mineralov in mikroorganizmov, predvsem modro-zelenih alg. Po strukturi ločimo več vrst stromatolitov. Pogosto

	Karnijski skrilapec Carnian shale		Lumakele Lumachelle
	Oolitni apnenc s piritom Oolitic limestone with pyrite		Polži Gastropods
	Dolomitizirani apnenc Dolomitized limestone		Krinoidi Crynoids
	Stromatolitne plasti Stromatolitic beds		Korale Corals
	Stromatolitno-onkoidne plasti Stromatolitic-oncoidic beds		Plastovna ploskev Bedding plane
	Črna breča Black breccia		Vložki gline Clay intercalations
	Onkoidni apnenc (dolomit) Oncoidic limestone (dolomite)		Milonitizacija Mylonitization
	Alge Algae		Prelom brez milonita Fault without mylonite
	Foraminifere Foraminifera		Prelom z milonitom Fault with mylonite
	Ostrakodi Ostracods		

najdemo bočno vezane hemisferoide (LLH) in koncentrično sferoidne strukture (SS-C), toda povečini so te strukture neizrazite, nepravilno nagubane ali nagrbnčene. Ker so bile kot plitvovodne tvorbe podvržene plimovanju oziroma delovanju morskih valov, so navadno samo fragmentarno ohranjene. Tako jih razmeroma pogosto najdemo v obliki odlomkov raznovrstnih makro- in mikrobreč ali v onkoidnih kameninah. Pore so zacementirane s kalcitom, kalcitom in dolomitom ali samo z dolomitom. Nemaokrat so pore zapolnjene z dolomikritom in piritom. *Bechstädt* (1973, 1975) meni, da so stromatolitne plasti v glavnem nastale v plimskem območju. Manjkajo namreč znaki, ki bi kazali na daljše ali večje osušitve sedimenta.

Posebna oblika stromatolitov so onkoidi, ki jih *Logan* in sod. (1964) označujejo z oznako SS, kar pomeni »spheroidal structures«. Debelina in barva teh plasti sta podobni kot pri ostalih stromatolitih. Enako velja za mineralno sestavo, le s to razliko, da je v raziskanih vzorcih praviloma manj kalcita kakor v drugih stromatolitnih plasteh. Pore so zacementirane z dolosparitom ali z dolosparitom in kalcitom. Če sta v porah oba minerala, sestavlja dolomit praviloma cement A, kalcit pa cement B. Onkoidne plasti so z redkimi izjemami revne s fosili. Tu in tam najdemo v njih skeletne alge in foraminifere.

Pretežni del skladovnice wettersteinskih plasti je nastal v podplimskem (subtidalnem) območju sedimentacije. Sem sodijo mikritni, dismikritni in sparitni apneneci z redkimi alokemi in nizkim energijskim indeksom ter majhno stopnjo dolomitizacije. Le-ti so glavni nosilci mikrofosilov. Najbolj pogostne so alge in foraminifere, manj pa je ostrakodov in mehkužcev. Glede na nizek energijski indeks, vrste fosilnega materiala in na menjavanje s stromatolitnimi plastmi lahko sklepamo, da gre za lagunske sedimente, ki so bili od morskih valov precej zaščiteni. Po *Johnsonu* (1961) so nastali v 1 do 10 m globokem morju. Dolomitizacija se kaže v dveh oblikah, dolomit se pojavlja v osnovi ali kot cement v razpokah. V obeh primerih je dolomit proizvod poznodiagenetskih procesov.

Med najbolj značilne plasti sodijo tako imenovane črne breče (tabla 1, sl. 1 do 5), ki se v mežiškem rudišču pojavljajo okoli 12, 25 in 60 m pod 1. skrillavcem. Kljub majhni debelini od 5 do 15 cm izkazujejo izredno veliko regionalno razprostranjenost, saj jih najdemo skorajda v enakih nivojih od Uršlje gore do Bleibergera v Ziljskih Alpah.

Po velikosti odlomkov ločimo debelozrnate in drobnozrnate breče. V prvih so odlomki veliki od 0,5 do 5 cm, v drugih pa so manjši od 0,5 cm. Odlomki so iz črnega in rjavega dismikritnega in mikritnega apnenca z algami in alokemi, osnova pa je iz sivega in rjavega dismikritnega in sparitnega apnenca. Temno barvo dajejo breči bitumenske snovi in fino razpršeni pirit, po katerem lahko sodimo, da je sediment odlomkov nastal v redukcijskem okolju. V talini breče je praviloma tanka laporna plast.

Grebenski apnenec sestoji iz zelo drobnega intraklastičnega in bioklastičnega materiala. Skorajda v vsakem vzorcu nespremenjenega apnenca najdemo ostanke grebenske favne. Korale so dokaj razširjene in se pojavljajo v apnenecu v kopučah, velikih 1 do 3 m³. Skoraj vedno pa so v apnenecu še alge in foraminifere ter ostanki ehinoderm, gastropodov in moluskov. Grebenski apnenec v grabenskem revirju sestoji iz intrasparita, intrabiosparita in intrabiopelspari-



ta, torej iz sedimentov, ki so nastali v zelo plitvem sedimentacijskem bazenu. Energijski indeks, korozijske votline in izsušitvene pore kažejo, da so nastali v plimskem in nadplimskem pasu. Po favni, flori in kemični sestavi sklepamo, da je bila voda čista in dobro prezračena in ni nikakršnega sledu o redukcijskem okolju. Zato je apnenec dokaj čist. Običajno je rožnato siv ali bledo oranžen.

Od predhodno opisanih kamenin lagunske facije se razlikujejo grebenski apnenci predvsem po tem, da v njih nikjer ni stromatolitnih ali drugih plasti. Plastovitosti ni nikjer opaziti, zato povzročajo ti apnenci precej problemov, zlasti pri interpretaciji paleogeografske in tektonske zgradbe.

Dolomitizacija

Profil wettersteinskih plasti v Srednji coni sestoji 25 % iz dolomita. V drugih ekvivalentnih profilih ga je več, v nekaterih, zlasti v vzhodnem in jugovzhodnem delu Navršnika, ga je celo več kot 80 %.

Dolomitizacija se je v večini primerov dogajala v poznodiagenetski fazi. Najbolj je to opazno v vzorcih, ki so samo delno dolomitizirani. Toda tudi čisti dolosparit kaže vse značilnosti poznodiagenetskega nastanka. Zrnatost je nad 0,02 mm, o mikrofosilih pa praktično ni sledu, čeravno so v ostalih različnih wettersteinskega apnenca skoraj vedno prisotni. Večidel je dolosparit srednjezrnat, struktura pa inekvigranularna — idiotopna. Evhedralne kristale najdemo samo v porah in votlinicah. Te so pogosto zapolnjene z organsko substanco oziroma bitumenom. Barva dolomita je rožnato siva, rahlo rumeno rjava, svetlo siva ali bela.

Pogosto se srečujemo tudi z brečastim dolomitom, v katerem so odlomki iz delno dolomitiziranega apnenca in vezivo iz drobnozrnatega dolosparita. V teh prehodnih različnih lahko skoraj vedno najdemo dve do tri generacije dolomita. Brečaste strukture pa nam povedo, da se je dolomitizacija dogajala, ko je bil apneni sediment že kolikor toliko strnjen. Zelo pogosto najdemo tudi izsušitvene pore, zapolnjene z dolosparitom, dolomikrosparitom ali dolomikritom. Tu in tam se srečujemo tudi s korozijskimi strukturami, ki nastajajo z raztapljanjem pri zakrasevanju karbonatov, po katerih lahko sodimo, da so bile kamenine občasno podvržene daljšim osušitvam. Povečini so te votlinice zapolnjene z debelozrnatim kalcitom.

Grebenski apnenci so tu in tam močno dolomitizirani. Najbolj so v grabenskem revirju, kjer je dolomitizacija tesno povezana z nastankom Pb-Zn rude. Ves dolomit je nastal v poznodiagenetski ali epigenetski fazi. Pojavlja se v obliki srednje- in debelozrnatega dolosparita. Zrnavost se giblje med 0,05 in 0,5 mm, ponekod tudi do 1 mm in več. Dolomitna zrna osnove so v glavnem anhedralna in so med seboj zobčasto zraščena. Mlajši dolomit v porah in geodah pa je navadno sub- in evhedralen ter kaže conarno zgradbo kristalov. Primarne strukture so povečini povsem uničene. Le tu in tam najdemo še njihove ostanke v obliki popolno rekristaliziranih koral.

Mikroskopske raziskave kažejo, da je dolomitizacija potekala v več fazah. Podobno kot v wettersteinski skladovnici lagunskih kamenin lahko ugotav-

ljamo dve do tri generacije dolomita, včasih celo štiri. Dolomitizacija je potekala v rahlo redukcijskem okolju, ker najdemo že v prvi generaciji mestoma drobno razpršena piritna zrna (tabla 2, sl. 6).

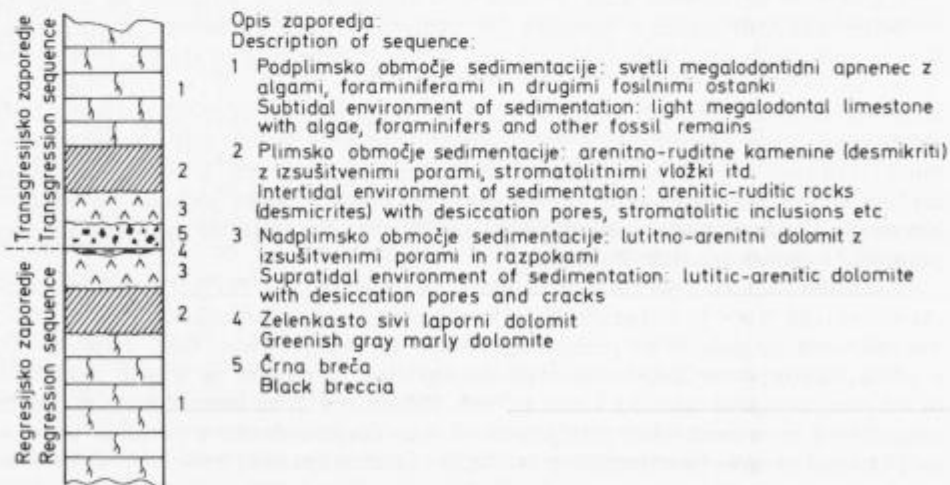
Pogoji sedimentacije

Po sedimentoloških značilnostih lahko sklepamo, da so posamezne kame-nine skladovnice wettersteinskih plasti nastale v naslednjih sredinah:

- mikritni, dismikritni in sparitni apnenec v podplimskem (subtidalnem) območju,
- stromatolitni in onkoidni apnenec v plimskem (intratidalnem) območju,
- dolomiti, črne in druge breče ter apneneci z visokim energijskim indeksom v plimskem in nadplimskem (intratidalnem in supratidalnem) območju.

V Bleibergu so bile wettersteinske plasti zelo nadrobno proučene, zlasti pomembna so dela Hollerja (1936, 1960) in Bechstädt (1973, 1975, 1979). Slednji je ugotovil, da sestoji zgornji del skladovnice wettersteinskih plasti iz cele vrste ciklotem z regresivnim in transgresivnim zaporedjem plasti, kakor je prikazano na sliki 4.

Na zelo podobne sekvence naletimo tudi v severnem karavanškem pasu oziroma na območju mežiškega rudišča, in to na približno enakih razdaljah od 1. skrilačca kakor v Bleibergu. Nekaj teh sekvenc je prikazanih na sliki 5. To so seveda idealni cikli, ki povečini niso tako dobro ohranjeni ali pa so povsem zabrisani. Najbolj pogosto manjka plast 3 na sliki 4, kar Bechstädt (1975) pripisuje eroziji. Za sivo zeleno laporno plast pa meni, da gre za rezidualni sediment, ki sestoji v glavnem iz dolomita (74 do 85 %), illita in iz zelo malo kremenca. V Mežici vsebujejo zelene plasti praviloma drobno razpršen pirit. Debelina teh plasti ali vložkov se giblje navadno v milimetrskem ob-



Sl. 4. Idealno ciklično zaporedje sedimentacije iz zgornjega dela wettersteinskega apnenca (po Bechstädt, 1975)

Fig. 4. The ideal cyclic depositional succession from the upper part of the Wetterstein limestone (after Bechstädt, 1975)

močju, včasih so celo komajda vidni; poznamo pa tudi primere, ko so ti vložki debeli nekaj centimetrov. Če izhajamo iz domneve, da predstavljajo laporne plasti rezidualne sedimente, je v zgornjem delu skladovnice wettersteinskih plasti 8 do 12 nivojev, v katerih je prišlo do daljše prekinitve v sedimentaciji in tudi do kraške erozije.

Iz dosedanjih sedimentoloških in geokemičnih raziskav v Srednji coni na 7. obzorju povzamemo, da so tanke laporne plasti 7, 10, 12, 16, 28, 33, 45, 61 in 64 metrov oddaljene od 1. skrilavca. Nekatere med njimi imajo povišane vrednosti Zn in Fe. Za vse te plasti so značilne tudi breče, ki sicer niso vedno prisotne, vendar lahko že na osnovi nekaj značilnih presekov, ki jih je posnel B r u m e n (1959), ugotovimo, da obstajajo (glej sl. 6).



Sl. 5. Detajli cikličnega menjavanja pogojev sedimentacije iz zaporedja wettersteinskih plasti na 7. obzorju v Srednji coni

Fig. 5. Details of the cyclic changes of depositional conditions from the upper part of the Wetterstein sequence on the 7th level in the Srednja cona mine district

REVIR DISTRICT	OBZORJE LEVEL	ODDALJENOST OD 1. SKRILAVCA (v m) DISTANCE FROM THE 1 st SHALE (in m)								
		5-7	8-10	13-14	16-18	21-22	28-30	40-44	55-67	
Srednja cona	7		+		+	+				+
Navršnik	5	+		+				+		+
	10	+	+		+		+			
	10 (SW)	+	+		+	+	+			
	11	+	+	+	+					
Helena	+787 m						+		+	+
	+725 m		+							+

Sl. 6. Nivoji brečastih plasti v wettersteinskem apnencu na območju mežiškega rudišča

Fig. 6. Levels of breccia beds in Wetterstein limestone in the area of the Mežica ore deposit

Paleokraški pojavi

Glede na veliko prostranstvo »posebne facije« wettersteinskega apnenca sklepa B e c h s t ä d t (1973, 1975), da so ciklotemi posledica evstatskih nihanj morske gladine. Popolni ciklotemi kažejo, da je v času, ko se je odlagal wettersteinski apnenec, prišlo večkrat do delne ali popolne emerzije in s tem tudi do možnosti kraške erozije.

Kraških razpok in jam je v wettersteinskem apnencu mežiške jame in okolice mnogo, toda njihov nastanek smo doslej vedno pripisali recentnim oziroma postorogenim kraškim procesom. Toda kot kaže, so nekateri sistemi zapoljenih razpok in votlin nastali takrat, ko wettersteinski apnenec še ni bil pokrit s karbonskimi skrilačci. Predvsem mislimo tu na orudenele osemurne razpoke, imenovane po starem načinu označevanja smeri slemenitve ($1h = 15^\circ$). Številna opažanja namreč kažejo, da so te razpoke nastale, ko so wettersteinske plasti ležale še subhorizontalno. Ker pa ne kažejo znakov tektonskih razpok, sodimo, da so nastale pred odlaganjem sedimentov 1. skrilačca. Na to nas navaja tudi njihova prostorska razporeditev, ki se ujema z domnevnimi kraškimi oziroma emerzijskimi nivoji. Tudi po obliki in močno korodiranih stenah so podobne kraškim razpokam.

V zvezi s tem se poraja tudi vprašanje, ali niso morda od takrat tudi medplastovne kraške jame, ki so bile zapolnjene z rudo in se nam danes lažno predstavljajo v obliki plastovnih orudenenj. To možnost zagovarja namreč več raziskovalcev, najbolj znani med njimi so B e r n a r d (1972, 1973), L a g n y (1974) in B e c h s t ä d t (1973, 1975, 1979).

Tloris sistema plastovnih orudenenj je zelo podoben tlorisu kraških jam in tudi njihovo obliko je možno primerjati z njimi, vprašanje pa je, ali lahko tudi njihov nastanek istovetimo. Določena dejstva dopuščajo takšno razlago, toda nekatera govorijo tudi proti temu ali pa vsaj niso tako prepričljiva. Podobno kot osemurna orudenenja se javljajo tudi plastovna v nivojih, kjer so v zaporedju plasti ugotovljene emerzije. Najbolj tipične so plasti črne breče, ki so pomembno vodilo za iskanje plastovnih orudenenj. Pomisleke proti zgornji domnevi pa vzbuja oblika oziroma razporeditev Pb-Zn rude v plastovnih rudnih telesih. V njih praviloma ne zasledimo korodiranih ali ostro začrtanih površin bočnih sten, kot to lahko opazujemo v osemurnih razpokah. Lateralni prehod iz orudnega v neorudeni del je praktično vedno postopen. Enako velja tudi za krovinski del rudnega telesa. V skrajnem primeru bi to sicer lahko pripisali dolomitizaciji ali metasomatskim procesom. Takoj pa se moramo vprašati, zakaj so se potem sredi rudnega telesa vendarle ohranile makrostrukturne in teksturne značilnosti, kot na primer plastovitost rude in prikamenine. Ostro začrtana je navadno le talnina rudnega telesa, kjer je možno najti pojave zakrasevanja apnenca. Tu se praviloma pojavljajo tudi raznovrstni rudni ritmiti. Ker bomo rudne ritmite še natančno obravnavali, bomo omenili tu samo to, da sestojijo v glavnem iz zelo drobnozrnatega in afanitskega karbonatnega in glinenega materiala. Menim, da bi morali v primeru, ko so bile plastovne rude odložene v sistemu kraških jam, najti vsaj tu in tam v vdolbinah kakšno grobljo s kosi wettersteinskega apnenca. Teh pa praviloma ni. Pojavljajo pa se v sredini ali v krovini rudnega telesa. Ponekod najdemo v plastovnih rudnih telesih tudi dobro ohranjene fosilne ostanke. Najlepše primerke fosilov smo našli doslej v Topli (Štručl, 1974), našli pa smo jih tudi že v wettersteinskem apnencu. V Navršniku je bilo na 10. obzorju v plastovnem rudnem telesu celo grobišče polžev iz rodu *Chemnitzia* sp. Tudi orudena črna breča s fosilnimi ostanki na sliki 3 in 4 (tabla 1) kaže na to, da je ruda nastala med pozno diagenozo breče, ki jo tudi Bechstädt (1975) razlaga kot morski oziroma eksterni in ne kot interni jamski sediment. Črno brečo pa najdemo pogosto sredi rudnega telesa.

Navedene ugotovitve veljajo za večino plastovnih orudenenj; so pa med njimi tudi izjeme, za katere bi lahko bolj zanesljivo predpostavljali, da je bil rudni sediment odložen znotraj že strjenega apnenca. To so zlasti nekatere zapolnitve z rudnim sedimentom sredi grebenskega apnenca v grabenskem revirju, nekaj takih primerov pa je tudi v centralni jami.

Paleokraški procesi so verjetno prispevali določen delež k nastanku Pb-Zn orudenenj, vendar je v zvezi s tem še precej nerešenih vprašanj.

Geokemične značilnosti rudonosnih kamenin

Sestava glavnih komponent

Ker je zgornji del wettersteinskih plasti v Vzhodnih Alpah oruden na sorazmerno velikem prostranstvu (Wettersteinske Alpe, Karwendel, Ziljske Alpe in Karavanke), so mu že od nekdaj posvečali precej pozornosti. Verjetno je malo kamenin, ki bi bile geokemično tako načrtno in natančno raziskane kakor

wettersteinske. Že samo iz mežiške jame in okolice je bilo analiziranih ~ 300.000 vzorcev, večina seveda na Pb in Zn, toda precej vzorcev pa tudi na druge elemente.

Poglejmo najprej razporeditev glavnih dveh sestavin — kalcija in magnezija. Iz geokemičnih raziskav profila wettersteinskih plasti (sl. 7) na 7. obzorju v Srednji coni (K r a n z, 1974) izhaja, da sestoji zgornji del iz raznovrstnih različkov karbonatnih kamenin (glej tabelo 1).

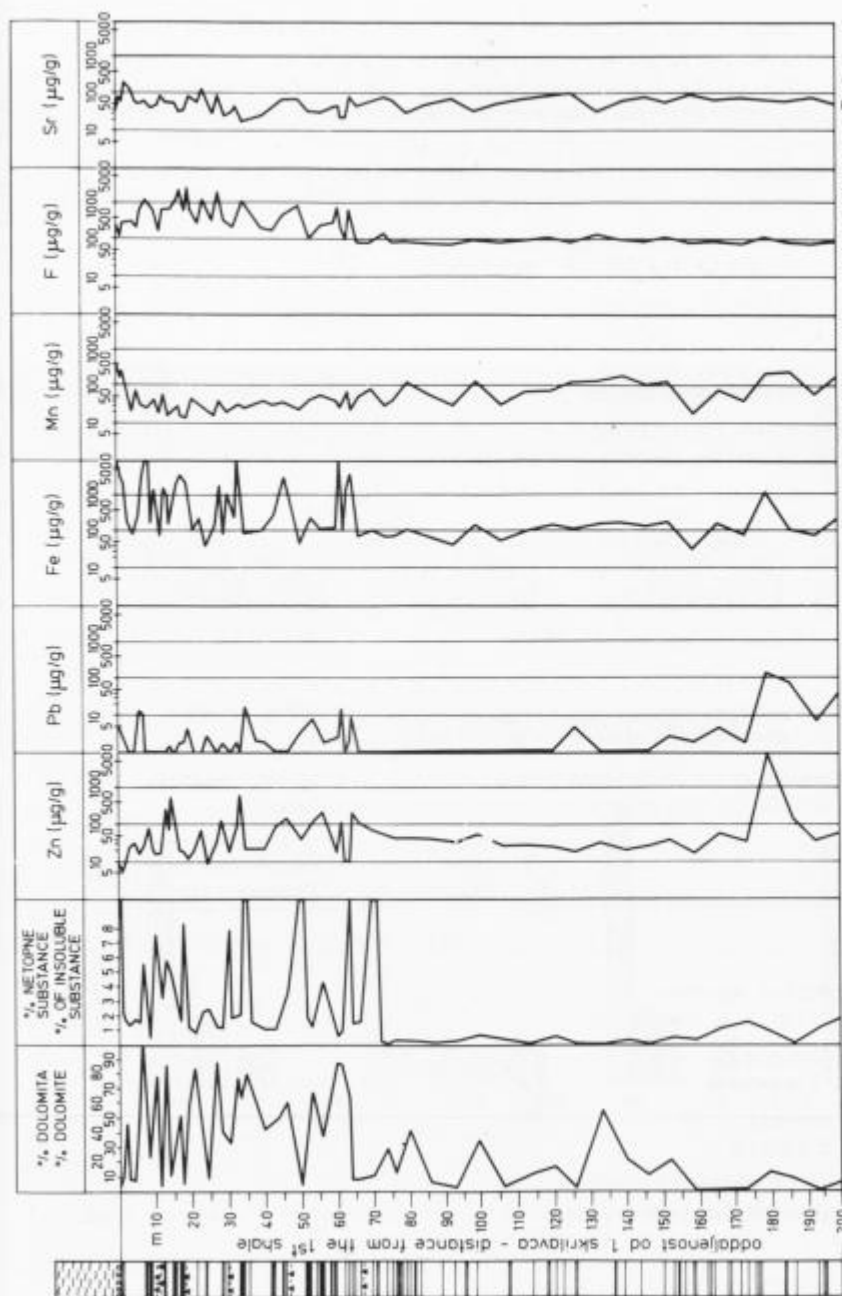
Ceravno predstavlja ta prikaz sestavo enega najmanj spremenjenih oziroma dolomitiziranih profilov, je čistega apnenca sorazmerno malo. Praviloma je v njem vedno tudi nekaj dolomita, bodisi v obliki razpršenih kristalov in kristalnih agregatov ali v obliki diagenetskega cementa v porah in razpokah. Nema lokrat pa je tudi obratno, da je osnova iz dolomita in so pore in razpoke zapolnjene s kalcitom. Dolomitna komponenta prevladuje zlasti v Navršniku, kjer imamo tudi največ plastovnih orudnenj. Tu so nekateri ekvivalentni profili sestavljeni izključno iz dolomitnih različkov. Wettersteinski apnenec je praviloma zelo reven s kremenom. Glinena substanca se pojavlja v wettersteinskem apnencu v dveh oblikah: kot primarna sestavina v lapornih in glinenih vložkih ter stilolitnih šivih in kot rezidualna glina v razpokah.

Grebenska facija sestoji iz čistih karbonatnih kamenin. Delež netopnih snovi je zelo nizek in se giblje med 0,04 in 1,32 %, poprečje pa znaša 0,20 %. Del netopne snovi pripada organski substanci, drugi del pa glineni. Ker najdemo v sfaleritni rudi sorazmerno mnogo kremenca, sklepamo, da je bil naknadno prinesen in je v določeni zvezi z nastankom rude. Kamenine grebenske facije sestojte v glavnem iz kalcita in dolomita. V tabeli 2 je prikazana sestava grebenskega apnenca dveh pravokotnih presekov v grabenskem rudišču. Medtem ko sta dolomitna različka v tabeli 2 praktično brez vidnega kalcita, sestoji apnenec praviloma iz kalcita in dolomita.

Razporeditev svinca in cinka

Ceravno izvajajo geokemične raziskave na celotnem območju mežiškega rudnika, smo za prikaz distribucije svinca in cinka v zgornjem delu wettersteinske skladovnice izbrali revirja Navršnik in Srednjo cono. To pa predvsem zaradi tega, ker se v obeh revirjih pojavljajo v glavnem le starejša, triasna orudnenja; v Navršniku plastovna in osemurna žila orudnenja, v Srednji coni pa samo plastovna.

Iz histogramov razporeditve obeh kovin (sl. 8) je razvidna odvisnost med frekvenco posameznih vsebnosti in koncentracijo. Histogrami pokažejo za Navršnik asimetrično distribucijo z dvema populacijama podatkov. Populacijo A lahko smatramo za normalno, B za anomalno. V Srednji coni je distribucija sicer tudi asimetrična, vendar je anomalna populacija B zelo neizrazita. Frekvenca posameznih vsebnosti je v obeh revirjih v dolomitu višja kakor v apnencu. Medtem ko se praga anomalij obeh kovin v apnencu in dolomitu bistveno ne razlikujeta, je razlika praga anomalije svinca med enim in drugim revirjem kar precejšnja. Na tabeli 3 so podani še drugi podatki statistične obdelave 8.763 vzorcev, ki jih je uredil J. K u š e j, za kar se mu lepo zahvaljujem.



Kemične analize so bile izdelane na Freie Universität Berlin - The chemical analyses were made on the Freie Universität Berlin Analytiki - Analysts: B. Alberts, J. R. Kranz, H. Großjohann

Sl. 7. Geokemični profil zgornjih 200 m skladovnice wettersteinskih plasti na 7. obzorju v Srednji coni
 Fig. 7. Geochemical cross sections of the upper 200 m of the sequence of Wetterstein beds. Srednja cona district, 7th mine level

Tabela 1. Pogostnost posameznih karbonatnih različkov zgornjih 200 m profila wettersteinskega apnenca. Srednja cona, 7. obzorje, v %

Table 1. Frequency of individual carbonate varieties from the upper 200 m of the profile of the Wetterstein limestone. Mine district Srednja cona, 7th mine level, in %

Apnenec Limestone	19.7
Nizko dolomitni apnenec Slightly dolomitic limestone	31.0
Dolomitni apnenec Dolomitic limestone	18.3
Kalcitni dolomit Calcitic dolomite	19.7
Nizko kalcitni dolomit Slightly calcitic dolomite	9.9
Dolomit Dolomite	1.4

Tabela 2. Pogostnost posameznih karbonatnih različkov dveh profilov grebenskega apnenca v grabenskem rudišču

Table 2. Frequency of individual carbonate varieties of two profiles through the reef limestone of the Graben mine district

	% dolomita % of dolomite	Pogostnost v % Frequency in %
Apnenec Limestone	< 5	6
Nizko dolomitni apnenec Slightly dolomitic limestone	5 - 25	32
Dolomitni apnenec Dolomitic limestone	25 - 50	10
Kalcitni dolomit Calcitic dolomite	50 - 75	-
Nizko kalcitni dolomit Slightly calcitic dolomite	75 - 95	32
Dolomit Dolomite	> 95	20

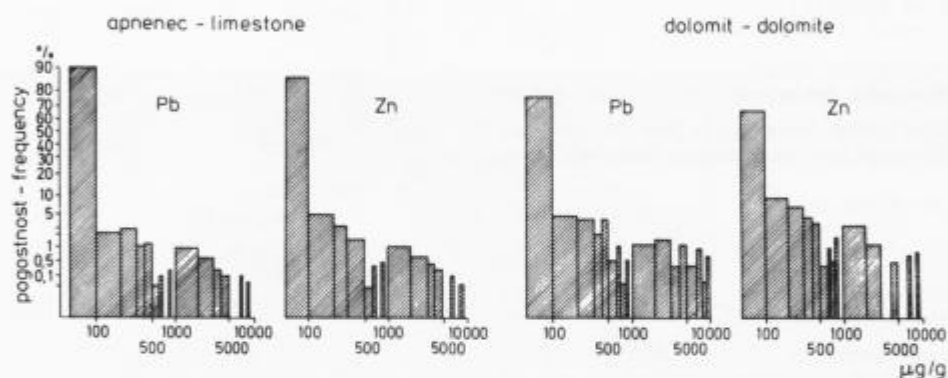
Iz teh podatkov je razvidno, da so poprečne vsebnosti kovin v Navršniku precej višje kakor v Srednji coni (sl. 9). Razlogov za to je več, najvažnejši pa so:

1. V Navršniku se pojavlja ruda v treh ali štirih različnih nivojih, najnižji je oddaljen okrog 90 m od 1. skrilavca, v Srednji coni pa je oruden samo en nivo in še ta je od 1. skrilavca oddaljen okoli 140 m.

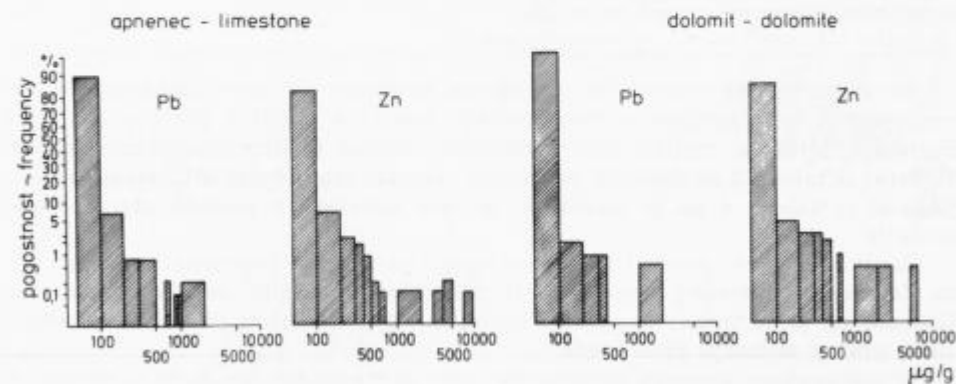
2. Prikamenina plastovnih rud je v Navršniku srednjezrnat poznodiagenetski dolosparit, v Srednji coni pa je sorazmerno malo spremenjen apnenec.

3. Ruda je v Navršniku precej bolj oksidirana, zato je tudi sekundarna razpršitev prav gotovo večja kakor v Srednji coni.

REVIR NAVRŠNIK - NAVRŠNIK DISTRICT



REVIR SREDNJA CONA - SREDNJA CONA DISTRICT



Prerejeno po J. Kušejju - Modified after J. Kušejj

Sl. 8. Histogrami razporeditve svineca in cinka v wettersteinskem apnencu in dolomitu v revirjih Navršnik in Srednja cona

Fig. 8. Distribution histograms of lead and zinc in limestone and dolomite of the Wetterstein column in Navršnik and Srednja cona districts

Tabela 3. Statistični podatki geokemičnih raziskav v Navršniku in Srednji coni
 v $\mu\text{g g}$
 Table 3. Statistical data of geochemical research in the mine districts Navršnik and
 Srednja cona in $\mu\text{g g}$

Geokemični parametri Geochemical parameters	V apnencu In limestone		V dolomitu In dolomite	
Navršnik	6003 analiz analyses		703 analiz analyses	
	Pb	Zn	Pb	Zn
Poprečna vsebnost Average content	140	160	340	300
Prag anomalij Threshold of anomalies	500	500	500	600
Standardni odklon Standard deviation	197	196	555	431
Koeficient korelacije med Pb in Zn Correlation coefficient between Pb and Zn	+0.999		+0.770	
Srednja cona	1847 analiz analyses		210 analiz analyses	
	Pb	Zn	Pb	Zn
Poprečna vsebnost Average content	50	90	65	125
Prag anomalij Threshold of anomalies	250	600	200	600
Standardni odklon Standard deviation	47	294	102	125
Koeficient korelacije med Pb in Zn Correlation coefficient between Pb and Zn	+0.101		+0.230	

Se večje razlike med enim in drugim revirjem pa nam pokažejo podatki vzorčevanja treh profilov wettersteinskih plasti na tabeli 4. Na tabeli 3 in 4 obstajajo določene razlike med vrednostmi zaradi različnih analiznih metod. Podatki iz tabele 3 so dobljeni po cenejši, vendar manj točni ditizonski metodi, podatki iz tabele 4 pa iz analiz, ki so bile narejene z metodo atomske absorpcije.

Zanimivo je, da so na Uršlji gori ugotovljene višje poprečne vrednosti Pb in Zn kakor v Srednji coni, ki leži praktično v sredini mežiškega rudišča. Omeniti pa je še treba, da so bile nekoliko višje vrednosti Pb in Zn zagotovljene prav v območju črne breče.

V grebenskem apnencu se pojavlja ruda le v primeru, če je le-ta dolomitiziran. Vendar to še ne pomeni, da bomo rudo našli v vsakem dolomitu. Koncentracije Pb in Zn so zelo različne, tako po intenziteti kakor tudi po razsežnosti. V rudnih telesih se vsebnost cinka lokalno vzpne tudi čez 10 %, vendar se v poprečju giblje med 2 in 4 %. V splošnem pa lahko ugotovljamo, da sta obe kovini v orudenem delu grebenskega dolomita zelo močno razpršeni in da

Tabela 4. Poprečne vsebnosti Pb in Zn v profilih zgornjega dela wettersteinskega apnenca v $\mu\text{g/g}$ (po J. R. Kranzu, 1974)

Table 4. Average contents of Pb and Zn in profiles of the upper part of Wetterstein limestone in $\mu\text{g/g}$ (after J. R. Kranz, 1974)

Poprečja vseh analiz Averages of all analyses	V apnencu In limestone		V dolomitu In dolomite		Štev. vzorcev Number of samples
	Pb	Zn	Pb	Zn	
Navršnik, 10. obzorje Navršnik, 10 th level	403	1054	84	704	31
Srednja cona, 7. obzorje Srednja cona, 7 th level	12	165	3	127	71
Uršlja gora, vrtina 7 Uršlja gora, bore-hole 7	33	338	19	63	20
Poprečja brez anomalnih vrednosti Averages without anomalous values					
Navršnik, 10. obzorje Navršnik, 10 th level	73	123	84	98	19
Srednja cona, 7. obzorje Srednja cona, 7 th level	10	53	3	70	67
Uršlja gora, vrtina 7 Uršlja gora, bore-hole 7	33	70	19	63	18

Tabela 5. Vsebnost Pb in Zn v posameznih različnih karbonatnih kamenin grebenske facije v grabenskem revirju v $\mu\text{g/g}$

Table 5. Chemical composition of Pb and Zn in individual varieties of the reef carbonates in the Graben mine district in $\mu\text{g/g}$

Kamenina Rock	Poprečni % dolomita Average % of dolomite	Pb Zn	
		Pb	Zn
Apnenec Limestone	4.00	18	17
Nizko dolomitni apnenec Slightly dolomitic limestone	9.12	6	19
Dolomitni apnenec Dolomitic limestone	39.96	27	58
Nizko kalcitni dolomit Slightly calcitic dolomite	90.11	17	39
Dolomit Dolomite	96.99	35	106

so največje količine vezane na revne mineralizacije, ki jih zaznavamo samo z geokemično prospekcijsko. Čeravno so poprečne vrednosti v tabeli 5 sorazmerno nizke, so razlike med apnencem in dolomitiziranim apnencem očitne.

Poprečna vrednost cinka v dolomitu bi bila $740 \mu\text{g/g}$, če ne bi izločili anomalne visoke vrednosti te kovine. Distribucijska krivulja geokemičnih anomalij v grebenskem apnencu oziroma dolomitu, narejena na podlagi rezultatov 1.019 analiz, nam pokaže, da je prag anomalij za Pb $300 \mu\text{g/g}$, za Zn pa $500 \mu\text{g/g}$.

Razporeditev slednih prvin

Proučevanje distribucije slednih prvin v wettersteinskih plasteh mežiškega rudišča in okolice je bilo doslej izvedeno na tri načine:

1. z nadrobnim vzorčevanjem tipičnih profilov,
2. z nadrobnim vzorčevanjem prikamenine okoli posameznih rudnih teles,
3. z vzorčevanjem po vnaprej določeni mreži $1 \times 1 \text{ km}$ po vsem severnem pasu Karavank.

Nadrobno vzorčevanje tipičnih profilov je izvedel Kranz (1974) v okviru širše naloge, v kateri je primerjal profile wettersteinskih plasti Mežice, Bleiberga in Lafatscha. Poglejmo, kaj sledi iz njegovih analiz.

Železa sicer ne moremo imeti za sledno prvino, saj je praviloma prisotno v vseh Pb-Zn orudnenjih, pogosto tudi v velikih količinah, vseeno pa bi le povedali o njem nekaj ugotovitev. Železo se v apnencu ali dolomitu pojavlja tudi povsem neodvisno od Pb-Zn mineralizacij, bodisi v oblikah zelo drobnih razpršenih piritnih kristalov ali framboidov, največkrat pa seveda v obliki limonita. Apnenci in dolomiti z več glinene substance vsebujejo praviloma tudi več železa.

V profilu Srednje cone na 7. obzorju se pojavljajo anomalne vrednosti predvsem v zgornjem delu, do 65 m pod 1. skrilavcem. Te se tudi dokaj dobro ujemajo z anomalnimi vrednostmi svinca in cinka.

Obratno pa je z razporeditvijo mangana; višje vrednosti se pojavljajo namreč predvsem v globljih delih raziskanega profila. Povsem drugačna pa je razporeditev Mn v Navršniku in na Uršlji gori. V Srednji coni je v zgornjih 50 m poprečno samo $45 \mu\text{g/g}$ Mn, v Navršniku $158 \mu\text{g/g}$ in na Uršlji gori $179 \mu\text{g/g}$. Razdelitev mangana je po posameznih kameninah dokaj izenačena, razen v kalcitnem dolomitu, kjer ga je nekoliko več, $157 \mu\text{g/g}$ nasproti 72 do $104 \mu\text{g/g}$ v ostalih kameninah.

Fluor spada v vzhodnoalpskih Pb-Zn rudiščih med najbolj značilne sledne prvine. Nastopa v obliki fluorita, ki je povečini nastal v cementacijski fazi diagenoze (sl. 3, tabla 4). Najbolj pogosto ga najdemo v glinenih sedimentih ali ob njih. V glinenem apnencu je povprečno $1.291 \mu\text{g/g}$ fluora, v glinenem dolomitu pa $919 \mu\text{g/g}$. Večkrat ga najdemo v večjih koncentracijah v rudnih ritmitih (tabla 4, sl. 1). V profilu Srednje cone se pojavljajo anomalne vrednosti fluora predvsem v zgornjem delu, do 65 m pod skrilavcem. Največ fluora (2,45 %) je bilo v vzorcu sivo zelenega marogastega mikritnega apnenca neposredno nad onkoidnim dolomitom in črno brečo, ki sta od 1. skrilavca oddaljena okoli 18 m. Razen omenjene anomalije je bilo ugotovljenih še 7 anomalnih vrednosti od 1.203 do $8.610 \mu\text{g/g}$. Slednja vsebnost je bila ugotovljena v eni izmed številnih stromatolitnih plasti.

Tabela 6. Poprečne vrednosti slednih prvin v wettersteinskih plasteh v $\mu\text{g/g}$ Table 6. Averages of minor elements in the Wetterstein beds in $\mu\text{g/g}$

	Ba	Ce	Pb	Zn	Mn	Ni	V	Sr	Zr	Nb	Th	Y
Apnec Limestone	14	17	26	4	49	18	6	150	21	5	4	2
Nizko dol. apnec Slightly dol. limestone	16	16	22	6	37	17	6	161	18	2	-	3
Nizko calc. dolomit Slightly calc. dolomite	11	12	13	30	192	12	6	49	8	3	1	2

Vzorci so bili analizirani v Geologische Bundesanstalt Hannover
The samples were analyzed in Geologische Bundesanstalt Hannover

Tabela 7. Sestava slednih prvin v grebenskem apnencu in dolomitu grabenskega rudišča (8. obzorje) v $\mu\text{g/g}$ Table 7. Minor elements composition of the reef limestone and dolomite of the Graben ore deposit (8th mine level) in $\mu\text{g/g}$

Kamenina Rock	Ba	Pb	Zn	Mn	Sr	Ce	Ni	V	Zr	Nb	Th	Y
Apnec Limestone	9	23	23	67	46	7	11	1	6	9	0	3
Nizko dol. apnec Slightly dol. limestone	4	15	54	66	77	28	15	3	9	4	0	2
Dolomitni apnec Dolomitic limestone	8	29	69	82	44	21	10	4	9	4	0	2
Nizko calc. dolomit Slightly calc. dolomite	19	201	1245	127	80	17	14	11	15	4	2	2
Dolomit Dolomite	17	17	26	120	73	15	13	6	12	5	2	2

Vzorci kamenin so bili analizirani v Geologische Bundesanstalt Hannover
The rock samples were analyzed in Geologische Bundesanstalt Hannover

Vzorčevanje po vnaprej določeni mreži 1×1 km je bilo izvedeno ob sodelovanju s Philippsovo univerzo v Marburgu in z Geologische Bundesanstalt iz Hannovra. Skupno je bilo analiziranih po metodi rentgenske fluorescenc 74 vzorcev, od teh je bilo 33 iz različnih nivojev wettersteinske skladovnice. Sestava slednih prvin je razvidna iz tabele 6.

Kot vidimo, je v apnencu več Ba, Ce, Pb, Ni, Sr, Zr, Nb in Th, v dolomitu pa več Zn in Mn. Pri tem je treba upoštevati, da smo z vzorčevanjem zajeli predvsem tiste dolomite, ki sestavljajo spodnjo sterilno polovico wettersteinske skladovnice. V primerjavi z vsebnostmi Ce, Ni, V in Zr je cinka izredno malo. Malo neobičajno je tudi: količinsko razmerje med cinkom in svincem, navadno je le več cinka. Da je v apnencu do trikrat več Sr kakor v dolomitu, ni nič novega, ker smo podobne razlike ugotovili že tudi v anizijskih in karnijskih plasteh. Nižje vrednosti Sr v dolomitu pripisujemo diagenetskim procesom.

Poleg železa je v wettersteinskem apnencu tudi vedno večja ali manjša količina mangana. Raziskave Kranza (1974) so pokazale, da lahko štejemo vrednosti do $500 \mu\text{g g Mn}$ in $3.000 \mu\text{g g Fe}$ v regionalno ozadje (Background) ladinijskih karbonatnih sedimentov. Naše raziskave z le eno izjemo, ne kažejo tako visoke vrednosti. Iz tabele 6 je razvidno, da vsebujejo dolomitne kamenine očitno več mangana kakor apnenci. Sestava slednih prvin v karbonatnih kameninah grebenske facije je razvidna iz tabele 7.

Analiziranih je bilo 37 vzorcev, ki so bili vzeti v 185 m dolgem rovu v zahodnem delu grabenskega revirja na 8. obzorju, in sicer pravokotno na smer slemenitve grebenskega pasu. Iz analiz povzamemo, da je nespremenjen grebenski apnenec zelo reven s slednimi prvinami in da je dolomitiziran apnenec precej bogatejši z njimi, zlasti pa s svincem in cinkom. Iste raziskave so tudi pokazale, da vsebuje grebenski dolomitiziran apnenec povprečno 1.11 % SiO_2 , medtem ko je čisti apnenec praktično brez njega. Čeravno razlike v vsebnosti barija niso velike, so pa očitne, in to zopet v korist večje vsebnosti v dolomitu. Podobno lahko ugotavljamo tudi za Mn, Sr, V in Zr. Od običajnih prvin odstopa stroncij, navadno ga je več v apnencu, medtem ko ga je tu največ v nizko kalcitnem dolomitu.

Geološke, mineraloške in geokemične značilnosti svinčevo-cinkovih orudenenj

V skladovnici wettersteinskega in grebenskega apnenca se pojavlja več vrst Pb-Zn orudenenj, ki jih lahko strnemo po strukturnih in teksturnih značilnostih rude in prikamenine, predvsem pa po obliki in prostorskem — stratigrafsko-litološkem in tektonskem položaju, v dva sistema: konkordantnega in diskordantnega.

Konkordantna so vsa tista orudenenja, ki ležijo več ali manj vzporedno s plastovitostjo ali paleogeografskim reliefom, diskordantna pa se pojavljajo v razpokah, vzdolž prelomov in prelomnih con ali pa so brez jasnih stratigrafsko-litoloških prostorskih elementov. Konkordantne rude so nastale v glavnem pred gorotvorno tektoniko, diskordantne pa pred njo, med njo ali po njej. Za konkordantna orudenenja so v Mežici in v slovenski strokovni literaturi uporabljali zelo različna imena: plastovna, interstratificirana in ležiščna orudenenja ali pa tudi orudenedla ležišča. Delitev teh bi lahko izvedli tako, da bi skupaj obravnavali orudenenja posameznih nivojev, česar pa še nismo naredili, ker bi to bilo zelo obsežno in zamudno delo.

Diskordantna orudenenja pa lahko delimo na naslednje vrste:

1. osemurna žilna orudenenja ali zapolnitve subvertikalnih, tako imenovanih osemurnih ali 120° (NW-SE) razpok,
2. orudenenja unionskega sistema ali žilne, žilno-impregnacijske in metasomatske rude vzdolž posttriasnih prelomov in prelomnih con ter
3. nepravilna metasomatska rudna telesa brez jasnih stratigrafsko-litoloških in tektonskih prostorskih elementov.

Konkordantna orudnenja

Splošne značilnosti

Konkordantna ali interstratificirana orudnenja se javljajo v različnih, vendar precej določenih nivojih wettersteinskega apnenca, ki so od 1. skrilavca oddaljeni: 10—15, 20—25, 50—60, 90, 130—150 in 650 m. Medtem ko je bil najnižji nivo doslej ugotovljen samo v revirju Union, zavzamejo ostali nivoji večja območja. Z manjšimi razlikami jih zasledimo tudi v Bleibergu, kjer je vsak dobil celo svoje ime. Niso pa vsi nivoji povsod orudeni. Če bi hoteli dognati, zakaj je tako, bi morali za vsak nivo ugotoviti značilnosti paleo-reliefa, kar pa je izredno zamudno in zelo zahtevno delo, gotovo pa za bodoča raziskovalna dela zelo koristno.

Rudna telesa nimajo oblike plasti v ožjem pomenu besede, temveč oblike ozkih in zelo nepravilnih leč, cevi ali kanalov, kotanj in gnezd. Redkokdaj so njihove meje oziroma konture ostro začrtane; razen v talnini, kjer so pogosto lijakaste vdolbine, zapolnjene z rudnim sedimentom (sl. 10). Prikamenina je povečini drobnno- in srednjezrnat, ksenotopni dolosparit, v katerem so pore in votlinice delno ali v celoti zacementirane z debelozrnatim, pretežno idiotopnim dolomitom. Nemalokrat je v porah in votlinicah tudi črn bitumen. Kdaj je ta nastal, še ne vemo; lahko da med paleokraškimi ali pa tudi recentnimi oksidacijskimi procesi. Ker je dolomit praviloma precej svetlejši od apnenca, čeprav je tudi ta zelo svetel, domnevamo, da je prišlo do debituminizacije kamenine oziroma sedimenta med dolomitizacijo. Po strukturnih in drugih značilnostih dolomita sklepamo, da je dolomitizacija pretežnega dela sedimenta nastala med pozno diagenezo. Toda del sedimentov, na primer nekateri rudni ritmiti in stromatoliti, kaže znake primarnega dolomita in je nastal med zgodnjo diagenetsko fazo.

Interstratificirano rudo najdemo tudi v bolj ali manj čistem apnencu. To velja zlasti za srednjeconske rude, ki so od 1. skrilavca oddaljene okoli 140 m. V pretežno apnenčevi kamenini nastopajo tudi interstratificirane rude v revirju Moring.

V glavnem se srečujemo s tremi vrstami rude:

- tipično metasomatsko rudo,
- rudnimi ritmiti ali sedimentno rudo in
- rudno brečo.

Metasomatska ruda

Metasomatske rude je največ, čez 90 % celotne rudne mase, in zato ni čudno, da je le-ta dolga desetletja zavajala raziskovalce, da so mežiško rudišče uvrščali v skupino magmatogenih teletermalnih metasomatskih rudišč terciarne starosti. Metasomatska ruda je praviloma bogata in se pogosto pokaže v zelo slikovitih strukturah in teksturah (sl. 11 in tabla 2, sl. 1—4). Od metasomatskih rud diskordantnih orudnenj se razlikuje predvsem po tem, da se bolj redko pojavlja v obliki monomineralnih mineralizacij. Zaradi tega oziroma zaradi sorazmerno velikih elektropotencialnih razlik med posameznimi minerali so interstratificirane rude praviloma tudi bolj oksidirane.

Ruda sestoji v glavnem iz galenita, pirita, markazita, melnikovitpirita, dolomita in kalcita, toda v zelo različnih razmerjih. Galenita je praviloma največ; včasih nastopa tudi v obliki monomineralne, žilno-impregnacijske rude, ki pa je povečini dokaj revna. Take rude je bilo največ v južnem in jugozahodnem delu Navršnika ter na Mali Peci. Med prikameninskimi minerali je navadno največ dolomita, toda ne vedno. Včasih nastopa namesto njega kalcit, kot na primer v Srednji coni in na Moringu.

Metasomatske rude sestojajo praviloma iz debeložrnatih, dokaj bogatih mineralnih agregatov in so zato primerne za obe vrsti bogatenja, gravitacijsko in flotacijsko. Cisto brez težav pa seveda pri tem ne gre, in to predvsem zaradi tega, ker so posamezni minerali med seboj nepravilno in globoko zraščeni. Razen tega so rude povečini oksidirane, nekatere bolj, druge manj. V poprečju je stopnja oksidacije prek 30 %.



Sl. 10. Zapolnitev lijakaste kraške vdolbine v grebenskem apnencu z rudnim sedimentom (ritmitom dolomita in sfalerita), na njem breča z glineno-lapornim vezivom. Slika je obrnjena v primarno horizontalno lego. V jami, t. j. v grabenskem revirju na 12. obzorju, je rudni sediment v navpičnem, delno celo v inverznem položaju

Fig. 10. Cone shape karstic hollow in the reef limestone filled out with ore bearing sediment (sphalerite-dolomite rhythmite), above it breccia with clay-marl cement. The picture is turned back in the primary horizontal position. In the mine of the Graben district (12th level) the ore bearing sediment on the picture is in vertical, partly also in inverse position

Iz tipičnih primerov metasomatske rude na sliki 11 in tabli 2, sl. 1—6 vidimo, kako so razporejene posamezne mineralne komponente. To se sicer od primera do primera menja, toda takoj lahko vidimo, da je prišlo med metasomatskimi procesi do diferenciacije in zbirne kristalizacije posameznih mineralnih komponent. Metasomatske teksture mežiških orudenenj so proučevali razni strokovnjaki, omeniti moramo zlasti dela Drovenika in sodelavcev (1980 a), Duhovnika (1954, 1967), Granigga in Koritschnerja (1914), Grafenauerja (1958 a, 1958 b, 1959, 1962, 1965) ter Zorca (1955). Najbolj natančno jih je raziskoval Grafenauer, ki je na osnovi mikroskopskih proučevanj in teoretskih razmišljanj skušal razjasniti nastanek teh struktur in tudi naravo hidrotermalnih raztopin.

Ker izhaja Grafenauer pri svojih razmišljanjih iz trdne kamenine, se njegova razlaga lahko uporablja le za diskordantne metasomatske rude, ki so nastale po diagenizi kamenin, interstratificirana orudenenja pa so zelo verjetno nastala sočasno z diagenozo. Če izhajamo iz nekonsolidiranega sedimenta s prek 90 % vode, imamo podana dva zelo pomembna pogoja za metasomatozo: več kot dovolj je vode, ki je tudi zelo gibljiva. Kot recentni primer nam lahko služijo rezultati raziskav v Rdečem morju, kjer so v jarku Atlantis II Deep (Weber-Diefenbach, 1977) ugotovili ekstremno drobnozrnat sedimente, v katerih je do 95 % vode. V 10 do 25 m debelem rudnem blatu so izdvojili 4 sedimentne cone:

1. zgornjo sulfidno z Zn in Cu, pretežno v obliki halkopirita,
2. srednjo oksidno s Fe in Mn (z goethitom in manganitom),
3. spodnjo sulfidno z Zn, Cu in Mn ter
4. detritično, oksidno-piritno cono.

Iz tega vidimo, da pride do jasne diferenciacije mineralnih komponent že v nekonsolidiranem sedimentu. Med diagenozo pa se diferenciacija verjetno še potencira.

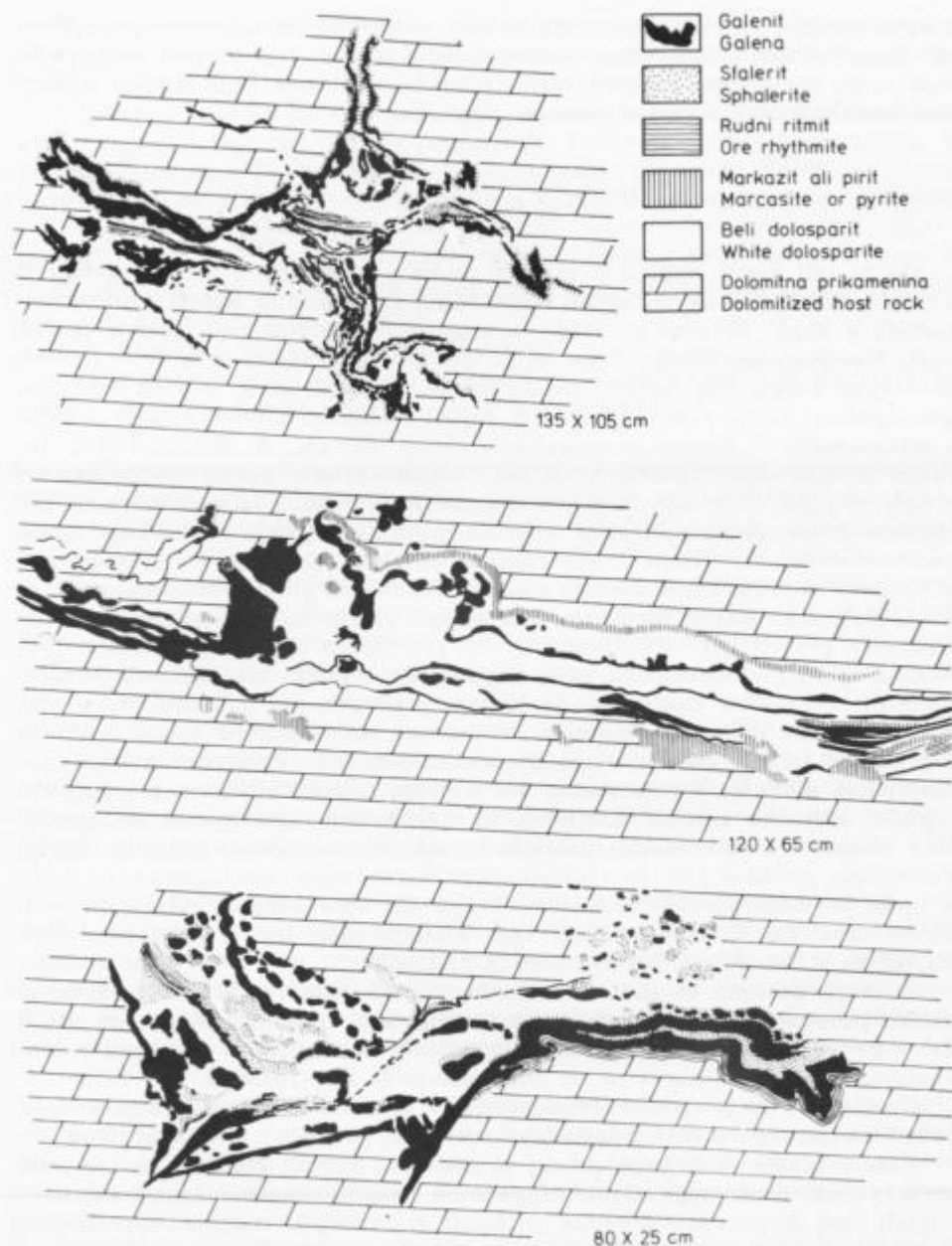
Pogoji nastanka rudnega sedimenta so v Rdečem morju seveda povsem drugačni in se ne morejo primerjati s pogoji nastanka karavanških triasnih orudenenj predvsem iz naslednjih razlogov:

1. Rudni sedimenti Rdečega morja so globokomorski (2.100 m), sedimenti wetersteinske skladovnice pa so nastali v zelo plitvih lagunah.

2. Podlaga rudnega sedimenta v Rdečem morju sestoji iz lave in piroklastov bazaltne sestave, v triasnih orudenenjih pa ležijo rudonosni sedimenti sredi več tisoč metrov debele skladovnice karbonatnih kamenin.

3. Bistvena razlika se kaže tudi v mineralni in kemični sestavi rudnih in tudi prikameninskih mineralov. Rudno blato v Rdečem morju vsebuje namreč sorazmerno malo CaO in MgO, v triasnih orudenenjih pa sta to dve glavni komponenti.

Metasomatski procesi rudnih mineralov interstratificiranih rud so z nekaterimi izjemami (Srednja cona, Moring) povečini povezani s procesom pozno-diagenetske dolomitizacije. Ta proces se odvija praviloma zelo počasi in zadoščajo zato že majhne koncentracije. Po U s d o w s k e m (1967) zadostuje 10^{-2} mol Mg + Ca na 1.000 mol H₂O, vendar mora znašati molsko razmerje Mg/Ca pri 50 °C 0,37, pri 120 °C pa najmanj 0,16. Porne vode črpajo magnezij običajno iz zgodnjediagenetskega dolomita ali pa tudi iz aragonita in kalcita



Sl. 11. Skice tipičnih primerov metasomatske rude interstratificiranih orudenenj v re-
virju Navršnik
Fig. 11. Drawings of typical examples of metasomatic ore from stratiform orebodies
in the Navršnik district

z višjo vsebnostjo magnezija. Tega je bilo nedvomno dovolj. Zgodnjediagenetski dolomit pogosto najdemo v wettersteinskih plasteh, bodisi sredi rudnega telesa ali pa zunaj njega. Prav v njem pa lahko opazujemo tudi tipične primere dedolomitizacijskih struktur oziroma procesov.

Rudni ritmiti

Če bi bili rudni ritmiti v vsakem rudišču zastopani v takem obsegu in s tako izrazitimi strukturnimi in teksturnimi značilnostmi kakor v anizijskem rudišču v Topli (Štruel, 1974), bi singenetska teorija prav gotovo že prej našla številne zagovornike. Tako pa je bilo teh samo nekaj in še ti so zdavnaj pozabljeni. Najstarejši podatki segajo celo v leto 1807, ko je Mohs med drugim ugotovil, da je ruda v Beljaških Alpah (Villacher Alpen) nastala sočasno s prikamenino. V Mežici je singenetski teoriji utrl pot A. Zorc (1955). Čeravno so bila »sedimentarno orudenela ležišča« njegov glavni dokaz, kaj več o njih ni pisal. Prvi bolj nadrobni opis rudnega ritmita iz mežiškega rudišča oziroma grabenskega revirja je priobčil Schulz (1964). Označil ga je kot galenitno-dolomitni ritmit z nehomogeno paralelno teksturo (= plastovitost), v katerem se ritmično menjavajo galenit, dolomit in glineno-bituminozni vložki. Iz nadrobne mikroskopske analize sklepa, da je bil del rudnih mineralov odložen z gravitacijskim tonjenjem in so posamezna zrna potem rasla naprej, deloma tudi na morskem dnu, torej singenetsko, v obliki kristalizirane kemične usedline. Schulz ugotavlja, da obstaja predvsem pri galenitu pravokotno na plastovitost določena polarnost, to pomeni, da je talnina lamin bogatejša z galenitom in tudi zrna so v spodnjem delu debelejša. Polarnost razlaga s pojenjajočim dotokom Pb substance. Ne dopušča nobenih dvomov o sedimentacijskem nastanku ritmita, izključuje pa kakršnokoli učinkovanje metasomatskih procesov. Sedimentacija galenita je ustvarila s polarno simetrijo tipično geopetalno strukturo, ki je v raziskanem vzorcu celo tako izrazita, da lahko v njem že makroskopsko določimo, kateri del vzorca predstavlja talnino in kateri krovnino. Podobne ritmite smo kasneje našli tudi v drugih revirjih, največ pa v Navršniku, Srednji coni in Moringu.

O vlogi, pomenu in načinu nastanka rudnih ritmitov je bilo sorazmerno veliko povedano na mežiškem posvetovanju leta 1964 (Fabjanič, 1965). Že v uvodnih referatih so se mnenja močno razlikovala, v razpravi o temi »akumulacijske strukture« pa so bila mnenja še bolj različna.

Na trditve, da je možno sedimentacijske teksture razložiti z odtisno metasomatozo, so zagovorniki singenetske teorije odgovorili z odločnim »ne«.

Glavni razlog razhajanja mnenj o nastanku rudnih ritmitov je bil predvsem v tem, da so zagovorniki singenetske teorije nekatere fenomene, ki so nastali med diagenozo sedimenta, pripisali gravitacijski sedimentaciji. Najbolj sporna je bila razlaga, da bi galenitna zrna v prostorsko ritmičnih drobnih milimetrskih plasteh z značilno vertikalno razvrstitvijo zrn po velikosti (graded bedding) nastala z mehansko akumulacijo. To razlago so utemeljeno zavračali Duhovnik, Grafenauer in Petrascheck (glej Fabjanič, 1965).

Rudna substanca je bila odložena sočasno s karbonatno komponento določene plasti sedimenta, toda rudni minerali, zlasti galenit, so rasli oziroma zrasli, ko je bil sediment že odložen, in sicer med diagenezo.

V začetku sedemdesetih let pa se je iz singenetske teorije na osnovi podrobnih sedimentoloških proučevanj rudonosnih kamenin razvila nova teorija, ki pripisuje nastanek Pb-Zn orudenenj paleokraškimi procesom. Po tej teoriji naj bi ob emerzijah v karbonatnih kameninah nastajale kraške razpoke in votline, v katerih so bili odloženi erozijski produkti evaporitskih sedimentov (Bernard, 1972, 1973; Lagny, 1974; Bechstädt, 1975, 1979).

Iz kratkega opisa dosedanjih raziskav sledi, da so nastanek rudnih ritmitov razlagali že na zelo različne načine:

1. z difuzno — selektivno metasomatozo,
2. s spreminjajočimi se pogoji sedimentacije v evksinskem okolju s submariškim dotokom hidrotermalnih raztopin ali brez njega in
3. s sedimentacijo v kraških votlinah.

Rudni ritmiti (sl. 10 in tabla 3, sl. 1—5) se v interstratificiranih orudenenjih pojavljajo zelo pogosto, skoraj redno, včasih sicer v večjih, drugič pa v komaj zaznavnih količinah. Povečini jih najdemo v talninskem delu rudnega telesa, pojavljajo se pa tudi v njegovi sredini (glej sliko 11). Njihova debelina je zelo različna, tudi oblika je dokaj nepravilna in zato se izogibamo uporabiti zanje izraz »plastovne rude«. Rudni ritmiti namreč nikoli ne nastopajo v obliki izrazitih plošč in plasti, vedno gre pri tem za zapolnitve nepravilnih kotanjastih vdolbin ali votlin (sl. 10), katerih presek meri samo nekaj m², včasih pa še toliko ne. Ker so rudni ritmiti tesno povezani z ostalo mineralizacijo interstratificiranih rudnih teles, ki se po strukturnih in teksturnih značilnostih od njih bistveno razlikujejo, se sprašujemo, ali je bilo prvotno več rudnih ritmitov in ali so se nam ohranili v istem obsegu, kot so nastali. S poznodiagenetsko dolomitizacijo se primarne strukture sedimenta povečini popolnoma zabrišejo in zato bi bilo možno, da se je nekaj podobnega zgodilo tudi s prvotnimi rudnimi sedimenti. Toda v wettersteinskih plasteh najdemo kljub močni poznodiagenetski dolomitizaciji na mnogih mestih še vedno, če nič drugega, vsaj obris nekdanjih plasti in kamenin, iz katerih je možno razpoznati sestavo ter strukturne in teksturne značilnosti prvotnega sedimenta. Ti pa ne kažejo na to, da bi bil kdaj na mestu srednje- ali debelozrnatega dolosparita sediment, ki bi bil podoben ohranjenim rudnim ritmitom. Kljub močni dolomitizaciji lahko v večini primerov še vedno razpoznavamo plastovitost, črno brečo, stromatolitne in onkoidne plasti itd.

Vse kaže, da imamo verjetno od vsega začetka dva povsem različna rudonosna sedimenta z različnim potekom diageneze. Končno nas na to opozarja tudi kemična sestava rudnih ritmitov, ki se od sestave prikamenine in metasomatske rude precej razlikujejo, zlasti po vsebnosti kremena in glinene komponente.

Mineralna sestava rudnih ritmitov se od metasomatske rude praktično ne razlikuje, odstopanja se v glavnem kažejo v strukturnih in teksturnih elementih, tako rudnih kakor tudi nerudnih mineralov. Največkrat sestojijo rudni ritmiti samo iz sfalerita, toda tudi ritmiti z galenitom in sfaleritom v mežiškem rudišču niso redkost. Po sestavi nerudnih komponent razlikujemo več vrst

rudnih ritmitov: dolomitne, kalcitne in dolomitno-kalcitne. Razen obeh glavnih komponent pa se v njih tudi menjava vsebnost SiO_2 , v obliki avtigenega ali terigenega kremena ali pa v obliki glinene snovi. Sorazmerno pogosto se pojavlja tudi fluorit (tabla 4, sl. 1).

Osnova rudnih ritmitov sestoji iz dolomita ali kalcita različne zrnivosti. Ta se menja po plasteh oziroma laminah milimeterskih debelin. Premer zrn se giblje v mejah od 0,004 mm do 0,2 mm. V posameznih mikroplasteh ali laminah zapažamo postopno spreminjanje zrnivosti (graded-bedding), ki pa je v mnogih primerih zaradi različnih pogojev diagenetske kristalizacije tudi lažna. Lamine (ali del lamin) s čistim dolomitom ali kalcitom, brez glinenih primesi ali z zelo majhno količino le-teh, so praviloma iz srednje- do debelo-zrnatega dolosparita ali kalcita, lamine z večjo količino glinenih snovi pa so drobnozrnate do zelo drobnozrnate. Drobnozrnate lamine sestojijo navadno iz evhedralnih in subehedralnih zrn, v debelo-zrnatih pa so zrna manj pravilna in med seboj ter s sulfidnimi zrni močno zraščena. Praviloma ugotavljamo dve do tri generacije dolomita ali kalcita: osnovo, cementacijsko fazo in zapolnitve subvertikalnih ali drugih razpok. Tu in tam najdemo v plasteh tudi votlinice, tako imenovane vodne tehtnice (»bird's eyes«), ki so v spodnjem delu zapolnjene z drobnozrnatim karbonatnim materialom, v zgornjem pa z debelo-zrnatim cementom. V prvem so navadno tudi sulfidi, drugi pa je skoraj vedno iz dokaj čistega dolomita ali kalcita.

Sfalerit je v rudnih ritmitih najbolj pogost mineral. Včasih je v združbi z galenitom, povečini pa je brez njega. Njegova zrnivost je v določeni odvisnosti od zrnivosti dolomita; giblje se med 0,005 in 0,2 mm, največ pa med 0,03 in 0,005 mm. Sfalerit s premerom zrn nad 0,1 mm navadno pripada mlajši fazi — poznodiagenetski ali epigenetski. Zrna so povečini anehedralna, deloma pa tudi sub- in evhedralna. V primerjavi z mlajšim galenitom so sfaleritna zrna precej bolj čista, toda včasih je tudi v njih kar precej vključkov, zlasti karbonatnih. Od sulfidnih vključkov nastopa praviloma le pirit, in to v kristalni ali framboidni obliki (tabla 4, sl. 2). Koncentracije sfalerita se od ene do druge lamine zelo spreminjajo, podobno tudi njegova zrnivost. Nekatere so izredno bogate, tudi z več kot 50 % ZnS , druge pa revne z 0,5 do 2 % ZnS . Bogate lamine so znatno svetlejše barve, ki je lahko svetlo siva, sivo rumena ali sivo rjava. Zrna so povečini razpršena, toda v spodnjem delu lamin so navadno bolj gosta, med seboj zraščena in tudi večja. Sulfidi niso s karbonatnimi zrni v nikakršnem sorazmerju, niti po teži niti po velikosti. O tem pojavu je natančno pisal že Duhovnik (1967). Določena odvisnost se kaže samo v tem, da so bili pogoji za kristalizacijo in rast sfaleritnih zrn v plasteh z bolj čistim, srednje in debelo-zrnatim dolomitom ugodnejši kakor v drobnozrnatem glinenokarbonatnem sedimentu. Z neposredno precipitacijo in sedimentacijo so morda nastala samo najmanjša zrna v velikostnem redu framboidov od 3 do 20 mikrometrov, vendar je tu še vprašanje, v kakšni kemični sestavi. Večkrat najdemo v piritu ali markazitu (tabla 4, sl. 5) zelo drobna, pretežno okrogla sfaleritna zrna, ki kažejo verjetno najstarejšo ali prvotno obliko cinka v sedimentu, vsaj določenega dela. Podobno kot pri piritnih framboidih se tudi pri sfaleritnih kroglicah soočimo s pojavom njihove delne kristalizacije. Precejšen del zrn ima namreč že dokaj pravilno kristalno obliko. Precej bolj po-

gosto pa najdemo takšne kroglice v piritu in markazitu iz Tople. Droveinik in sodelavci (1980) jih opisujejo tudi iz rudišča Knape in menijo, da so nastale globule v zgodnji diagenezi, ohranile pa so se, ker jih je pirit obvaroval pred poznejšimi poznodiagenetskimi in epigenetskimi mobilizacijskimi procesi. Pretežen del sfalerita je nastajal na prehodu med zgodnjo in pozno diagenozo rudonosnega sedimenta, toda vedno pred galenitom. Že v tej fazi lahko ugotavljamo metasomatske procese, ki pa seveda daleč niso tako izraziti kot med pozno diagenozo.

Galenit se v mnogih rudnih ritmitih pojavlja le sporadično, toda v nekaterih je glavni mineral. Najlepsi primeri rudnih ritmitov z galenitom so bili doslej najdeni v Grabnu in Moringu. Grabenski ritmiti sestojijo pretežno iz dolomita z malo ali nič kalcita, ritmiti iz Moringa pa so v glavnem iz kalcita. Galenit se pojavlja na več načinov:

1. v obliki razpršenih ali vzporedno s plastovitostjo nanizanih metakristalov (tabla 3, sl. 1),

2. v obliki tankih, nepravilnih in s plastovitostjo vzporednih vložkov (tabla 3, sl. 2) in

3. kot zapolnitev poznodiagenetskih razpok.

Zrna so povečini idiomorfna, toda redkokdaj popolna. Jedro ali posamezni deli znotraj kristala sestojijo še vedno iz karbonata, bodisi dolomita ali kalcita. Galenitna zrna so bistveno večja od sfaleritnih (tabla 3, sl. 1), in sicer se giblje njihov premer od 0,15 do 0,2 mm, tu in tam pa tudi do 1 mm. Galenit je nastal in rasel med diagenozo sedimenta. Metasomatski procesi so posebno pri nastanku galenitnih koncentracij, pa naj gre za revne ali bogate, odigrali pomembno vlogo (tabla 3, sl. 2 in tabla 4, sl. 1).

Pirit se kaže v dveh oblikah, v kristalni in framboidni. Pretežen del je zelo drobnozrnat s premerom zrn od 0,003 do 0,03 mm, torej v dimenzijah, ki so značilne za zgodnjo diagenetsko fazo. Framboidni pirit je ohranjen predvsem v medgranularnih porah, ki so zapolnjene z organsko ali glineno substanco. Večkrat ga najdemo tudi sredi sfaleritnih zrn, v galenitu pa ga doslej nismo našli. Piritni framboidi sestojijo iz nekaj sto enako velikih kubičnih mikrokristalčkov. Oblika framboidov je povečini okrogla, toda pogosto kažejo ti tudi obrise piritoedra. Zanimiva je razporeditev kristalnih zrn v framboidu. Lahko je urejena, pa tudi neurejena. Po teh kriterijih sta jih Amstutz in Blohm, ki sta raziskovala piritne framboide iz rudnega ritmita z 10. obzorja, razdelila v tri osnovne oblike:

1. framboide z neurejeno razporeditvijo kristalov ali homogeno zapolnitev,

2. framboide z urejeno razporeditvijo kristalov s kvadratastim presekom,

3. framboide z urejeno razporeditvijo kristalov s trikotnim ali šesterkotnim presekom.

Za pismeno sporočilo o teh raziskavah se jima lepo zahvaljujem.

Framboidna oblika je zelo labilna in se po raziskavah Lamberta in Bubela (1970) ohranja samo pod določenimi pogoji. Zato jih tudi nikoli ne najdemo v sedimentih z intenzivnimi poznodiagenetskimi spremembami, najsi bo to v dolomitiziranih ali rekristaliziranih kameninah. Prav tako jih ne najdemo v orudnenjih unionskega sistema. Čeravno nekateri ugotavljajo, da lahko piritni framboidi nastajajo tudi pod hidrotermalnimi pogoji, lahko na

osnovi mikroskopskih raziskav več sto vzorcev iz mežiškega rudišča in okolice skorajda trdimo, da je to tipična oblika zgodnjediagenetske mineralizacije.

Ostali piriti so pretežno evhedralni. Ker so ti večinoma enako veliki kakor piritni framboidi, nastaja vtis, da je bila tudi njihova oblika prvotno framboidna. K takemu sklepu nas navajajo tudi razne prehodne oblike.

Drobnozrnati pirit je v paragenetskem zaporedju sulfidnih mineralov (sl. 12) praviloma najstarejši, zato ga velikokrat najdemo kot vključek v vseh drugih sulfidnih mineralih. Najpogosteje pa se pojavlja posamično ali v skupkih v intragranularnem prostoru sedimenta, tako dolomitnega kakor apnenčevega.

Poznodigenetski pirit je praviloma bolj debelozrnat in navadno v združbi z markazitom. Slednji za rudne ritmite ni najbolj tipičen, vendar ga tu in tam le najdemo. Mnogo več ga je v metasomatski rudi. Nekaj zanimivih primerov obeh mineralov vidimo na tabli 5.

Zanimivi so predvsem piriti z drobnimi sfaleritnimi globulami in iglicami. Globule so najbolj zgodnjediagenetska oblika sfalerita, iglice pa so nastale z nadomeščanjem markazita s sfaleritom. Večje iglice, verjetno tudi markazitne, so bile nadomeščene s karbonatom in sfaleritom. Da predstavljajo iglice prvotni markazit, lahko sklepamo po preostalih oziroma nespremenjenih markazitnih igličastih kristalih. Vzorec z navedenimi značilnostmi je primer rudnega ritmita z zelo intenzivno poznodigenetsko mineralizacijo.

	Sedimentacija Sedimentation	Diageneza Diagenesis		Epigeneza Epigenesis
		Zgodnja Early	Pozna Late	
Dolomitizacija Dolomitisation	---	-----	-----	-----
Piritni framboidi Pyrite framboids	---	-----	-----	-----
Sfaleritne globule Sphalerite globules	---	-----	-----	-----
Sfalerit Sphalerite	---	-----	-----	-----
Pirit Pyrite	---	-----	-----	-----
Galenit Galena		-----	-----	-----
Markazit Marcasite		-----	-----	-----
Fluorit Fluorite		-----	-----	-----

Sl. 12. Parageneza rudnih mineralov v rudnih ritmitih

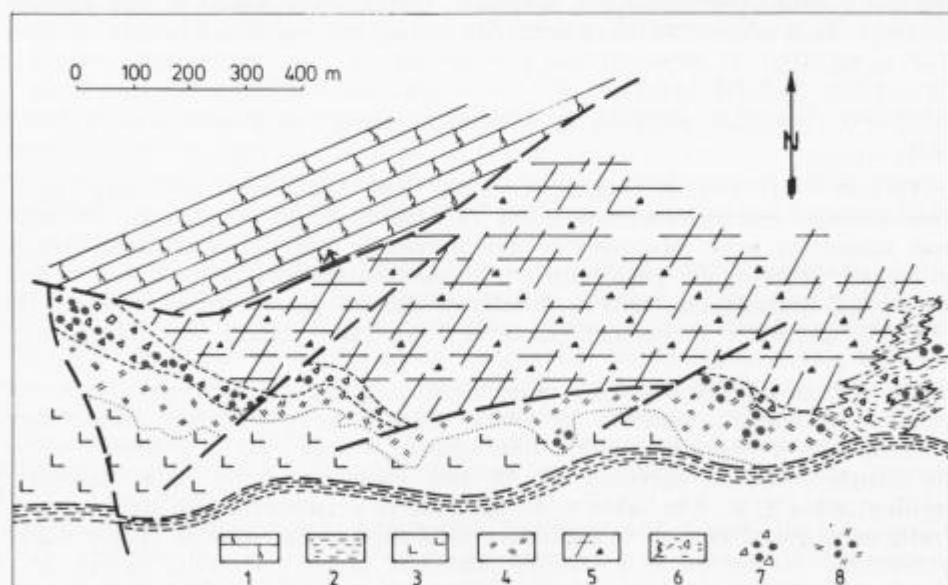
Fig. 12. Paragenesis of ore minerals in ore rhythmities

Tipičen mineral rudnih ritmitov je tudi fluorit, čeprav ga ni v vsakem ritmitu. Pojavlja pa se sorazmerno pogosto, zlasti v poznodiagenetskih strukturah, in sicer v medplastovnih vložkih in razpokah. Sorazmerno pogosto ga najdemo tudi v metasomatski rudi interstratificiranega rudnega telesa. Kot kaže, ga je več v manj dolomitizirani kamenini.

Rudne breče

Rudne breče interstratificiranih orudnenj se med seboj razlikujejo po petroloških in mineraloških značilnostih kakor tudi po nastanku. Koncentracije sulfidnih mineralov se v breči zelo spreminjajo. Vsebnosti svinca in cinka se gibljejo v zelo širokih mejah, od nekaj deset $\mu\text{g/g}$ do 20 ‰ in več. Povečini so sulfidni minerali koncentrirani v vezivu, tu in tam pa tudi v odlomkih.

Največ pozornosti zaslužijo rudonosne breče grabenskega rudišča in spodnjega dela Uniona, kjer se pojavlja osamljeno interstratificirano orudenje 650 m pod 1. skrilavcem.



Sl. 13. Geološka skica grabenskega rudišča na 12. obzorju (+ 417 m)

Fig. 13. Geological sketch of the Graben ore deposit at + 417 m (12th mine level)

1 wettersteinski apnenec, 2 karnijski skrilavec, 3 grebenski apnenec, 4 dolomitizirani grebenski apnenec, 5 bituminozni dolomit, 6 glineni skrilavec, glineno dolomitne breče s sadro in anhidritom, lagunski dolomit, 7 rudna breča, 8 Pb-Zn mineralizacije v dolomitiziranem grebenskem apnencu

1 Wetterstein limestone, 2 Carnian shale, 3 reef limestone, 4 dolomitized reef limestone, 5 bituminous dolomite, 6 claystone, clayey-dolomitic breccias with gypsum and anhydrite, lagoonal dolomite, 7 ore breccia, 8 Pb-Zn mineralization in the dolomitized reef limestone

V grabenskem rudišču se srečujemo z različnimi brečami — monomikritnimi in polimikritnimi. Njihova petrološka sestava je v večini primerov izraz neposredne okolice. Najbolj zanimive in tudi gospodarsko najbolj pomembne so breče med grebenskimi apnencem in bituminoznim dolomitom (sl. 13). Če ravno se pojavljajo v istem paleogeografskem nivoju, se njihova petrološka in mineralna sestava spreminja že na kratkih razdaljah, enako velja to tudi za strukturne in teksturne značilnosti posameznih breč. Zelo različna je tudi velikost odlomkov in blokov, katerih premer se spreminja od milimetrskih do metrskih dimenzij. Povečini so odlomki ostrorobi. Ker niso sortirani, je struktura breče navadno zelo kaotična. Mestoma kažejo odlomki sestavo in strukturo prvotne kamenine, največkrat pa sestavo in strukturo že spremenjenega oziroma dolomitiziranega grebenskega apnenca. Glavnina odlomkov sestoji iz srednjezrnatega grebenskega dolosparita s premerom od 0,06 do 0,25 mm. Razen svetlih odlomkov grebenskega apnenca najdemo v breči tudi temne odlomke iz rumeno rjavega, sivega in rjavo sivega bituminoznega dolomikrita, ki so praviloma precej manjši od odlomkov grebenskega dolosparita. Temni odlomki so skoraj vedno oruđeni, in sicer vsebujejo razpršena zrna pirita (zelo pogosto v obliki framboidov) in sfalerita. Vezivo breče sestoji iz zelo drobnozrnatega do srednjezrnatega dolosparita z različno količino glinenih primesi (illit in kaolinit), ki mestoma tudi prevladujejo. Velikost dolomitnih zrn v vezivu variira od 0,004 do 0,2 mm. V njem so zelo različne koncentracije sulfidnih mineralov; največ je galenita, po količini pa sledijo še sfalerit, pirit in markazit.

Galenit tvori v vezivu različno velike, toda zelo nepravilno razporejene impregnacije, močno razvejane žilice in zapolnitve, ki so globoko vraščene med dolomitna zrna. Mestoma se galenit zajeda tudi v karbonatno osnovo odlomkov. Pretežen del galenitnih zrn je anhedralen, toda pogosto so v vezivu breče tudi evhedralna zrna s kvadratastimi in pravokotnimi preseki, ki pripadajo ploskvam razkolnosti (tabla 6, sl. 5). Tako nastane vtis, da gre vsaj v večini primerov za drobce galenita in ne za produkte neposredne kristalizacije. Ker je galenit najmlajši mineral, vsebuje mnogo tujih zrn, predvsem ostanke dolosparita, sfalerita in pirita. Sfalerit je v glavnem anhedralen. V revni rudi se pojavlja v obliki impregnacij, v bogati pa je zraščten v večje ali manjše kristalne agregate. Tu in tam nastopa tudi v obliki skorjaste svetlice (tabla 4, sl. 4 in tabla 6, sl. 5). Pirit je v splošnem zelo drobnozrnat. Pretežno je evhedralen in subhedralen, toda pogosto ga najdemo tudi v obliki framboidov. Največ ga je v temnih odlomkih, precej pa tudi v vezivu. Mestoma tvori v združbi z markazitom, ki je povečini evhedralen, tudi bolj debelozrnat koncentracije. Rudonosne breče med bituminoznim dolomitom in grebenskimi apnencem (sl. 13) lahko pripisujemo postsedimentnim deformacijskim procesom. Po Sanderju (1950) nastane deformacijska breča z raztrganjem ali lomljenjem določenega območja v sedimentni skladovnici. V angleški literaturi imajo za to izraz »collaps breccia«. Takšna breča lahko nastane med diagenetskimi ali epigenetskimi procesi. Vzroki za porušitev dela sedimentne skladovnice pa so lahko posledica heterogene sestave sedimentov z različnim potekom in trajanjem konsolidacijskih procesov, večkrat pa tudi zaradi disolucijskih procesov v sedimentu ali kamenini. V grabenskem rudišču

najdemo primere za prvi in drugi način njihovega nastanka. K prvim lahko štejemo predvsem apnenčeve ali dolomitne breče z glinenim vezivom. Najpomembnejše so seveda deformacijske breče z rudonosnim dolomitnim vezivom. Zelo verjetno lahko ravno rudonosnim raztopinam pripisujemo velik delež pri nastanku teh breč. Do takšnega sklepa nas navajajo predvsem naslednja dejstva:

— Vezivo breče sestoji razen iz dolomita praviloma tudi iz sulfidnih mineralov, mestoma sicer v majhnih količinah, pogosto pa v bogatih koncentracijah.

— Sredi breče naletimo pogosto na večje grude — bloke, ki jih ne moremo drugače razlagati, kakor da gre za ostanke grebena, ki ga disolucijski procesi niso zajeli.

— Nemalokrat lahko zapažamo postopen prehod iz breče v čist, kompakten grebenški dolomit z vsemi vmesnimi stopnjami, ki se kažejo v obliki nepravilnega spleta razpok, zapoljenih s podobnim vezivom, kot je v breči.

— Neopazen ali postopen je včasih tudi prehod iz grebenskega dolomita v monomiktno disolucijsko brečo in naprej v deformacijsko brečo.

Litološke značilnosti rudne breče, predvsem odlomkov, nam kažejo, da je breča mlajša od grebenskega in tudi mlajša od bituminoznega dolomita. Precej zanesljivo lahko po značilnih diagenetskih kazalcih (stilolitnih šivih, cementacijski por in razpok, dolomitizaciji itd.) ugotovljamo, da so bile kamenine, ki so udeležene v sestavi breče, podvržene vsem fazam diageneze, preden je le-ta nastala. Odlomki, ki izhajajo iz grebena, so povečini sestavljeni iz poznodiagenetskega dolosparita. Iz tega sledi, da je breča produkt epigenetskih procesov. To pa si je najlaže predstavljati z disolucijskimi procesi. Na to kažejo tudi disolucijske monomiktne breče sredi grebena, ki pa nastopajo včasih tudi v neposredni bližini rudonosnih deformacijskih breč.

Monomiktne dolosparitne breče sestojijo iz treh do štirih generacij dolosparita. Prva in zadnja sta praviloma sterilni, vmesne pa rudonosne. Ker so svetli dolosparitni odlomki deformacijske breče zvečine sterilni, pripadajo bržkone prvi fazi poznodiagenetske dolomitizacije grebenskega apnenca. Medtem ko je dolosparitno vezivo monomiktne grebenske disolucijske breče produkt kristalizacije, tega o vezivu rudonosnih deformacijskih breč ne moremo vedno trditi. Pretežen del veziva sestoji namreč iz zdrobljenega bituminoznega in grebenskega dolomita, ostanek pa iz sulfidnih mineralov, ki so deloma tudi zdrobljeni (sl. 11, tabla 6, sl. 2). Manjši del veziva pa je tudi iz mlajšega cementacijskega dolosparita. V interstratificiranih, pretežno brečastih orudenjih v krovni grebenskega apnenca grabenskega rudišča ločimo torej dve fazi mineralizacije, singenetsko-diagenetsko in epigenetsko. Med obema fazama pa je nastala breča. Poglejmo si značilnosti posameznih faz.

Singenetsko-diagenetska faza

Ob koncu grebenskega razvoja so se morali pogoji sedimentacije bistveno spremeniti v prid evksinskemu okolju, v katerem so bili odloženi rudni sedimenti in bituminozni dolomiti. Danes dobimo te sedimente v obliki rudnih ritmitov (tabla 6, sl. 2 in 10) in drobnozrnatega dolomikrita ali dolosparita

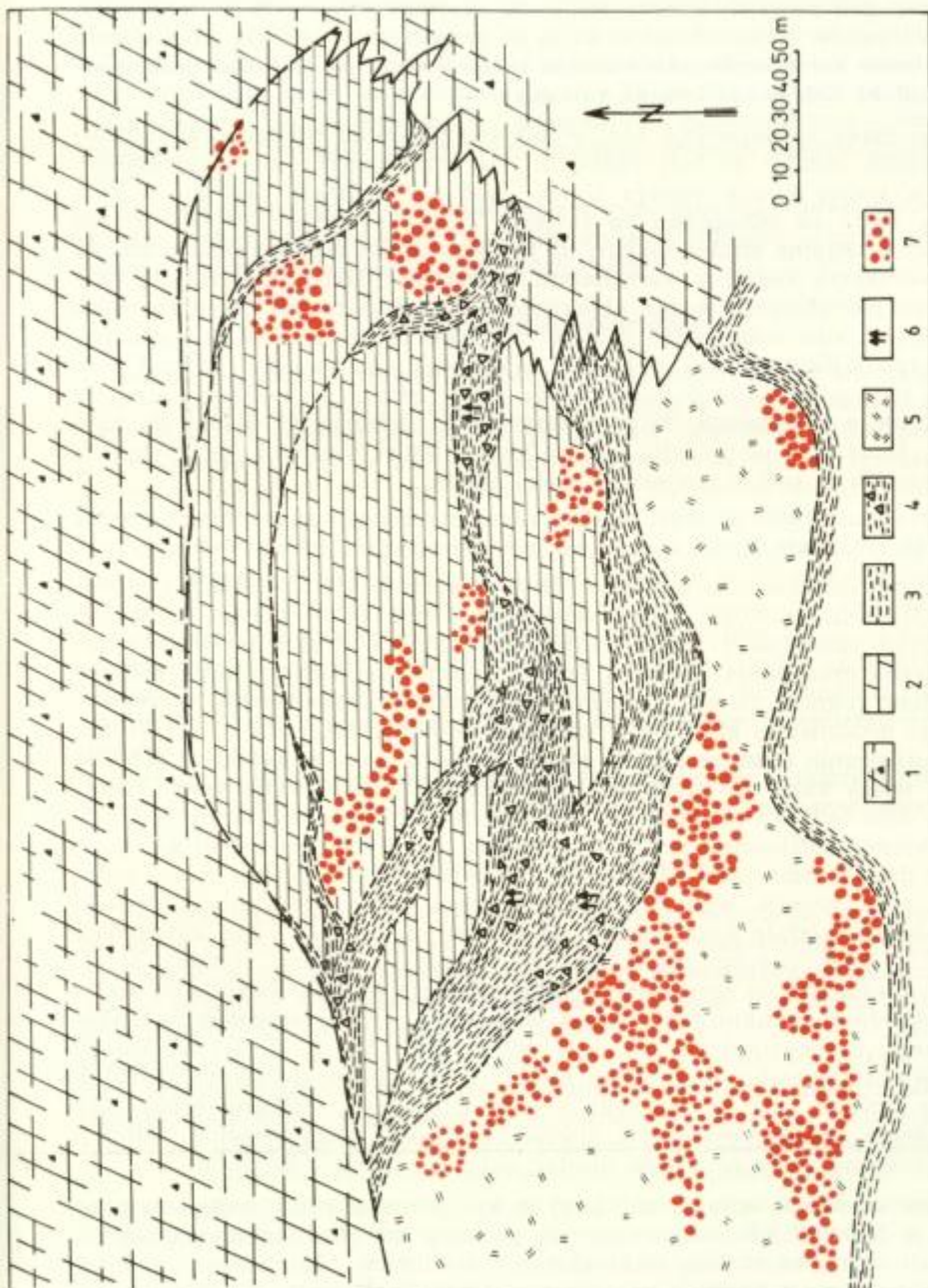
s fino dispergiranim piritom, tu in tam pa tudi s sfaleritom. Del rudnih sedimentov se je odlično ohranil, precejšen del pa se je porazgubil, ko so nastajale breče, v katerih pa tu in tam le najdemo njihove fragmente. Ker v tej fazi še ne zapažamo večjih metasomatskih sprememb ali procesov raztapljanja, lahko sklepamo, da je mineralizacija nastala v pretežno alkalnem okolju. S to fazo lahko povežemo tudi začetek dolomitizacije grebenskega apnenca. Na to nas navajajo dolomitni rudni ritmiti z galenitom in sfaleritom, ki zapolnjujejo votline v grebenskem apnencu.

Nastanek breče

Ker je razlika med prvo in drugo fazo mineralizacije zaradi prisotnosti galenita in markazita v 2. fazi zelo očitna, je možno, da je tudi nastanek breče povezan s tem pojavom. Znano je, da precipitirata markazit in galenit iz bolj kislil raztopin, zato lahko tudi sklepamo, da so raztopine, preden so iz njih precipitirali sfalerit, pirit, markazit in galenit v 2. fazi mineralizacije, intenzivno razkrojile prehodno cono med grebenskim in bituminoznim dolomitom ter sprožile vrsto deformacijskih procesov. Dokazuje, da so bile raztopine, ki so pronicale v grebenski apnenec, občasno bolj kisle, vidimo tudi v močno povišani vsebnosti SiO_2 v metasomatskih ZnS orudnenjih sredi grebenskega apnenca. Čisti grebenski apnenec vsebuje namreč poprečno le 0,12 do 0,16 % SiO_2 , oruden dolomitiziran grebenski apnenec pa ponekod tudi od 2 do 4 %.

Epigenetska faza mineralizacije sestoji iz galenita, sfalerita, pirita in markazita. Vsi minerali nastopajo v vezivu breče, le izjemoma tudi v odlomkih. Toda v slednjem primeru, razen če ne gre za odlomke, ki smo jih opisali v ingenetsko-diagenetski fazi, skoraj vedno lahko ugotavljamo, da gre za metasomatozo dolomita v obrobni delih odlomkov ali vzdolž razpok. Po vrstnem redu kristalizacije si sledijo pirit, sfalerit, markazit in galenit. Pogosto najdemo tudi po dve generaciji pirita, sfalerita in galenita. Zanimivo je, da se v vezivu breče pojavljajo tudi piritni framboidi, ki praviloma nastopajo le v zgodnji diagenetskih mineralizacijah. Možno je tudi, da so framboidi prispeli v vezivo skupno z zdrobljenim materialom bituminoznega dolomita. Vprašljiva je tudi prisotnost zdrobljenih galenitnih zrn. Ne moremo namreč zanesljivo ugotoviti ali je galenit prispel v vezivo breče v tej obliki ali pa je bil zdrobljen pozneje.

Razen rudosnih intrastratificiranih deformacijskih breč ter monomiktinih dolomitnih breč sredi grebenskega apnenca je v grabenskem rudišču še vrsta drugih. Zlasti pogostne so breče, pri katerih sestoji vezivo iz glinovca (sl. 14), odlomki pa so iz dolomita ali apnenca. To pomeni, da so se v sedimentacijskem bazenu, kjer se je odlagal bituminozni dolomit, občasno ali lokalno odlagale tudi gline. Te pa so lahko na morskem dnu sprožile drsine, katerih produkt so lahko bile kaotične drsne breče (slumping breccia). Če ni bilo tako, so bile lahko gline zaradi počasnejše konsolidacije, večje stisljivosti in drugih činiteljev, po katerih se razlikujejo od karbonatnih kamenin, vsaj delni, če že ne glavni povzročitelj rušenja posameznih delov zgradbe sedimentne skladovnice. Cone, bogate z glinovci, so bile tudi pozneje, med orogenezo, bolj kot karbonatne kamenine izpostavljene tektonskim deformacijam.



Sl. 14. Geološka skica 9. obzorja vzhodnega dela grabenskega rudišča (+ 489 m)

Fig. 14. Geological sketch of the East part of the Graben ore deposit at + 489 m (9th mine level)

1 bituminosni dolomit, 2 lagunski rudonosni dolomit, 3 glineni skrilavec, 4 glineno dolomitna breča,

5 dolomitizirani grabenski apnenec, 6 sadra in anhidrit, 7 Pb-Zn mineralizacije

1 bituminous dolomite, 2 lagoonal ore-bearing dolomite, 3 claystone, 4 clayey-dolomitic breccia,
5 dolomitized reef limestone, 6 gypsum and anhydrite, 7 Pb-Zn mineralization

Nastanka breč torej ne moremo posplošiti niti jih ne moremo pripisati enemu samemu procesu, temveč celi vrsti procesov, ki se včasih med seboj tudi dopolnjujejo. Najboljši dokaz za to so primeri z 12. obzorja, ko najdemo starejše breče kot komponente v mlajši breči. Seveda pa so lahko posamezne breče produkt tudi enega samega procesa.

Rudne breče se pojavljajo tudi v interstratificiranih orudnenjih centralnega rudišča, vendar so bolj redke in niso tako izrazite kakor grebenske. Izjema je rudno telo v revirju Union, med 13. obzorjem (410 m) in koto + 320 m. Rudo so odkopavali tu ravno v času, ko se je v Mežici zbrala mednarodna skupina strokovnjakov, ki je obravnavala problematiko nastanka svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah. Uvodni referati in razprava tega posvetovanja so bili objavljeni v Rudarsko-metalurškem zborniku (1965). Precej smo razpravljali prav o nastanku te breče. Ker se breča pojavlja v podaljšku oziroma v bližini unionskega sistema, smo jo tudi sem uvrščali, toda pozneje se je pokazalo, da gre v resnici za poseben tip interstratificiranega orudnenja, ki se razteza od 11. obzorja (+ 447 m) do kote + 320 m. Ruda se sicer pojavlja tudi na koti + 300 m, vendar v nepomembnih koncentracijah in tudi v povsem drugačni obliki.

Kostelka (1965) je videl v breči znamenja dovodnega kanala, v rudnih ritmitih pa znamenja, ki nakazujejo eksterno ali interno ritmično sedimentacijo.

Nadaljnje raziskave so pokazale, da se unionski sistem končuje s stratigrafsko-litološkim nivojem tega orudnenja. S tem pa se poraja vprašanje, ali obstajajo lateralno v istem nivoju morda še kje druge podobne interstratificirana orudnenja? Za zdaj lahko govorimo le o enem, sicer velikem in bogatem rudnem telesu, z vsemi značilnostmi singenetskega interstratificiranega orudnenja, ki je od 1. skrilavca oddaljen okoli 650 m. Od drugih interstratificiranih orudnenj pa se precej razlikuje, tako po obliki in debelini rudnega telesa kakor po strukturnih in teksturnih značilnostih rude. V talninskem delu rudnega telesa so bili zelo lepi primeri rudnih ritmitov (tabla 6, sl. 1) z vsemi značilnostmi pravega sedimenta, in to v precej večjih količinah kakor v drugih ladinijskih orudnenjih. Lamine rudnih ritmitov ležijo vzporedno s plastovitostjo wettersteinskega apnenca in so prav gotovo nastale, ko so plasti še ležale horizontalno, torej pred nastankom rude unionskega sistema. V istem rudnem telesu smo se srečevali z dvema vrstama breče, s tipično disolucijsko s cementom iz debelozrnatega kalcita, galenita in sfalerita s kokardnimi strukturami (tabla 6, sl. 3) ter z brečo s cementom iz tankoplastovitega drobnozrnatega rudnega sedimenta (tabla 6, sl. 1). Iz sestave odlomkov, prikamenine in kaotične strukture v rudnem sedimentu sledi, da imamo v drugem primeru opravka s tako imenovano »collaps« brečo. Ker pa v rudnem telesu prevladujejo disolucijske breče, lahko verjetno tudi nastanek »collaps« breče pripišemo disolucijskim procesom v krovlini.

Ob tem se seveda sprašujemo, kdaj in kje je nastal rudni sediment, pred odložitvijo krovninskih sedimentov ali po njej, na dnu sedimentacijskega bazena ali v kraški votlini, torej eksterno ali interno. Ker imamo za zdaj opravka le z enim takšnim telesom v tem nivoju wettersteinske skladovnice, je razlaga o sedimentaciji v kraški votlini morda bolj sprejemljiva.

Strukturne in teksturne značilnosti so bile zelo različne in so se že na kratkih razdaljah spreminjale v odvisnosti od količine rudnih komponent (tabla 6, sl. 1, 3). V bogatih delih je bilo vezivo pretežno sestavljeno iz galenita in sfalerita, v manj bogatih pa iz kalcita, sfalerita in malo galenita.

Iz bogatejših delov so pridobivali rudo s 15 do 20 % svinca in 10 do 15 % cinka. Ruda je bila v primerjavi z drugimi zelo malo oksidirana. Razen tega je bilo v njej najmanj dvakrat več kadmija. V enem vzorcu sfalerita smo ugotovili celo 1,2 % Cd.

Če upoštevamo, da se interstratificirane rude pojavljajo praviloma na večji površini nekdanjega paleoreliefa, potem opisano orudenenje ne bi smelo biti edino v tem nivoju wettersteinske skladovnice.

Diskordantna orudenenja

V uvodu je bilo že rečeno, da ločimo v mežiškem rudišču tri vrste diskordantnih Pb-Zn orudenenj. Prav gotovo obstajajo še druge možnosti za klasifikacijo le teh, vendar menim, da je najbolje uporabiti tisto razdelitev in poimenovanje, ki sta se med dolgoletnim raziskovanjem in eksploatacijo že nekako udomačila, tako med strokovnim in nadzornim kadrom kakor tudi med rudarji. Poudariti moramo, da spadajo tudi diskordantna orudenenja v skupino »strata bound deposits«, za katero v slovenski strokovni terminologiji še nimamo ustreznega imena. Na prvi pogled je ta uvrstitev diskordantnih orudenenj morda malo čudna, predvsem če pomislimo na unionski sistem z globinskim raztezanjem do 650 m, toda dejansko tudi ta ne zapušča skladovnice wettersteinskih apnencev niti ne zavzema celotne njihove debeline, temveč le polovico. Precej bolj pa ustreza takšno uvrščanje za osemurna orudenenja, ker so ta dejansko vezana na določene nivoje wettersteinske skladovnice.

Ker so osemurna orudenenja najbolj tesno povezana z interstratificiranimi in so tudi približno enako stara, pogledjmo najprej njihove značilnosti.

Osemurna ali 120⁰ orudenenja

Problematika osemurnih orudenenj je precej zamotana in še ni najbolj zanesljivo rešena, saj še vedno obstajajo močno si nasprotujoča mnenja. Osebnostno menim, da so nastala približno sočasno z interstratificiranimi rudami in da so povezana s triasnimi paleokraškimi procesi. Osemurna orudenenja se pojavljajo samo v zgornjem delu skladovnice wettersteinskih plasti, in to praktično v istih nivojih kakor interstratificirane rude. Praviloma so povezana z nivojem črne breče, ki že dolgo služi za vodilo pri iskanju tako interstratificiranih kakor tudi osemurnih orudenenj. Medtem, ko se interstratificirane rude pojavljajo na sorazmerno velikem prostanstvu, so osemurne rude samo v Navršniku, to je v jugozahodnem delu rudišča. Tudi na Mali Peci se pojavljajo tu in tam, le da je smer drugačna, in sicer vzhod-zahod.

Ruda osemurnih orudenenj sestoji pretežno iz galenita, limonita in cerusita. Sfalerita je zelo malo, le tu in tam ga najdemo razpršenega v apnencu, redkokdaj pa v razpoki ob galenitu. Markazit je praviloma v celoti spremenjen v limonit. Vsebnost Pb v izkopanini je v glavnem odvisna od širine galenitne

žile, ki pa je zelo različna, od 1 cm do 3 m, največkrat pa je njena širina od 10 do 50 cm. Žile niso vedno kontinuirane, pogosto se javlja ruda tudi v obliki nepravilnih gnezd. Velikokrat so razpoke zapolnjene z glino, v kateri najdemo ostanke rudnih gomoljev. Ker je galenit povečini zelo močno oksidiran, je pogosto grudast in luknjičav. Njegova hrapava oziroma močno korodirana površja so pogosto posejana z drobnimi, 1 do 3 mm velikimi idiomorfnimi cerusitnimi kristali (tabla 7, sl. 5; tabla 8, sl. 3). Ti zapolnjujejo tudi razpoke in votlinice v galenitu. Najpomembnejša značilnost rude je visoka stopnja oksidacije, ki se kaže v različnih oblikah.

Galenit nastopa povečini v bogatih, skorajda monomineralnih koncentracijah ali pa v združbi z limonitom. Prav zaradi tega so v preteklosti rudo tudi ročno prebirali in odvažali naravnost v topilnico. Ker so taki koncentracije vsebovali do 50 % ali še več oksidnih mineralov svinca in železa, so zelo ugodno vplivali na metalurški proces, medtem ko bi v flotaciji povzročili precejšnje težave. Limonita je ponekod zelo veliko. Tudi tega so včasih odkopavali za topilnico, kjer so ga rabili kot talilo za tvorbo žlindre. V limonitu pa je skoraj vedno tudi nekaj svinca, bodisi v sulfidni ali karbonatni obliki.

Prikamenina sestoji v glavnem iz apnenca, dolomita je zelo malo. Značilno zanjo je, da skorajda ne kaže nikakršnih sprememb, kot je to pri večini interstratificiranih orudenenj, pri katerih je prikamenina večidel močno dolomitizirana. Razumljivo je, da se prikamenina od primera do primera tudi pri osemurnih orudenenjih spreminja, toda spremembe praviloma niso posledica Pb-Zn mineralizacije, temveč so nastale med sedimentacijo ali diagenozo. Ta ugotovitev velja tako za dolomitizacijo kakor za rekristalizacijo. Do metasomatskih procesov je tu in tam sicer prišlo, toda v primerjavi z obsegom teh procesov ob prelomnicah unionskega sistema lahko rečemo, da so imeli zelo podrejeno vlogo.

O nastanku osemurnih razpok obstajajo različna mnenja, in sicer menijo nekateri, da gre za tektonske razpoke, drugi pa, da gre za netektonske. Ker govori precej več dejstev za drugo razlago, se v prvo razlago ne bi spuščali.

Razpoke z značilnostmi osemurnih lahko nastanejo na morskem dnu, pri dehidraciji ali diagenezi sedimentov. Takšne razpoke so povečini nepravilnih oblik, ležijo pravokotno na plastovitost in so lahko globoke tudi do 150 m in več. Osemurne razpoke niso tako globoke, največkrat segajo le 30 do 50 m globoko od določenega nivoja skladovnice wettersteinskih plasti. Nepravilne razširitve, oblika in raznovrstni korozijski pojavi kažejo, da so bile razpoke podvržene kraškimi procesom. Del kraških elementov je prav gotovo nastal v bližnji preteklosti, toda vse kaže, da jih je nekaj tudi triasne starosti. Mehke nekonsolidirane gline v osemurnih in drugih razpokah so verjetno povezane z recentnimi procesi, drugače pa je s konsolidiranimi glinovci, ki sestojijo iz kaolinita, muskovita, kalcita, dolomita, kremenca in pirita. Ti so skoraj gotovo nastali med paleokraškimi procesi. Ne smemo jih pa zamenjati s tektonsko vrinjenimi skrilavci karnijske stopnje. Osemurne razpoke so bile z rudo zapolnjene v triasu, ali bolj natančno rečeno, pred odložitvijo sedimentov 1. skrilavca. To pomeni, da je ruda približno enako stara kakor interstratificirana orudenenja v istem nivoju. Razlike pa se kažejo v pogojih nastanka, ki odsevajo predvsem v mineralni ter kemični sestavi rude in prikamenine.

V interstratificiranih rudah je razmerje med svincem in cinkom 1:1 do 3:1 v korist svincu, v osemurnih pa 6:1 do 40:1. Interstratificirane rude so nastale sočasno z dolomitom oziroma z diagenetskimi procesi sedimenta, osemurne razpoke pa so bile zapolnjene po diagenezi neposredne prikamenine, tako da jih lahko smatramo za epigenetske tvorbe.

Čeravno je kombinacija orudenelih razpok in interstratificiranih rud mikavna za hidrotermalno razlago, je zelo malo verjetno, da bi z njo lahko razložili nastanek rude v wettersteinskem apnencu. Prav tako ni znamenj o submarinskem dovajanju ascendentnih raztopin skozi skladovnico wettersteinskih plasti. Tudi osemurne razpoke niso imele te vloge, čeravno bi od vseh prišle še najprej v poštev. Toda proti temu govorijo naslednji razlogi:

— Popolna odsotnost hidrotermalno-metasomatskih sprememb prikamenine. Med apnencem in rudo je sicer ponavadi nekaj milimetrov tanka milonitna plast, vendar je ta skoraj zagotovo nastala med oksidacijo. Rentgenska analiza namreč kaže, da sestoji beli prašnati material iz dolomita, kalcita in sadre.

— Ruda v osemurnih razpokah ima od vseh še najbolj enostavno mineralno paragenozo in tudi slednih prvin je tu manj kakor v drugih rudah.

— Orudenele osemurne razpoke ne kažejo nikakršnih sprememb po globini in tudi nimajo za hidrotermalne žile značilne korenine iz jalovinskih mineralov.

— Orudenele osemurne razpoke imajo vse značilnosti kraških razpok, razen tega je tudi njihov položaj vezan na določene paleogeografske nivoje, v katerih je prišlo po vseh znakih sodeč tudi do paleokraških procesov. Prav iz slednjega pa izhaja, da je verjetno tudi nastanek rude povezan s temi procesi.

Sistem unionskih orudenenj

Sistem orudenelih unionskih prelomnic zavzema površino približno 2 km². Doslej raziskana oziroma odprta višinska razlika znaša 685 m, in sicer od 985 m do 300 m. Obsega pa naslednje revirje: Barbara-vzhod (od 985 do 758 m), Igrče (od 758 do 604 m), Staro Igrče (od 900 do 664 m), Union (od 604 do 300 m) in Moring (od 604 do 300 m).

Splošna smer slemenitve unionskih prelomnic je sever-jug, vendar z različnimi odstopanji proti severovzhodu ali severozahodu. V centralnem rudišču vpada večina teh prelomnic proti zahodu, izjema je stropni prelom, ki vpada proti vzhodu oziroma severovzhodu. Zunaj rudišča pa je teh prelomov precej več, dva najbolj markantna pa sta Pecin in Ladinkov prelom.

Naklonski kot prelomov in razpok se spreminja od 25° do 80°. V zgornjih delih so prelomnice navadno bolj strme (50° do 80°), v spodnjih pa bolj položne, 25° do 50°.

Ruda nastopa neposredno ob prelomu oziroma v razpoki, pogosto pa sega tudi malo dlje vstran. Horizontalna dolžina rudnih teles se giblje med 5 in 100 m, včasih tudi več, njihova debelina se spreminja od 0,5 do 10 m, poprečna pa znaša 1 do 2 m. Rudna telesa so zelo nepravilne oblike in se položno (15° do 25°) dvigajo vzdolž prelomnic proti severovzhodu.

Zelo različna je tudi vsebnost rude, in sicer se ta spreminja že na zelo kratkih razdaljah. Spreminja se tudi razmerje med svincem in cinkom, toda

po grobi oceni je to razmerje za celotni sistem okoli 2:1 v korist svincu. Globinske razdelitve med obema kovinama ni opaziti. Znotraj posameznega rudnega telesa je bila določena razdelitev tu in tam sicer opazna, ne moremo pa je posplošiti za ves sistem.

Prelomov in razpok, ki pripadajo unionskemu sistemu, je mnogo, toda orudeni je sorazmerno malo. Zakaj je prišlo ravno na območju revirjev Barbara-vzhod, Igrče, Union in Moring do tako velikih koncentracij svinčevo-cinkove rude, ostaja še vedno uganka. Najbolj orudene unionske prelomnice v tektonskem pogledu komajda kaj pomenijo, ker so bili premiki vzdolž njih, če jih primerjamo z drugimi prelomnicami, minimalnimi. Orudene prelomnice so bile morda bolj odprte kot druge, toda to ne more biti edini razlog, da so tu nastala tako bogata in velika Pb-Zn orudnenja. Najbolj verjetna se mi zdi razlaga, da je bila na tem območju od pliocena sem neka geokemična bariera, ob kateri je prišlo do izločanja rudnih komponent iz talne vode. S tem bi lahko razložili tudi posamezne razlike v mineralni, geokemični, pa tudi izotopni sestavi žvepla sulfidnih mineralov. Več o tem bo govora, ko bomo obravnavali oksidacijo rude. Tu in tam najdemo sicer tudi ob večjih prelomih svinčevo-cinkovo rudo, vendar se ta navadno razlikuje od tipične unionske rude, najsi bo to po strukturi in teksturi, načinu pojavljanja, po prikamenini in ne nazadnje tudi po količini in njeni pomembnosti. Povečini gre bolj za posamična, različno velika in nepravilna rudna telesa, ki ne nastopajo vedno ob prelomu, temveč v različnih razdaljah od njih. Tovrstna rudna telesa srečujemo ob Pecinem, helenskem, stropnem, Pikovem in Ladinkovem prelomu. Rude se pojavljajo tudi ob tektonskih strukturah, ki so mlajše od unionskega sistema, kot na primer ob severnem karavanškem narivu (Kotlje, Ocvirk) ter ob plešivskem (Vernica) in mučevskem prelomu.

Ceravno uvrščamo rudna telesa unionskega sistema v glavnem med post-tektonska, je že zdavnaj znano, da so se tektonski procesi nadaljevali tudi še potem, ko je bila ruda večidel že odložena. Dokazov za to je precej, najsi bo v makroskopskih ali mikroskopskih dimenzijah. Med najbolj vidnimi dokazi je treba omeniti tako imenovana svinčeva tektonska ogledala in galenit s strukturo svinčevega repa (tabla 7, sl. 6). Za nastanek teh struktur sicer niso potrebni velik premiki, in kot kaže, zadoščajo že tudi najmanjši premiki za nekaj milimetrov ali centimetrov. Največ dokaznega gradiva pa nam nudijo mikroskopske raziskave, s katerimi lahko predvsem v rudnih brečah ugotavljamo tudi po več faz drobljenja.

Glede starosti in pogojev nastanka rude je bilo v preteklosti precej dilem, ki pa tudi še danes niso povsem odpravljene. Nekateri dobri poznavalci vzhodnoalpskih rudišč, med njimi zlasti Kostelka in Friedrich (glej Fabjančič, 1965) so videli v sistemu unionskih prelomnic stare triasne labilne cone in razpoke, ki naj bi pozneje spet oživele. Kostelka (1965) je menil, da so bile unionske razpoke dovodni kanali, skozi katere naj bi prihajale raztopine iz globine in se iz njih tudi izlile v morje, kjer so potem nastala zingenetska sedimentna rudišča. Ker segajo v vzhodnem delu severnih Karavank svinčevo-cinkove rude najgloblje v talnino triasne skladovnice — v unionskem sistemu do 650 m pod 1. skrilavec, v Topli pa celo v srednji del anizijske stopnje, je Kostelka sodil, da se je tudi proces mineralizacije

tu začel prej kakor v zahodnem delu Karavank in v Ziljskih Alpah. Očitno pa je spregledal, da imamo anizijska rudišča tudi v Ziljskih Alpah in Severnih apneninških Alpah (Kolm, Scheinitzen, St. Veit).

Podobno mnenje je zagovarjal tudi Friedrich (glej Fabjančič, 1965), ki je videl v prelomih unionskega sistema germanotipno tektoniko, ki se pojavlja v zgodnjih stadijih razvoja geosinklinale. Verjetno ni dvomov, da gre pri unionskem sistemu za radialne prelome, vprašanje pa je, kdaj so se ti prvič pojavili, ali med sedimentacijo triasnih plasti (predvsem ladinjsko-karnijskih) ali pa pozneje. Stratigrafsko-litološka zaporedja triasnih plasti Karavank in Ziljskih pl. n prav gotovo ne govorijo v prid triasne starosti. V obeh planinskih masivih so si triasne plasti oziroma njihova zaporedja tako podobna, pogosto celo v centimetrskem ali decimetrskem območju, da si je težko predstavljati, da bi lahko med njimi obstajale kakršnekoli prečne labilne ali prelomne cone.

Kot ostale rude je tudi ruda unionskega sistema dokaj revna z vrstami primarnih mineralov, lahko bi celo rekli, da je še bolj revna kot ruda interstratificiranih orudenenj. Nekoliko bolj pestra pa je sestava sekundarnih mineralov.

Po količini je največ galenita, ki se pojavlja v žilni in žilno-impregnacijski obliki. Pojavlja se tudi kot vezivo breče (tabla 7, sl. 1), v kokardni rudi, v združbi s skorjasto svetlico in končno v obliki raznovrstnih slikovitih metasomatskih struktur. Galenit je povečini ksenomorfen. Pravilne preseke imajo v glavnem le tista zrna, ki so nastala pri drobljenju večjih ksenomorf-nih zrn, in sicer po razkolnih ploskvah kocke. Tu in tam nastopa galenit tudi v obliki metakristalov, toda v primerjavi z interstratificirano rudo so ti zelo redki. Ksenomorfni galenit se je odlagal predvsem v razpokah in porah, toda tudi metasomatoza ni redek pojav. Metasomatsko rast dokazujejo vključki kalcita in sfalerita v galenitu. Včasih je v njem tudi nekaj pirita. Velikost galenitnih zrn in kristalnih agregatov se spreminja v zelo širokih mejah in sicer od 0,001 mm do nekaj centimetrov. Drobnozrnati galenit nastopa predvsem v rudnih brečah, ki sestojе včasih pretežno iz zdrobljenega materiala.

Sfalerit nastopa povečini v združbi z galenitom, včasih pa tudi v samostoj-nih koncentracijah. Javlja se v obliki raznovrstnih zrnastih nakopičenj ali kot skorjasta svetlica. Zrnasti sfalerit vsebuje zelo malo železa, od 0,07 do 0,3 %, kar se kaže tudi v barvi, ki je povečini blede rumenkasto rjava, sivo oranžna ali rumeno rjava. Zrna merijo od 0,001 do 1 mm. Povečini so kseno-morfna in hipidiomorfna in nastopajo bodisi posamično ali pa so razpršena, lahko pa so tudi zraščena v raznovrstne kristalne agregate — skupke in nize mikrometerskih ali milimetrskih dimenzij. Včasih pa so zrna tudi večja. Za razpršena zrna je značilno, da nastopajo predvsem v mikritni ali drobnozrnati sparitni osnovi, v kateri se je sfalerit vraščal med kalcitna zrna ter jih tudi nadomeščal. Metasomatsko rast dokazujejo številni drobni kalcitni vključki, ki so v sfaleritnih zrnih pogosto tudi conarno razporejeni, tako da dajejo sfaleritu v presewni svetlobi videz conarne zgradbe kristalov.

Skorjasta svetlica je v unionskem sistemu še kar pogostna. Od svetlice konkordantnih orudenenj pa se razlikuje po tem, da vsebuje precej manj

galenita in železovih sulfidov. Nastopa v razpokah in votlinah, toda pogosto jo najdemo tudi v breči, kjer obroblja kose apnenca ali stene prikamenine. Barva sfaleritnih skorij se spreminja od umazano rdeče, rdečkasto rjave, rumenkasto oranžne, rumenkasto sive do sivkasto olivne. Barvni odtenki so v glavnem odvisni od vsebnosti izomorfnega primešanega železa.

Pirit nastopa v drobnozrnati kristalni in natečni obliki. Sicer pa ga je v unionskem sistemu zelo malo. Enako velja tudi za markazit. Nikjer pa doslej še nismo zasledili piritnih framboidov. V splošnem so piritna zrna zelo drobna, od 0,005 do 0,5 mm. Večja pripadajo povečini melnikovitpiritu.

Od drugih mineralov so za unionsko rudo značilni predvsem kalcit, wulfenit in descloizit. Prisotni so sicer tudi vsi drugi oksidni minerali, ki jih pa ne moremo imeti za tipične, ker se pojavljajo tudi v drugih sistemih, in to ponavadi v večjih in še bolj tipičnih oblikah.

Unionska orudjenja se od drugih razlikujejo zlasti po velikih količinah kalcita. V Navršniku, Grabnu in Topli sestoji žilnina 90 do 95 % iz dolomita in samo 5 do 10 % iz kalcita, v unionski rudi pa je to razmerje ravno obratno. Kalcit je mlečno bel ali siv v zelo različnih odtenkih. Barva kalcita se spreminja od svetlo sive do zelo temno sive ali celo črne in je odvisna od količine in vrste tujih vključkov. Običajno je kalcit srednjezrnat in debelozrnat, toda pogosto je tudi zelo debelozrnat. Zrna so med seboj močno zraščena in tvorijo žilnino z mozaično strukturo. V razpokah, geodah in večjih votlinah najdemo včasih tudi lepe kristalne kopuče.

Unionska orudjenja so nedvomno mlajša od interstratificiranih. Osnovni pogoj, prostor za odlaganje rudnih komponent, je bil ustvarjen s tektonskimi procesi, toda ruda je tudi še pozneje utrpela vrsto tektonskih deformacij. Ostalo so seveda opravile hidatogene raztopine (= talna voda), ki so bile dokaj agresivne in so z raztapljanjem in metasomatozo mestoma kar precej spremenile prvotni videz in značaj kamenine. S CaCO_3 so se obogatile največ na mestu samem, to je pri raztapljanju apnenca oziroma pri metasomatozi. Pretežen del CaCO_3 se je ob koncu sulfidne faze mineralizacije ponovno izločil iz raztopine v obliki debelozrnatnega žilnega kalcita. Toda razen tektonske predispozicije, ki je bila ustvarjena tudi marsikje drugje, so morale na območju unionskega sistema vladati neke posebne razmere, zaradi katerih je prišlo do izločanja rudnih komponent iz vodne raztopine. Ena od možnosti je morda sprememba prikamenine, na katero so zadele talne vode. V zahodnem delu, v Navršniku in Triurnem rudišču, je prikamenina močno oksidiranih interstratificiranih orudjenj dolomitna, na območju unionskega sistema pa imamo dokaj čisti apnenec. Znano je, da se zelo lahko topljivi ZnSO_4 izloči iz vodne raztopine oziroma talne vode povečini samo v primeru, če pride do reakcije CaCO_3 . Ti pogoji pa so bili v razpokah unionskega sistema več ali manj dani. Temu v prid govorijo tudi kokardne strukture sfalerita in skorjaste svetlice, ki niso z apnenecem samo v neposrednem stiku, temveč ga sfalerit tudi zamenjuje. Sfaleritne skorje okrog in okrog apnenčevih odlomkov ali na stenah razpok so praviloma zelo tanke, debele največ le po nekaj milimetrov. Temu v prid govori tudi dejstvo, da v Navršniku kljub visoki stopnji oksidacije ne najdemo nikjer sekundarnih obogatitev, bodisi oksidne ali sulfidne cinkove rude. V unionskem sistemu pa imamo oboje: sekundarne oksidne cin-

kove rude in tudi monomineralne sulfidne koncentracije cinka (Moring-jug, Union, Barbara-vzhod).

Da gre v unionskem sistemu za hidatogene raztopine atmosferskega porekla in ne za juvenilne, lahko sklepamo tudi po vključkih v kalcitih, ki lahko sestojijo iz galenita, pirit, glin, skrilavca ali limonita.

Redkokdaj so orudnenja unionskega sistema samo iz ene vrste rude. Povečini prehajajo različne rude ena v drugo. Neposredno ob prelomu imamo skoraj vedno brečasto ali žilno rudo, malo dlje od preloma pa žilno-impregna-cijsko ali tipično metasomatsko rudo.

Neppravilna metasomatska orudnenja

Neppravilna metasomatska rudna telesa se pojavljajo po vsem rudišču. Po nekod lahko ugotavljamo določeno povezavo z enim od opisanih sistemov orudnenj, povečini pa tega ne moremo. Zelo pogosto imamo pri tem opravka z monomineralnimi mineralizacijami, zlasti cinkovimi ozroma sfaleritnimi. Dobesedno sicer tega ne smemo jemati, ker nastopajo v monomineralnih rudnih telesih, razpršeno ali v lokalnih koncentracijah tudi drugi minerali, vendar povečini v zelo majhnih količinah. Med najbolj tipična orudnenja v tem sistemu sodijo cinkova orudnenja v Grabnu in Moringu ter svinčeva orudnenja v Starem Fridrihu in vzhodnem delu Grabna.

V grabnskem rudišču nastopajo cinkova orudnenja v glavnem v dolomitiziranem grebenskem apnencu, svinčeva pa v lagunskem dolomitu. Po nastanku imamo torej dve povsem različni prikamenini, razen tega tudi nikjer ni videti, da bi obstajala med obema dolomitoma kakršnakoli povezava. Povsod je med njima nekaj deset metrov širok pas iz močno zmečkanega skrilavca, glineno-dolomitnih breč in dolomita (sl. 14). V njem naletimo tudi na večje količine sadre in anhidrita. Tako kot sta oba rudonosna dolomita med seboj ločena, so v njihju ločene tudi mineralizacije. To se kaže tudi v mineraloških in geokemičnih značilnostih posameznih orudnenj. Razlike so razvidne iz primerjave na tabeli 8.

Razlike se kažejo tudi v velikosti in legi rudnih teles. V grebenskem dolomitu so rudna telesa precej večja kakor v lagunskem dolomitu, zato pa so tudi bolj siromašna, ker je ruda bolj razpršena. Pb-Zn ruda v lagunskem dolomitu je navadno obdana z glinenim skrilavcem, ob katerem so praviloma tudi večje koncentracije. Ker so vložki glinenega skrilavca oziroma vložki in grude rudonosnega dolomita v skrilavcu zelo nepravilni, je raziskovanje in odkopavanje rude včasih precej težavno. V grebenskem dolomitu so razmere povsem drugačne, ker nastopa ruda v glavnem v dokaj trdnem dolomitu.

Nastanek rude si lahko v obeh primerih razlagamo samo z obsežnimi metasomatskimi procesi. To nam pokažejo tudi strukturne značilnosti rude in prikamenine. Če pogledamo samo prikamenino, lahko ugotavljamo, da se je ta popolnoma spremenila, tako da so od prvotnega sedimenta oziroma kamenine vidni samo še fragmenti. V grebenskem dolomitu najdemo od prvotne kamenine še korale, v lagunskem pa ostanke bituminoznega dolomikrita ali dolo-sparita. Koncentracije sulfidnih mineralov se seveda zelo spreminjajo. Medtem ko so revne mineralizacije običajno v obliki zelo nepravilnega spleta

Tabela 8. Primerjava dveh različnih orudnih dolomitov iz grabenskega rudišča

Table 8. Comparison of two different ore-bearing dolomites of the Graben ore

Rudonosna kamenina Orebearing rock	Dolomitizirani grebenski apnenc Dolomitized reef limestone	Rekristalizirani lagunski dolomit Recrystallized lagoonal dolomite
Vrsta kamenine Type of rock	Dolosparit, disolucijske dolosparitne breče Dolosparite, dissolution dolosparitic breccias	Dolosparit Dolosparite
Primarna kamenina Primary rock	Intrabiosparitni grebenski apnenc Intrabiosparitic reef limestone	Bituminozni dolomikrit Bituminous dolomicrite
Fosili Fossils	Tipični grebenski (korale, alge, mikroproblematika idr.) Typical reef fossils (corals, algae, microproblematika, etc.)	Brez fosilov Without fossils
Galenit Galena	V zelo majhnih količinah, povprečno pod 0,5 % In very small amounts, average below 0.5 %	Glavni rudni mineral, Pb v rudi od 1-20 % Main ore mineral, Pb in ore from 1-20 %
Sfalerit Sphalerite	Glavni rudni mineral, Zn v rudi od 0.5-10 %, povprečno 3-4 % Main ore mineral, Zn in ore from 0.5-10 %, average 3-4 %	V podrejenih količinah, večje koncentracije samo lokalno In inferior amounts, major concentrations only locally
Pirit in markazit Pyrite and marcasite	Sorazmerno malo, oba sta močno razpršena Rather small amounts, either of two are very dispersed	Mestoma bogate koncentracije in tudi razpršena v večjih količinah Locally in rich concentrations and also dispersed in major amounts
Kremen Quartz	0.5 - 4 %	-
Fe v sfaleritu Fe in sphalerite	0.2 - 0.4 %	2 - 4 %
Cd v sfaleritu Cd in sphalerite	0.3 - 0.6 %	0.1 - 0.3 %
Ge v sfaleritu Ge in sphalerite	50 - 100 µg/g	250 - 350 µg/g

tankih žilic in impregnacij, so bogate koncentracije brečaste strukture. Stevilni karbonatni vključki, najsi bo v sfaleritu ali galenitu, so najbolj zgovoren dokaz za metasomatsko nadomeščanje (tabla 2, sl. 5). Mineralizacija je potekala v več fazah. Zaporedje mineralizacije v grebenskem apnencu je razvidno iz diagrama na sliki 15.

Podoben diagram velja tudi za mineralizacijo v lagunskem dolomitu, vendar se kaže tu razlika samo v pogledu diagenetskih sprememb prikamenine. Medtem ko lahko za grebenski apnenec precej zanesljivo rečemo, da je bil prvotni sediment brez sulfidnih mineralov, tega za lagunski dolomit ne moremo trditi. V grebenski apnenec je prišla mineralizacija (dolomit, sulfidi in kremen) iz drugega dela ali nivoja sedimentne skladovnice, verjetno iz mlajšega, v lagunskem sedimentu pa je lahko bila mineralizacija v eni ali drugi obliki prisotna že od samega začetka. Obstaja sicer tudi možnost, da so bile v drugem primeru kovine sprva v glinenem sedimentu in da so pri diagenezi migrirale v dolomit in se tam nakopičile. Če se namreč oddaljujemo iz območja, ki je sestavljeno iz dolomita in glinenega skrilavca, tudi rude ni več, čeravno se dolomitni razvoj še nadaljuje. Podobno velja tudi za mineralizacije v grebenskem apnencu. Čim bolj se oddaljujemo od kontakta grebenski apnenec — bituminozni dolomit z vmesno rudonosno brečasto cono, tem revnejše so mineralizacije in spreminja se tudi stopnja dolomitizacije kamenine.

Nepravilna metasomatska rudna telesa se pojavljajo tu in tam v večjem obsegu tudi v centralni jami mežiškega rudišča in v Mučevem. Podobno kot v Grabnu se med seboj razlikujejo tako po mineralni sestavi (predvsem po razmerju mineralnih komponent) kakor po prikamenini. Na Moringu in Mučevem je prikamenina teh orudenenj v glavnem apnenec, v Fridrihu, Starem Fridrihu in na Ravšarjevem pa dolomit ali dolomitiziran apnenec. Za sfaleritna orudenenja na Moringu velja omeniti, da se ruda pojavlja včasih v zelo čistem apnencu, brez znakov dolomitizacije. Edine spremembe v zvezi s sulfidno mineralizacijo se kažejo v povečani količini belega kalcita, katerega nastanek lahko pripišemo disolucijskim procesom. Strukturne in teksturne

Minerali Minerals	Sedimentacija Sedimentation	Diageneza - Diagenesis		Epigeneza Epigenesis
		Zgodnja Early	Pozna Late	
Dolomit Dolomite	Intrabio (grebenski apnenec Intrabio-(reef) limestone		-----><-----	
Pirit Pyrite			-----><-----	
Sfalerit Sphalerite			-----><-----	
Markazit Marcasite			-----><-----	
Galenit Galena			-----><-----	

Sl. 15. Paragenetsko zaporedje sulfidnih mineralov metasomatske rude v dolomitiziranem grebenskem apnencu

Fig. 15. Paragenetic succession of sulfide minerals in metasomatic ore in the dolomitized reef limestone

značilnosti apnenca so skorajda v celoti ohranjene, enako velja za fosilni inventar v njem. Drugače pa je s prikamenino v ostalih revirjih. Ne samo, da je dolomitizirana, pogosto je tudi milonitizirana.

Geokemične značilnosti Pb-Zn orudenenj

Podobno kot parageneza mineralov nam tudi združba slednih prvin v sulfidnih mineralih posreduje pomembne podatke o pogojih nastanka rudišča, predvsem pa nam omogoča ugotavljanje korelacijskih zvez med posameznimi rudnimi sistemi ali rudišči. Sledne prvine nastopajo v sulfidnih mineralih v dveh oblikah:

1. kot izomorfni substituenti v kristalni mreži in
2. kot sledni minerali.

Triasna rudišča so v splošnem zelo revna s slednimi prvini, in to velja zlasti za galenit. Na eni strani je to sicer ugoden ekonomski kazalec, ker lahko dobimo iz njega brez večjih težav dokaj čist svinec s »štirimj devetkami« (99,99 ‰), na drugi strani pa je ruda manj vredna, ker ne vsebuje srebra ali drugih ekonomsko pomembnih elementov oziroma kovin.

Iz tabele 9 je razvidno, da vsebuje galenit sicer vse tipične sledne prvine, toda v majhnih in spremenljivih količinah. Ag, Bi in Tl so prisotni samo v sledovih, nekaj več je Cu in Sb, največ pa As. Največje količine arzena so bile ugotovljene v galenitu v združbi s skorjasto svetlico.

Sfaleriti (tabela 10) so bogatejši s slednimi prvini, toda v primerjavi z drugimi jugoslovanskimi rudišči so znatno bolj revni, zlasti po vsebnosti bakra in železa. Slednjega vsebujejo od 0,1 do 2,5 ‰.

Sulfidi interstratificiranih orudenenj so s slednimi prvini praviloma bogatejši kakor sulfidi diskordantnih orudenenj, z izjemo molibdena, ki se pojavlja v precejšnjih količinah zlasti v unionskem sistemu.

Jasna razlika v sestavi slednih prvin je še dokaz več, da unionske razpoke ne morejo biti dovodni kanali za ostala triasna Pb-Zn orudenenja, ker bi v tem primeru morali biti praviloma bogatejši s slednimi prvini, zlasti z bakrom in železom.

Tudi izotopne analize žvepla kažejo na to, da gre pri orudenenjih unionskega sistema za sekundarne, premeščene obogatitve sulfidnih mineralov (Drovenik in sod., 1970, 1980 a). Sestava žvepla v sulfidih unionskega sistema je namreč precej bolj homogena kakor v sulfidih interstratificiranih orudenenj.

Vrednosti δS^{34} se v galenitu unionskega sistema gibljejo med $-5,38$ ‰ in $-10,80$ ‰ (poprečje 28 analiz je $-7,17$ ‰), v galenitu interstratificiranih orudenenj pa med $-2,84$ ‰ in $-17,46$ ‰ (poprečje 12 analiz je $-9,28$ ‰). Ker je v interstratificiranih sulfidnih mineralih razpon vrednosti δS^{34} sorazmerno velik in ker so obogateni z lahkim izotopom žvepla, menijo Drovenik in sodelavci (1980 a), da je žveplo biogenega izvora. To se dobro ujema tudi z ostalimi ugotovitvami. Za orudenenja unionskega sistema pa je značilen ozek razpon δS^{34} , kar govori za homogenizacijo žvepla, s tem pa tudi v prid premeščanju rudnih komponent.

Poprečna vsebnost kadmija v sfaleritu, izračunana iz razmerja Cd Zn v rudi 25 različnih rudnih teles v Navršniku, Srednji coni in Moringu, znaša 0,59 ‰,

Tabela 9. Sestava slednih prvin v galenitu v $\mu\text{g/g}$
 Table 9. Composition of minor elements in galena in $\mu\text{g/g}$

Revir District	Nadm. viš. Height	As	Sb	Cd	Cu	Ge	In	Mn	Mo	Sb	Sn	Tl	V	Zn
1 Navršnik	+429	K 1	1	268	0.12	13	0.1	0.1	0.28	1.1	129	7.4	2.7	0.1
2 Navršnik	+429	K 1	1.4	750	0.11	35	10	0.1	0.1	2.4	110	20	4.1	0.1
3 Navršnik	+473	K 1	1.2	165	0.08	15	26	0.1	0.1	0.2	4.4	483	0.75	2.0
4 Helena (Jug.)	+787	K 1	1.6	750	0.17	21	21	0.1	0.1	2.8	0.1	108	3.2	1.1
5 Graben	+466	K 3	3.0	-	-	100	-	-	-	-	50	3	-	3000
6 Barbara	+787	D 2	1.5	600	0.24	39	9.1	0.1	0.1	0.1	0.1	46	0.23	4.9
7 Barbara	+787	D 2	0.37	10	0.20	29	2.2	0.1	0.1	0.1	1.7	10	0.1	0.95
8 Barbara	+758	D 2	0.19	420	0.11	76	3.7	0.1	0.1	0.1	0.1	194	0.12	4.6
9 Igrše	+734	D 2	0.24	79	0.15	22	3.5	0.1	0.1	0.90	0.1	54	0.40	2.2
10 Igrše	+711	D 2	0.56	228	0.12	29	7.2	0.1	0.1	0.1	0.92	46	0.1	1.5
11 Igrše	+664	D 2	0.21	167	0.13	30	11	0.1	0.1	0.1	0.1	188	0.1	1.2
12 Igrše	+602	D 2	0.55	186	0.08	18	2.4	0.1	0.1	0.1	4.1	56	0.20	1.0
13 Union	+540	D 2	0.32	31	0.14	48	4.8	0.14	0.1	0.1	17	68	0.1	0.86
14 Union	+477	D 2	0.64	500	0.10	13	2.1	0.1	0.1	0.1	2.2	61	0.1	3.2
15 Union	+454	D 2	0.60	290	0.02	16	15	0.1	0.1	0.1	7.1	40	0.1	1.3
16 Union	+394	D 2	0.52	80	0.03	25	13	0.1	0.1	0.36	5.1	10	0.1	0.23
17 Union	+372	D 2	0.44	218	0.09	29	10	0.1	0.1	0.1	6.6	10	0.1	2.1
18 Navršnik	+372	D 1	1	+	-	40	16	-	-	-	+	-	-	8400
19 Navršnik	+348	D 1	+	-	-	10	2	-	-	-	+	-	-	2600

Tip rude - Ore types

K 1 Medplastovna metasomatska ruda

Stratabound metasomatic ore

K 3 Medplastovna rudna breča

Stratabound ore breccia

D 1 Ruda v osemurni (NW-SE) razpoki

Mineralized stratabound NW-SE fissure

D 2 Ruda vzdolž posttriasnih prelomov

Unionskega sistema

Ores bound to post Triassic faults,

called Union System

Analitika - Analysts:

F. Schroll, Bundesversuch und

Forschungsanstalt Arsenal - Wien

D. Simetinger, Rudnik Mežica

(5, 18, 19)

Tabela 10. Sestava slednih prvin v sfaleritu v $\mu\text{g/g}$ Table 10. Composition of minor elements in sphalerite in $\mu\text{g/g}$

Revir Mine district	Nadm. viš. Height	As	Cd	Ag	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	Bi	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Tl
1 Igrče	+758	D 2 160	4100	6	260	2800		283	0.3	-	6	10				
2 Helena	+817	D 2 39	3300		71	410	31				11	0.3	1.0	221	1	50
3 Igrče	+758	D 2 218	1 %		217	1660	24	123	0.3		4.2	0.3	1.0	2100	1	74
4 Navršnik	+416	K 1 332	5300		456	1910	9.3	145	63		10	2.4	5.3	5580	9.3	143
5 Navršnik	+392	K 1 445	3000		10	122	0.58	148	1.5		5.4	0.3	1	3325	7.6	240
6 Navršnik	+392	D 2 1783	1900		73	676	0.78	327	2.1		10	0.3	1.4	1 %	8.1	701
7 Fridrih		D 3	3000			300		500			10				30	30
8 Navršnik	+528	K 1 +	1 %		470	920	14				26	+	+	+	+	10
9 Graben	+466	D 3 -	4300	9	430	1000		160	-	20	75			800	8	
10 Graben	+511	K 3 -	5800	10	800	2700		80	-	27	250			2200	9	
11 Graben	+417	K 3 420	1300	2	130	1.16 %		988	-	10	160			1.57 %	50	

Tip rude - Ore types

K 1 Medplastovna metasomatska ruda
Stratabound metasomatic oreK 3 Medplastovna rudna breča
Stratabound ore brecciaD 2 Ruda vzdolž posttriasnih prelomov
unionskega sistema
Ores bound to post Triassic faults,
called Union SystemD 3 Metasomatska ruda diskordantnih
orudnenj
Unconformable metasomatic ore

Analitika - Analysts :

E. Schnoll, Bundesversuchs und
Forschungsanstalt Arsenal - Wien
(2-6)D. Šimetiinger, Rudnik Mežica
(1, 7-11)

Tabela 11. Sestava glavnih slednih prvin v sfaleritu
 Table 11. Composition of the main minor elements in sphalerite

Revir Mine district	Obzorje/odkop Mine level/stope	Tip rude Ore type	Fe %	Cd µg/g	Ge µg/g
Triurno rudišče	+725	K 1	1.23	2427	63
Helena	+848/1	K 1	0.45	3230	63
Navršnik	10	K 1	0.60	3391	44
Navršnik	13/118	K 1	0.64	4307	48
Navršnik	13	K 1		2327	39
Navršnik	10	K 1		5517	34
Srednja cona	10/17	K 1		5309	-
Graben	8/108	K 3	0.32	6790	94
Graben	12/68	K 3	1.19	1338	1017
Graben	10/107	D 3	0.10	4424	165
Graben	10/15	D 3	0.22	3535	101
Graben	9/17	D 3	2.26	2052	299
Graben	9/53	D 3	2.22	1266	248
Barbara	+848/2	D 2	0.08	1639	20
Igrče	+685	D 2	0.42	3675	71
Igrče	+644	D 2	0.97	12951	259
Moring	8	D 3	0.17	3844	52
Stari Fridrih	+525	D 3		2981	40
Fridrih	+644	D 3		4100	170

Vrednosti Fe, Cd in Ge so preračunane na vsebnost 64,00 % Zn
 The values of Fe, Cd and Ge are calculated to the content of 64.00 % Zn

K 1 Medplastovna metasomatska ruda
 Stratabound metasomatic ore

K 3 Medplastovna rudna breča
 Stratabound ore breccia

D 2 Ruda vzdolž posttriasnih prelomov unionskega sistema
 Ores bound to post Triassic faults, called Union system

D 3 Metasomatska ruda diskordantnih orudenenj
 Unconformable metasomatic ore

Analize so bile narejene v laboratoriju mežiškega rudnika
 The samples were analyzed in the laboratory of the Mežica mines

Tabela 12. Kemična sestava tipičnih rudnih ritmov

Table 12. Chemical composition of typical ore rhythmites

Revir District	Obzorje Level	CaO	MgO	SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	Pb	Zn	Fe	Ag	Bi	Sb	As	Cu	Cd
					%							µg/g			
Navršnik	+392	7.05	3.81	47.30	0.32	0.01	0.06	0.10	4.95	1	2	40	+	8	50
Navršnik	+416	46.59	1.43	0.40			0.20	7.70	0.13						
Moring	+332	38.02	2.57	19.24	0.05	0.007	0.05	2.50	0.16	5	5	100	+	20	200
Moring	+332	49.60	0.95	2.96	0.08	0.007	0.12	3.06	0.14	2	5	40	+	30	200
Moring	+332	49.35	1.13	4.22	0.08	0.006	0.02	2.31	0.32	2	8	50	+	40	100
Moring	+416	37.40	5.40	6.76	0.02	0.008	7.06	2.80	0.30	6	5	90	+	30	100
Graben	10.obz.	22.00	13.50	0.46	0.006	0.012	11.25	8.96	0.15	1	4	60	+	60	1100
Graben	11.obz.	20.55	13.00	16.22	0.009	0.017	10.00	3.28	0.28	5	3	50	+	40	60

Analyze so bile narejene v laboratoriju mežiškega rudnika, (analitik D. Simetinger)
 The samples of ore rhythmites were analyzed in the laboratory of the Mežica mines (analyst D. Simetinger)

vendar se spreminja v zelo širokih mejah, od 0,2 do 2,35 ‰. Če jih primerjamo z vsebnostmi Cd v cinkovih rudah unionskega sistema in dolomitiziranega grebenskega apnenca grabenskega rudišča, lahko ugotovimo, da so višje, tako po poprečni vsebnosti Cd, kakor tudi po najvišji vsebnosti. Poprečna vsebnost Cd v sfaleritu teh orudnenj znaša namreč samo 0,46 ‰, spreminja pa se od 0,2 do 0,8 ‰. Sestava glavnih slednih prvin v sfaleritu, preračunana na enotno vsebnost Zn, je prikazana v tabeli 11.

Iz tabele 12 je razvidna kemična sestava nekaj značilnih rudnih ritmitov iz revirjev, kjer so najbolj pogosti. Kot vidimo, so zelo različni, bodisi po sestavi glavnih komponent ali po sestavi rudnih in slednih prvin. Razmerje Ca Mg se giblje v rudnih ritmitih v zelo širokih mejah, od 1,58 do 52,21, to pomeni, da so sestavljeni iz skoraj vseh različkov apnenčevo-dolomitnih kamenin.

Kot je bilo že omenjeno, se apnenčeve in dolomitne plasti oziroma lamine pogosto med seboj menjavajo. Velike razlike se kažejo tudi v vsebnosti SiO₂, ki se giblje od 0,46 do 47,30 ‰. Pretežni del odpade na glinene primesi, toda včasih je tudi veliko kremena. Po vsebnosti SiO₂ se rudni ritmiti tudi razlikujejo od neposredne prikamenine, ki je v splošnem zelo revna s SiO₂, saj ne vsebuje v poprečju več kot 0,16 ‰. Zelo različna je tudi sestava rudnih komponent. Največ je sfaleritnih ritmitov, toda tudi galenitni ritmiti v mežiškem rudišču niso redkost. Najbolj presenetljive so pravzaprav analize slednih prvin, ker kažejo povsem druge vrednosti kakor analize sulfidnih mineralov ostalih rudnih koncentracij. Na prvi pogled te vrednosti sicer niso kaj dosti večje, toda če upoštevamo, da se nanašajo na sorazmerno nizke vrednosti Pb in Zn, so razlike precej očitne. Sfaleriti v rudnih ritmitih so bogatejši s kadmijem kakor sfaleriti metasomatske rude. Ker je bilo analiziranih le 9 vzorcev, tega zdaj morda še ne bi smeli posplošiti, vendar je zanimivo, da je bilo od 9 vzorcev kar 6 takih z vsebnostjo kadmija nad 0,50 ‰; v enem pa je bila vsebnost kadmija celo 2,35 ‰, in sicer v sfaleritu edinega interstratificiranega orudnenja v unionskem revirju (odkop št. 1 na 15. obzorju). Seveda gre za preračunane vrednosti iz razmerja Cd Zn.

Oksidacija Pb-Zn orudnenj

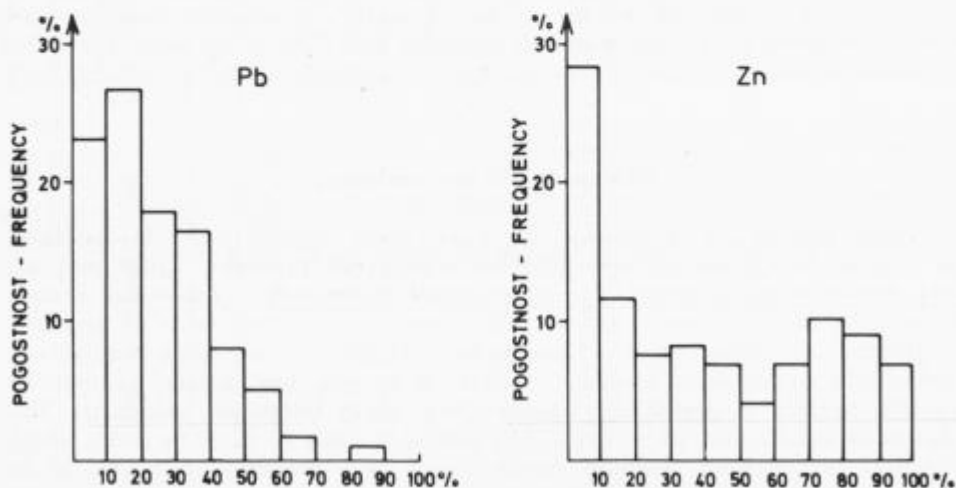
Vsako rudišče ali orudnenje, ki je dalj časa izpostavljeno oksidacijskim in drugim fizikalno-kemičnim učinkom supergenih procesov, zgubi prej ali slej del svoje prvobitnosti, ne samo zaradi sprememb v mineralni sestavi ali morfoloških značilnostih rudnih teles, temveč tudi zaradi delne ali popolne, predvsem pa različne in selektivne prerazporeditve — migracije posameznih mineralnih komponent. Mežiško rudišče in seveda tudi ostala karavanška rudišča so bila v preteklosti izpostavljena dokaj intenzivni oksidaciji. Posledica se kaže v tem, da se prek 20 ‰ svinca in okoli 30 do 40 ‰ cinka javlja v obliki raznovrstnih oksidnih spojin. Razen tega moramo upoštevati tu še veliko migrativno sposobnost cinka, zaradi katere je bilo osiromašeno celotno rudišče ali vsaj posamezni njegovi deli.

Stopnja oksidacije se v mežiškem rudišču zelo spreminja. Ponekod, na primer na Mali Peci, v Heleni, Igrčem in Navršniku, so posamezna rudna

telesa oksidirana od 50 do 90 %, drugod, v Grabnu, Moringu in Unionu, pa niti 5 do 10 %. Zanimivo je, da globina tu niti ne igra dominantne vloge. Močno oksidirane rude ne najdemo samo v zgornjih delih rudišča oziroma nad prvotnim nivojem podtalnice, temveč tudi v najnižjih delih, in to celo 300 m in več pod tem nivojem. Kako različna je oksidacija, je razvidno iz pogostnostnih diagramov na sliki 16. Pri proučevanju stopnje oksidacije rude posameznih rudnih sistemov nastane vtis, da so bile rude podvržene oksidaciji že v triasu, ob njihovem nastanku ali neposredno po njem. K temu nas navajajo podatki o oksidaciji interstratificiranih in osemurnih (120°) žilnih orudnenj. Mnoga od njih, zlasti tista, ki so 50 do 60 m oddaljena od 1. skrilavca, so namreč izredno močno oksidirana, in to ne glede na globino, v kateri nastopajo. Naj omenimo samo močno oksidirana orudnenja na 14. (+ 492 m), 15. (+ 371 m) in 16. obzorju (+ 348 m) v rudišču Navršnik, kjer se giblje stopnja oksidacije osemurnih in tudi nekaterih interstratificiranih orudnenj med 40 in 90 %. Ta del rudišča pa je bil pred rudarjenjem najmanj 300 do 400 m pod nivojem podtalnice. Razmeroma močno oksidirana so tudi interstratificirana orudnenja na koti + 300 m v revirju Moring.

Tabela 13 nam pokaže stopnjo oksidacije po posameznih revirjih. Iz nje je razvidno, da je grabensko rudišče najmanj oksidirano, čeravno je najbližje površje. Razen tega niti nima vodoneprepustnega pokrova, kakršen je na primer nad centralnim rudiščem. Seveda so bila tudi v grabenskem rudišču nekatera rudna telesa močnejše oksidirana, zlasti v zahodnem delu, toda v glavnem v višjih legah. Prav tu smo našli tudi redke svinčeve oksidne minerale, kot so: minij — Pb_3O_4 , litargit — αPbO in masikot — βPbO (Graffenauer, 1959).

Število vzorčevanih odkopov 142 - Number of sampled stopes 142



Sl. 16. Pogostnostna diagrama stopnje oksidacije svinca in cinka 142 različnih odkopov (po podatkih vzorčevanja iz leta 1963)

Fig. 16. Frequency of degree of oxidation of lead and zinc from 142 different stopes (after sampling data from 1963)

Tabela 13. Stopnja oksidacije Pb-Zn rude v posameznih revirjih mežiškega rudnika
 Table 13. Degree of oxydation of Pb-Zn ores in individual mine districts of the Mežica mines

Revir Mine district	Število vzorcev Number of samples	Povprečna vsebnost Average content		Stopnja oksidacije Oxydation degree		Tip orudenja Type of ores
		Pb %	Zn %	Pb %	Zn %	
Barbara E	11	4.3	2.7	22	32	D 2
Igrče	11	2.4	1.8	27	63	D 2, K 1
Union	12	4.3	2.7	15	18	D 2
Stari Fridrih	9	3.3	2.2	17	24	D 2, D 3
Fridrih	6	6.2	3.4	25	57	D 3, K 1
Navršnik	40	5.0	1.9	20	29	K 1, D 1
Srednja cona I	7	9.7	4.9	16	36	K 1
Srednja cona II	7	21.6	2.2	37	91	K 1
Triurnik	6	5.4	1.1	19	64	K 1
Graben	22	2.1	2.7	10	5	K 3, D 3
Moring	6			40	25	D 2, D 3

Vrednosti v tabeli so iz enkratnega vzorčevanja po odkopih v letu 1963
 The values in the table are the result of a single sampling of stopes in 1963

- K 1 Metasomatska ruda interstratificiranega orudenjenja
 Stratiform metasomatic ore
 K 3 Rudne breče interstratificiranih orudenenj
 Stratiform ore breccia
 D 1 Rude v subvertikalnih NW-SE razpokah (osemurna orudenjenja)
 Ores in subvertical NW-SE fissures
 D 2 Rude vzdolž prelomov in prelomnih con N-S (unionski sistem)
 Ores linked to N-S faults and fault-zones (Union system)
 D 3 Diskordantna metasomatska orudenjenja
 Unconformable metasomatic ores

Regionalni in lokalni povzročitelji oksidacije

Klima

Ce bi zadostovala analiza sedanje klime, bi bil problem razmeroma enostaven. Ker pa je rudišče prestalo celo vrsto različnih klimatskih obdobij, je problematika precej bolj zamotana. Sedanja klima kaže vse značilnosti alpskega podnebja z velikimi temperaturnimi kolebanji v vseh letnih časih, z dolgotrajnimi zimami in kratkimi poletji. Poprečna letna temperatura je 8,3 °C, padavin pa je sorazmerno mnogo. Desetletno poprečje 1970 do 1979 na hidrometeoroloških postajah v Topli, Heleni in Mežici znaša 1.394 mm, petindvajsetletno od 1945 do 1971 pa 1.312 mm/leto. Toda odkar je bilo rudišče na prelomnici med miocenem in pliocenom dvignjeno, to je približno pred 7 milijoni leti, je prešlo skozi različna klimatska obdobja — subtropsko in sredozemsko ter ledena in medledena obdobja. Ne nazadnje moramo upo-

števati še paleoklimatske razmere tistega časa, ko je rudišče nastajalo, in sicer pred odložitvijo glinenih usedlin 1. skrilavca karnijske stopnje. Kot je bilo že rečeno, je prišlo med odlaganjem sedimentov wettersteinskih plasti večkrat do regresije morja, s katero so bili seveda podani tudi pogoji za oksidacijo. Območje z lagunskimi sedimenti je bilo zadnjič popolnoma razkrito, ko je nastala črna breča, ki je okrog 10 m oddaljena od 1. skrilavca. Po flori in favni v wettersteinskih plasteh sodimo, da je bila klima subtropska, torej so bili pogoji za oksidacijo in kraške procese več kot idealni.

Vse te različne klimatske razmere so seveda tudi na različne načine in z različno učinkovitostjo vplivale na potek in globino oksidacijskih procesov.

Tektonsko-morfološka zgradba

Severne Karavanke so po tektonskih in morfoloških značilnostih zelo razgibano in sorazmerno mlado gorovje. Tektonska zgradba je bila zaključena v pliocenu.

Dokaze za to najdemo v brečah in konglomeratih, ki so mlajši od zgornje-miocenskih (sarmatskih) plasti leške in mežiške kadunje. Medtem ko so sarmatski glineni sedimenti, ki so bili odloženi na paleozojskih kameninah, v glavnem še brez komponent iz skladovnice mezozojskih kamenin, sestojijo konglomerati in breče pretežno iz njih. Razen njih pa najdemo še prodnike tonalita, smrekovškega andezita in seveda tudi paleozojskih kamenin.

Severne Karavanke so razkosane na številne tektonske enote, toda v podolžni smeri se precej jasno ločijo tri večje cone: južna, centralna in severna narivna cona. Za proučevanje problematike oksidacije je pomembna predvsem centralna cona, v kateri nastopajo praktično tudi vsa najvažnejša Pb-Zn nahajališča. Centralna cona daje severnim Karavankam visokogorski značaj, ne samo zaradi največjih višin, temveč tudi zaradi skalnatih in drugih geomorfoloških ter visokogorskih kraških značilnosti. Počez je razkosana s številnimi prelomi z zelo različnimi elementi premikanja, ki se seveda zrcalijo tudi v geomorfoloških značilnostih pokrajine.

Močno izstopajoča grebena Pece in Uršlje gore sta tektonsko dvignjeni grudi. Ker sta večidel zgrajeni iz wettersteinskega apnenca, se tudi po geomorfoloških značilnostih precej razlikujeta od sosednjih, manj visokih gora in grebenov.

Centralni revirji mežiškega rudnika — Navršnik, Moring, Triurno rudišče, Srednja cona, Union, Igrče, Barbara, Fridrih in Stari Fridrih — ležijo med dvema velikima prelomoma, Pecinim in Šumahovim, med katerima je cela vrsta več ali manj vzporednih, velikih in malih prelomov, ki dajejo rudišču značilno stopničasto zgradbo. Ta je na območju rudišča izrazito monoklinalna; pri tej vpadajo plasti v glavnem proti jugovzhodu pod kotom 40 do 60°. Wettersteinski apnenec je razkosan tudi še s številnimi drugimi prelomi in razpokami, zlasti z medplastovnimi in prečnimi na plastovitost.

Prav zaradi močne razpokanosti apnenca in velikega padavinskega zaledja na Peci, Mali Peci in Šumahovem vrhu je mežiški rudnik s stalnim dotokom vode od 40 do 45 m³ min najbolj vodonosen izmed vseh jugoslovanških rudnikov.

Vloga prikamenine pri oksidaciji

Neposredne odvisnosti med vrstami prikamenine in stopnjo oksidacije ni opaziti. To nam potrjujejo tudi naslednje primerjave. V pretežno dolomitni kamenini nastopajo Pb-Zn rude v Navršniku, Starem Fridrihu, Topli in Grabnu. V prvih dveh revirjih je ruda močno oksidirana, v drugih dveh pa zelo malo. Če naredimo podobno primerjavo z orudenenji v apnencu, vidimo, da je tudi v njem stopnja oksidacije zelo različna. Zelo močno so na primer oksidirane rude v osemurnih razpokah in zgornjem delu unionskega sistema, interstratificirane rude v srednji coni pa so oksidirane zelo malo. Edina razlika med eno in drugo vrsto prikamenine ter oksidacijo se kaže v tem, da v dolomitu nikjer ne najdemo koncentracije smithsonita, medtem ko so v apnencu te koncentracije sorazmerno pogostne.

Praviloma so v apnencu tudi večje in širše razpoke, po katerih se talna voda hitreje pretaka in je zato tudi bolj bogata s kisikom. Prav zato so rude v razpokah praviloma tudi najbolj oksidirane. Pri tem zlasti prednjačijo osemurne razpoke, v katerih je stopnja oksidacije več kot 40 %, in to neodvisno od globine. Drugače je v unionskih razpokah, v katerih pa lahko ugotovljamo določene spremembe z ozirom na globino (glej tabelo 14).

Toda v unionskem sistemu se stopnja oksidacije lahko spreminja na isti višini — obzorju že na zelo kratki razdalji. Najvišjo stopnjo oksidacije kažejo praviloma orudenenja z wulfenitom, v katerih praktično ni sfalerita.

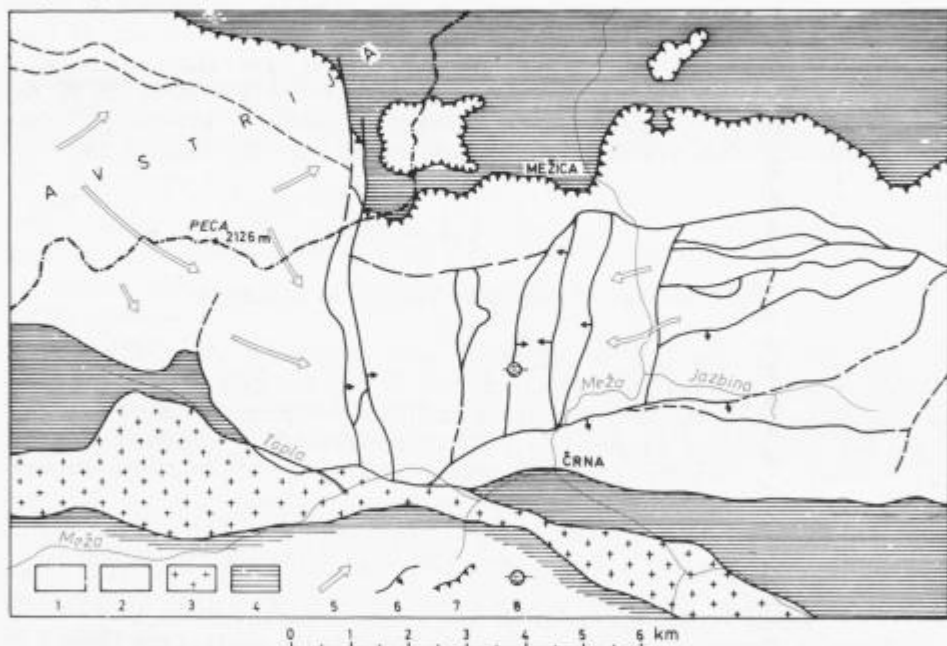
Vpliv primarne mineralne sestave na oksidacijo

Mineralna sestava igra pri oksidaciji zelo pomembno vlogo. Čim več je sulfidov skupaj, tem bolj in hitreje pride tudi do oksidacijskih procesov. V glavnem pripisujemo to elektropotencialnim razlikam posameznih mineralov. Električni tok teče namreč od minerala z višjim potencialom k mineralu z nižjim, zaradi česar se v slednjem pospešuje proces raztapljanja in oksidacije. Primarni minerali imajo naslednje potencialne vrednosti: markazit 0,37, pirit 0,18, galenit 0,15 in sfalerit od -0,20 do -0,40. Povsod, kjer je v rudi več markazita, je stopnja oksidacije večja kakor tam, kjer tega minerala ni. Najbolj se to

Tabela 14. Stopnja oksidacije rude v sistemu unionskih razpok
Table 14. Degree of oxydation in the ores linked to the faults of the Union system (N-S)

Nadm. višina v m Height	Obzorje Mine level	Stopnja oksidacije (v %) Degree of oxydation (in %)	
		Pb	Zn
848-787	+848	25.4	27.3
787-640	+787, +725, +640	34.0	64.3
640-508	5., 6., 7., 8.	22.3	34.3
508-416	9., 10., 11., 12.	32.0	31.7
416-370	13., 14., 15.	11.6	15.7

pokaže v osemurnih orudenenjih, iz katerih je sfalerit vsaj v 95 % primerov povsem izginil. Enako bi se verjetno zgodilo tudi z galenitom, če se ne bi pred nadaljnjo oksidacijo zavaroval s težko topno plastjo oksidnih mineralov. Podobne primere srečujemo tudi v sistemu interstratificiranih orudenenj, v katerih je markazit sorazmerno pogost mineral. Toda skoraj v vseh primerih lahko ugotovljamo, da je markazit tudi močno oksidiran. V mnogih primerih je ves spremenjen v goethit, v katerem tu in tam še odsevajo njegove strukturne značilnosti. Povsem drugače pa je z monomineralnimi orudenenji, v katerih je stopnja oksidacije praviloma zelo nizka. Najbolj nam to pokažejo velika ZnS orudenenja v Grabnu in v južnem delu Moringa med 6. in 10. obzorjem. V slednjem imamo celo tipičen primer obrnjene globinske razporeditve oksidacije. V zgornjih delih je ruda namreč manj oksidirana kakor v spodnjih obzorjih + 332 in + 300 m.



Sl. 17. Hidrogeološka skica širše okolice mežiškega rudišča

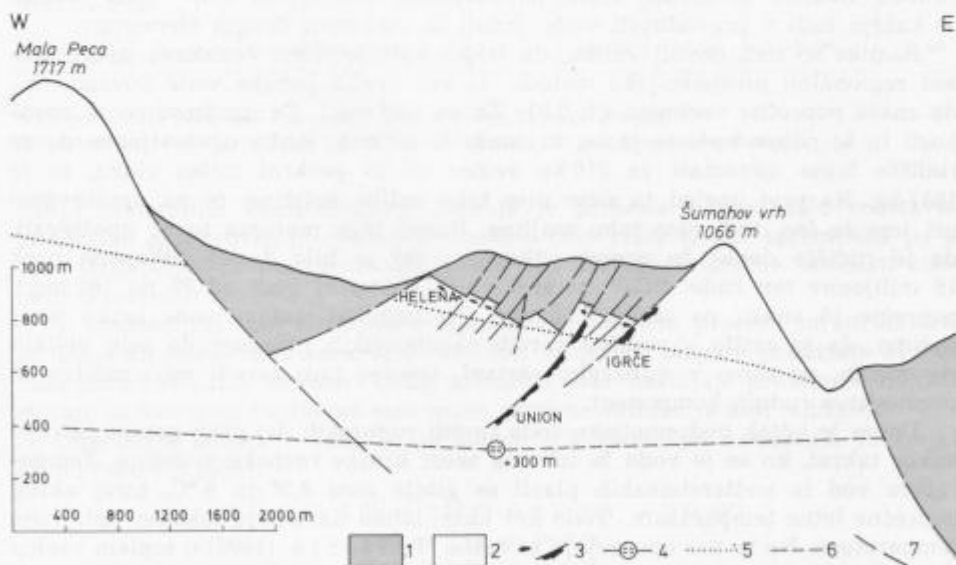
Fig. 17. Hydrogeological sketch map of the broader surroundings of the Mežica mine
 1 vodoprepustne (zakrasele) wettersteinske plasti, 2 zgornjetriasne in jurske karbonatne kamenine z neprepustnimi plastmi glinenih skrilavcev ter laporjev, 3 magmatske kamenine (granodiorit, granit-porfir in tonalit), 4 vodoneprepustne kamenine (paleozojski metamorfni skrilavci, permske in triasne plasti, miocenske gline), 5 smer tokov podzemnih vod, 6 najpomembnejši prelomi, 7 severni karavanški nariv, 8 črpalna postaja na koti + 300 m

1 permeable (karstified) Wetterstein beds, 2 Upper Triassic and Jurassic carbonate rocks with impermeable beds of claystones and marls, 3 igneous rocks (granodiorite, granite porphyry, tonalite), 4 impermeable rocks (Paleozoic schists, Permian and Triassic beds, Miocene clays), 5 direction of the groundwater flow, 6 the most important dislocations. 7 the North Karavanke overthrust, 8 pumping station on the mine level + 300 m

Kot primer neenake oksidacije v odvisnosti od mineralne sestave lahko omenimo rudo v rudnem telesu št. 2 na obzorju + 815 m v revirju Barbara-vzhod. V njem so v južnem delu odkopavali monomineralno, neoksidirano ZnS rudo, le nekaj metrov severno od nje pa zelo močno oksidirano svinčevo rudo z veliko limonita in z zelo malo ali nič sfalerita.

Cirkulacija in kemične značilnosti talne vode

Iz geološke skice (sl. 17) in profila (sl. 18) je razvidno, da prihaja voda v centralno rudišče v glavnem z območja Pece, kjer je wettersteinski apnenec razkrit na sorazmerno veliki površini. Hidrogeološke raziskave z barvanjem snežnice v letu 1981 so pokazale, da rabi voda za pot od vrha Pece do središča jame na koti + 300 m okrog dva meseca, to pomeni, da teče s hitrostjo od 0,08 do 0,12 cm s. Nad samim rudiščem je wettersteinski apnenec v večjem delu pokrit s karnijskimi sedimenti v katerih se menjavajo za vodo neprepustne kamenine z visečimi vodonosniki. Del talne vode prihaja v rudnik skozi manjša tektonska okna v Heleni in Fridrihu ter z območja vzhodno od Sumahovega preloma.



Sl. 18. Shematski geološki profil skozi mežiško rudišče
Fig. 18. Schematic geological cross-section of the Mežica ore deposit

1 zgornjetriasne kamenine, 2 wettersteinske plasti, 3 Pb-Zn orudnenja, 4 črpalna postaja v Unionu, 5 nivo talne vode pred odpiranjem rudnika, 6 sedanji nivo talne vode, 7 prelomi

1 Upper Triassic rocks, 2 Wetterstein beds, 3 Pb-Zn ore bodies, 4 pumping station in the Union district, 5 ground water level before opening of the mine, 6 the present ground water level, 7 faults

Zaradi velikih višinskih razlik med ponori na Peci in izviri v dolini ter zaradi razpokanosti in zakraselosti apnenca je bila cirkulacija talne vode skozi rudišče zmeraj zelo intenzivna. Danes, ko so z rudarskimi deli prispeli do kote + 300 m, znaša višinska razlika 1.800 m, pred začetkom rudarjenja pa je bila 1.540 do 1.600 m. Razumljivo je, da so se ti podatki od pliocena sem močno spremenili, vendar lahko po tektonski zgradbi sklepamo, da so bile tudi v daljnji preteklosti razmere podobne, le s to razliko, da je bil nivo talne vode precej višji in da je segal v samem rudišču celo do 1. skrilavca. Od zadnje ledene dobe sem se je korito Meže med Žerjavom in Mežico znizalo za okrog 150 m. Na to nas navajajo ostanki starih rečnih teras, ki jih najdemo po vsej dolini, med drugim tudi nad Orešnikom na Poleni na nadmorski višini + 640 m. Nivo talne vode se v danem obdobju torej ni spreminjal samo v odvisnosti od klimatskih razmer, temveč tudi zaradi morfoloških sprememb v ponornem in izvirnem območju. V preteklosti je prišlo prav gotovo do močnega mešanja podzemnih vod, zaradi katerega so lahko v rudišču nastajale geokemične bariere. Izotopne analize so pokazale, da znaša doba mešanja padavinske in podzemeljske vode okrog 5 let.

Kemična sestava vod iz vodonosnikov wettersteinskega apnenca je razvidna iz analiz na tabeli 15. Prve tri analize so iz mežiške jame, druge tri pa iz okolice. Razlike so očitne, zlasti po vsebnosti Pb, Zn in SO_4^{2-} toda razlike se kažejo tudi v prevodnosti vode, trdoti in vsebnosti drugih elementov.

Razlike so tudi dovolj velike, da lahko hidrokemične raziskave uporabimo kot regionalno prospekcijsko metodo. Iz več analiz jamske vode povzamemo, da znaša poprečna vsebnost Pb 0,01, Zn pa 0,05 mg/l. Če upoštevamo te vrednosti in še odtok vode iz jame, ki znaša 40 m³/min, lahko ugotavljamo, da se rudišče letno osiromaši za 210 kg svinca in za petkrat toliko cinka, to je 1051 kg. Na prvi pogled to sicer niso tako velike količine, če pa upoštevamo pri tem še čas, tudi niso tako majhne. Razen tega moramo tu še upoštevati, da je rudišče danes že precej odkopano, saj je bilo doslej odkopano prek 16 milijonov ton rude. SO_4^{2-} se spreminja v jamski vodi od 35 do 161 mg/l, poprečje 15 analiz pa znaša 72,5 mg/l. Po kemični sestavi vode lahko torej sodimo, da je prišlo v rudišču zaradi oksidacijskih procesov do zelo velikih sprememb, ne samo v mineralni sestavi, temveč tudi zaradi osiromašitve in premestitve rudnih komponent.

Danes je odtok podzemeljske vode zaradi rudarskih del prav gotovo hitrejši kakor takrat, ko se je voda še izlivala skozi kraške razpoke v doline. Temperatura vod iz wettersteinskih plasti se giblje med 6,5° in 9 °C, torej okrog poprečne letne temperature. Toda kot kaže, lahko nastopajo lokalno tudi višje temperature. Na to nas opozarjajo navedbe Tellerja (1896) o toplem vrelcu (22,5 °C) v Mušeniku, ki je zaradi rudarskih del usahnil. Ena od možnih in tudi precej verjetnih razlag je, da pripišemo povišano temperaturo oksidacijskim procesom v zaledju izvira.

Oksidacija sulfidnih mineralov

Iz mnogih različnih analiz ugotavljamo, da se stopnja oksidacije v karavanških rudiščih giblje v zelo širokih mejah, in sicer od 2 do 100 %. V zvezi s tem so nastali tudi skoraj vsi tehnološki in ekonomski problemi pri pridobi-

Tabela 15. Kemična sestava talne vode iz wettersteinskih plasti
Table 15. Chemical composition of the groundwater in Wetterstein beds

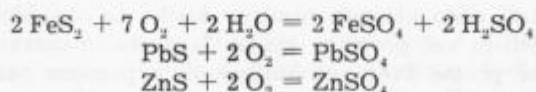
	Ěnota Unit	Izviri - Springs					
		Graben 12. obzorje 12 th mine level	Graben + 300 m	Moring + 300 m	SelĚnica	Suhodolnica	Šumec
Ca ²⁺	mg/l	75.12	47.60	62.11	71.14	56.1	31.09
Mg ²⁺	mg/l	27.08	32.51	28.59	11.50	7.80	11.88
Cl ⁻	mg/l	1	2	2	2	2	2
Na ⁺	mg/l	0.84	1.88	4.03	0.48	0.43	
K ⁺	mg/l	1.24	1.51	1.22	2.31	0.24	
HCO ₃ ⁻	mg/l	192	292	220	268	195	140
SO ₄ ²⁻	mg/l	111	35	71	11.5	14.9	31
Pb	mg/l	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn	mg/l	0.75	0.01	0.08	0.04	0.03	0.006
pH	mg/l	7.9	7.4	7.7	7.6	7.7	8.0
Prevodnost Conductivity	μS/cm	547	454	508	423	323	215
Cel. trdota Total hardness	°N	16.85	14.13	15.15	12.45	9.8	6.70
Karb. trdota Carb. hardness	°N	8.82	13.37	10.08	12.32	8.96	6.44

Analize so bile narejene v kemiĚnem laboratoriju Źelezarne Ravne
The waters were analyzed in the chemical laboratory of the Iron-works Ravne

vaju mineralnih komponent. Oksidacija je prinesla v sicer zelo enostavno mineralno paragenezo primarnih mineralov celo vrsto novih, spremenila pa je tudi strukturne in teksturne znaĚilnosti ter fizikalno-kemiĚne lastnosti rude in prikamenine.

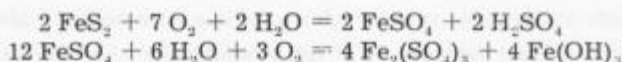
V oksidacijski coni nastajajo najrazliĚnejši kemiĚni procesi, zaradi katerih se delno ali popolnoma razkrajajo sulfidni minerali. Migrira predvsem Źveplo, toda prav tako tudi nekateri drugi elementi. Ker nastajajo praviloma najprej sulfati, ki so v vodi većinoma zelo topni, pomeni oksidacija tudi izluŹenje.

Oksidacija poteka v vodi, ki je bogata s kisikom, po naslednjih reakcijah (S m i r n o v, 1954):

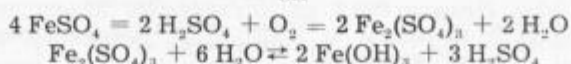


Hitrost posameznih reakcij je odvisna od razliĚnih ćiniteljev: topnosti nastalih sulfatov, temperature, velikosti in površine dotika vode in sulfida, topnosti sulfidov, hitrosti obnavljanja vode, stabilnosti doloćene modifikacije itd.

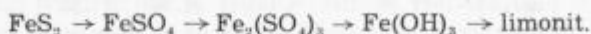
Ker igrata markazit in pirit v oksidacijskem procesu v meŹiškem rudišću zelo pomembno vlogo, si pogledjmo najprej oksidacijo teh dveh mineralov. Iz številnih poskusov in terenskih opazovanj sledi, da poteka oksidacija po naslednjih reakcijah (S m i r n o v, 1954):



ali



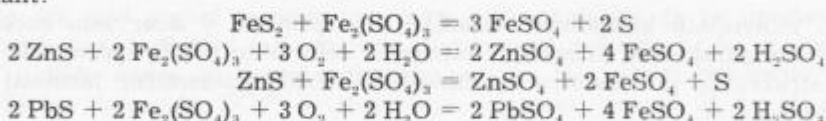
Oksidacija je torej večstopenjska in se odvija po tem vrstnem redu:



Limonit je končni proizvod oksidacije in je eden najbolj stabilnih mineralov oksidacijske cone. Pogosto se pojavlja tudi povsem sam, brez drugih mineralov, zlasti v osemurnih (120^o) razpokah in posameznih delih interstratificiranih orudenj. Minerali, ki izhajajo iz vmesnih stopenj oksidacijskega procesa, so v mežiškem rudišču sorazmerno redki. Tu in tam se sicer pojavlja melanterit, toda povečini gre za recentne tvorbe v starih rudarskih delih ali razpokah nad nivojem podzemeljske vode.

Sulfat dvovalentnega železa je v slabo kislih raztopinah ob prisotnosti prostega kisika zelo nestabilen in se kaj hitro spremeni v trovalentni železov sulfat, ki je prav tako nestabilen, zlasti v slabo kisli in nevtralni sredini. $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ namreč hitro hidrolizira in koagulira, izločeni gel pa se z razvodnjavanjem spremeni v limonit.

Oksidacija pirita je pomembna predvsem zategadelj, ker nastajajo vmesni in stranski proizvodi, ki nadaljnjo oksidacijo še pospešujejo, in to ne samo lastno, temveč tudi drugih mineralov. Iz naslednjih reakcij po Smirnovu (1954) je razvidna vloga trovalentnega železovega sulfata, ki je znan kot močan oksidant:



Trovalentni železov sulfat reagira s karbonati praviloma po naslednji formuli:



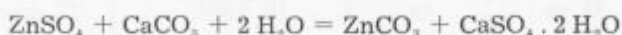
Na ta način nastajajo tudi razne psevdomorfoze limonita po karbonatnih mineralih.

$\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ je tudi eden glavnih nosilcev kisika za oksidacijo globljih delov rudišča, kjer v vodi ni več prostega kisika. Iz pirita in markazita nastane tudi sorazmerno največ proste žveplove kisline, ki v procesu oksidacije tudi igra pomembno vlogo. Pri nekaterih procesih nastaja tudi prosto žveplo, ki pa sorazmerno hitro oksidira v SO_3 in SO_2 in je zato bolj redko. Tu in tam pa ga najdemo tudi v mežiškem rudišču, zlasti v višjih legah, nad nivojem podzemne vode.

Sfalerit spada v skupino sulfidov, ki so najlaže podvrženi procesu oksidacije, zlasti če so v združbi z drugimi sulfidi. V združbi z markazitom oksidira sfalerit 10 do 14-krat hitreje, kakor če se pojavlja sam. Tudi v mežiškem rudišču imamo za to mnogo dokazov. Dovolj je, da primerjamo med seboj stopnjo oksidacije

monomineralnih ZnS orudenenj grabenskega rudišča in osemurnih orudenenj. V prvih znaša stopnja oksidacije 5,5 ‰, iz osemurnih orudenenj pa je praktično ves cink migriral, in če ga je kaj ostalo, ga je poprečno 63 ‰ v oksidni obliki. Sicer pa je poprečna vsebnost Zn v osemurnih orudenjenjih samo 0,60 ‰.

Oksidacija sfalerita poteka prek $ZnSO_4$, ki je v vodi zelo topljiv (531,2 g/l pri 18 °C). Zaradi tega ostane Zn povečini raztopljen v vodi in z njo vred tudi zapušča orudenenje, deloma celo rudišče. Do izločanja ali oblikovanja novih rudnih mineralov oziroma mineralizacij pride samo pod določenimi okolnostmi. Ena od teh je, če raztopine oziroma vode z raztopljenim $ZnSO_4$ pronicajo skozi apnenec, pri čemer nastaja smithsonit po naslednji formuli:



Razni poskusi, predvsem pa terenska opazovanja, kažejo, da vse karbonatne kamenine niso enako primerne za ta proces, kar se kaže tudi v razširjenosti smithsonita. V Navršniku, kjer se ruda javlja pretežno v dolomitu, kljub intenzivni oksidaciji ne najdemo obogatitve s smithsonitom ali hidrocinokitom, medtem ko so le-te sorazmerno pogoste v unionskem sistemu, kjer je dosti kalcita in čistega apnenca. Iz zgornje kemične reakcije je tudi razvidno, da nastaja ob smithsonitu tudi sadra, ki prekine nadaljnjo reakcijo med $CaCO_3$ in $ZnSO_4$. V splošnem pa poteka ta proces zelo počasi in je odvisen od raznih okolnosti — cirkulacije vode, značilnosti in sestave karbonatnega minerala in seveda tudi od kemične sestave vode.

Očitno pride do izločanja cinka iz talne vode še najprej in najhitreje z izpavevanjem. To lahko opazujemo zlasti v starih vlažnih rudarskih delih — v rovih in odkopih, kjer se že po nekaj letih oblikujejo sigaste skorje in celo minikapniki iz hidrocinokita. Najlepše primere tovrstnega izločanja cinka smo našli v Topli. Zelo lep primer ritmičnega obarjanja hidrocinokita in sadre iz zgornjega dela mežiške jame sta opisala že Granigg in Koritschner (1914).

Oksidacija galenita poteka, kot že omenjeno, po splošno znani reakciji:



Spočetka se proces odvija sorazmerno hitro, vendar se kaj kmalu upočasni, če že ne ustavi. Vzrok za to je zelo majhna topnost nastalega svinčevega sulfata, ki naredi na galenitu tanek zaščitni film. Najlepše recentne primere tovrstne oksidacije smo lahko opazovali v Topli, ko smo rudišče po 70. letih ponovno odprli.

Razpršena galenitna zrna so bila vsa prevlečena s tanko, plesni podobno plastjo belega anglezita. Podobne primere najdemo tudi v drugih starih rudarskih delih — na Mali Peci, v starem Fridrihu, Grabnu itd., s to razliko, da niso tako vidne, ker so podobne barve, kot je prikamenina.

Zaradi slabe topnosti sulfata (0,041 g/l pri 18 °C) svinec zelo slabo migrira.

Ob prisotnosti CO_2 je anglezit zelo neobstoje in se prav kmalu spremeni v cerusit, ki je izredno težko topljiv (0,001 g/l pri 18 °C). Zategadelj spada tudi med najbolj stabilne minerale oksidacijske cone z zelo majhno migrativno sposobnostjo. Povečini ga najdemo na galenitu ali znotraj njega — v razpokah, po ploskvah razkolnosti ali v votlinicah (tabla 7, sl. 2—5; tabla 8).

Tabela 16. Stopnja oksidacije Pb-Zn orudenenj in vsebnosti molibdena v njih
 Table 16. Oxydation degree of Pb-Zn ores and their molybdenum contents

Število vzorčevanih odkopov Number of sampled stopes	Stopnja oksidacije v % Oxydation degree in %	Vsebnost Mo Content of Mo µg/g
	Pb	
28	0 - 10	22
33	10 - 20	14
22	20 - 30	29
15	30 - 40	18
9	40 - 50	41
9	>50	25
	Zn	
38	0 - 10	16
15	10 - 20	27
9	20 - 30	15
8	30 - 40	25
8	40 - 50	16
39	>50	23

Toda kljub veliki stabilnosti utрпи tudi cerusit precejšnje spremembe, nadomeščajo pa ga lahko druge Pb spojine ali limonit. Iz rude ga lahko izlužijo predvsem nevtralne ali slabo bazične hidrokarbonatne vode. Primere takšnega izluževanja, kakršne v mežiškem rudišču sorazmerno pogosto srečujemo, nam kažeta sliki 5 in 6 na tabli 8. Ob prisotnosti CO₂ nastaja svinčev hidrokarbonat, ki je v vodi 20-krat bolj topen kakor cerusit. Migracija svinca je možna tudi, če je voda zasičena z železovim sulfatom in če je dovolj kislá. To pa so okolnosti, ki so vladale zlasti v zahodnem delu rudišča, to je v Navršniku in Triurnem rudišču, kjer je bilo prvotno zelo mnogo pirita in markazita. Ker sta oba minerala večidel spremenjena v limonit, lahko domnevamo, da so podzemne vode, ki so se počasi premikale skozi sistem teh orudenenj, bile kmalu zasičene z železovim sulfatom. Zaradi sproščenih količin H₂SO₄ pa je bila voda brzkone tudi precej kislá. Prav v teh dveh revirjih najdemo tudi mnogo primerov povsem izluženih orudenenj, v katerih je ostal samo še limonit z manjšimi količinami Pb in Zn, in to pretežno v obliki oksidnih spojin.

Z oksidacijskimi procesi je povezan tudi nastanek wulfenita. Tipičen za oksidacijsko cono je tudi descloizit, vendar ga še daleč ni toliko kot wulfenita, ki so ga v Mežici do leta 1956 redno eksploatirali in predelovali v kalcijev molibdat.

Tabela 17. Stopnja oksidacije Pb-Zn rude po revirjih in poprečne vsebnosti molibdena v njih

Table 17. Oxydation degree of Pb-Zn ores in the Mežica mine districts and their average molybdenum contents

Revir Mine district	Štev. odkopov Numb. of stopes	Stopnja oksidacije v % Oxydation degree in %		Mo µg/g
		Pb	Zn	
Navršnik	40	24	43	7
Srednja cona I	7	16	36	11
Srednja cona II	7	37	91	26
Fridrih	6	25	57	17
Moring	6	40	25	13
Graben	22	10	5	21
Union	10	25	36	56
Stari Fridrih	9	17	24	36
Igrče	4	26	40	44
Helena	12	21	47	27

O izvoru molibdena obstajajo v glavnem tri teorije:

1. da je prišel v oksidacijsko cono s termalnimi vodami,
2. da izhaja iz sulfidnih mineralov rudišča in
3. da izvira iz okolnih kamenin.

Za alpska Pb-Zn rudišča z wulfenitom prevladuje mnenje, da izhaja Mo iz zgornjetriasnih, karnijskih in noriških kamenin. Tako mnenje je zastopal tudi Zorc (1955), ki v zvezi s tem navaja sorazmerno visoke vsebnosti molibdena (0,01 do 0,065 %) v karnijskem apnencu in skrilavcu. To je sicer povsem logičen zaključek, vendar so glede tega le še določeni pomisleki, ne samo zaradi navedenih, morda nekoliko previsokih vsebnosti molibdena, temveč tudi v zvezi s cirkulacijo podzemnih vod. Vse premalo namreč upoštevamo hidrogeološke značilnosti celotnega kompleksa triasnih kamenin.

Hidrološki sistem je v zgornjetriasni skladovnici ločen od srednjetrojanskega s tremi nivoji neprepustnega skrilavca. Preden nadaljujemo diskusijo o možnem izvoru molibdena, pogledimo nekaj podatkov o njem, predvsem o njegovi razširjenosti, bodisi v obliki wulfenita ali sledne prvine v Pb-Zn rudi.

Iz tabele 16 je razvidno, da vsebnost molibdena v rudi ni neposredno odvisna od stopnje oksidacije. Do podobnega zaključka pridemo, če primerjamo vsebnost molibdena v rudi z njeno stopnjo oksidacije po revirjih (glej tabelo 17).

Zelo jasno je v njej vidna razlika med vsebnostjo molibdena v rudi, ki pripada interstratificiranemu sistemu, in rudi unionskega sistema. Če primerjamo med seboj dva najbolj tipična revirja — Navršnik in Union, vidimo, da je unionski sistem 8-krat bogatejši z molibdenom. Če pa upoštevamo še količine Mo v wulfenitnih nahajališčih, ki v analiziranih vzorcih niso bili zajeti, potem je razlika med enim in drugim sistemom še nekajkrat večja.

Tabela 18. Kemična sestava galenita z jordisitom v ‰
 Table 18. Chemical composition of galena with jordisite in ‰

Revir Mine district	Pb	Pb _(ox)	Zn	Mo	Bi	Cu
Helena	22.51		15.38	7.43	0.23	0.32
Fridrih	67.15	15.59	0.80	9.72	0.0008	0.02

Od okoli 80 wulfenitnih nahajališč, seveda že zdavnaj odkopanih, je bilo le 8 vezanih na sistem interstratificiranih orudnenj, in še od teh je bilo več kot polovica registriranih zgolj kot mineralni pojav. Razen v wulfenitu se molibden javlja tudi v obliki jordisita, in to povečini v združbi z galenitom, ki v primeru prisotnosti le-tega pušča na prstih črn premaz. V tabeli 13 je prikazana kemična sestava dveh značilnih vzorcev galenita z jordisitom.

Nemalokrat se pojavlja molibden tudi v cerusitu, in to v zelo različnih koncentracijah: zato je ta lahko tudi različno obarvan. Beli cerusiti vsebujejo do 0,4 ‰ Mo, rumenkasto rjavi pa do 1,7 ‰. Da je velik del molibdena vezan na cerusit, nam kažejo tudi razne analize kompozitnih vzorcev cerusitnih koncentratov, ki vsebujejo od 0,2 do 0,4 ‰ molibdena, seveda je del molibdenove kovine lahko tudi v obliki wulfenita. Zanimivo je, da so čisti sulfidni minerali sorazmerno revni z molibdenom. Galenit iz interstratificiranih orudnenj vsebuje poprečno le 2 µg g, galenit unionskega sistema pa 3,7 µg g. V sfaleritu je še manj molibdena. Le v enem vzorcu ga je bilo 2,4 µg g, v ostalih pa manj kot 0,3 µg g. Enako velja za čiste vzorce prikamenine, v katerih vsebnosti Mo ne presegajo 3 µg g.

Molibden migrira v dveh oblikah: kot MoO₃SO₄ in H₂MoO₄, in to samo v kislem okolju, ko pa se to zniža, se izloči v obliki molibdatov. Tudi v mežiškem rudišču lahko to ugotavljamo. V Navršniku, kjer je bila zaradi intenzivne oksidacije pirita, markazita in sfalerita podzemna voda bolj kislja, nimamo wulfenita, medtem ko ga najdemo v unionskem sistemu v precejšnjih količinah, bodisi v obliki samostojnih koncentracij ali pa na galenitu. Očitno je moralo biti v vodi tudi precej raztopljenega svinca, sicer bi se molibden verjetno izločil tudi v obliki CaMoO₄, oziroma powellita, zlasti tam, kjer se javlja wulfenit v samostojnih koncentracijah brez galenita neposredno na apnencu ali kalcitu.

Iz navedenih podatkov lahko sklepamo, da je bilo tudi znotraj rudonosne skladovnice wettersteinskega apnenca za nastanek wulfenita dovolj molibdena, in to bržkone v obliki fino razpršenega jordisita. Vse bolj pa je očitno, da je v razpokah in vzdolž prelomov unionskega sistema prišlo do formiranja sekundarnih Pb-Zn orudnenj, za katere je med drugim značilna tudi povišana vsebnost molibdena.

Najpomembnejši oksidni minerali mežiškega rudišča

Mežiški rudnik je že od nekdaj znan zlasti po wulfenitu, ki so ga raznesli na vse strani sveta, v nekaj tisoč zbirk, muzejskih, šolskih ali privatnih. Manj znani pa so ostali oksidni minerali, in to predvsem zaradi drobnostnosti

in manjše privlačnosti. Krasote kristalnega sveta se nam namreč pri večini oksidnih mineralov odkrijejo šele pri večjih povečavah.

Ceravno je oksidacija zajela več ali manj celotno rudišče, se večje koncentracije nekaterih mineralov, na primer wulfenita, hidrocinikita, hemimorfita in desclozita pojavljajo le v nekaterih delih rudišča, največ pa v orudnenjih unionskega sistema, to je v Igrčem, Heleni in Unionu.

Limonit in cerusit sta razširjena po vsem rudišču. Limonita je največ v Navršniku in Triurnem rudišču.

Gospodarsko pomemben je edinole cerusit, ki se pojavlja v rudi praviloma skupno z galenitom, s katerim je povečini tudi globoko zraščen. Zelo redki so primeri, ko je odvojen od galenita. S prostim očesom vidni kristali so ponavadi pritrjeni ali vraščeni na močno razjedenem luknjičastem galenitu. Nemaokrat se pojavljajo v obliki drobnih kopic v majhnih geodah. Ploščasti, prizmatični in piramidalni kristali so veliki le 1 do 3 mm, le redkokdaj so večji (tabla 3, sl. 1—3). Malo večje kristale smo našli svoj čas v Idinem rovu na Mali Peci. Največji kristal, velik okrog 5 cm, pa so našli v Igrčem. Sorazmerno pogosto najdemo kristale v obliki dvojčkov (tabla 8, sl. 1). Cerusitni kristali so lahko brezbarvni, beli in sivi, včasih pa tudi rumeni in rumenkasto rjavi. Siva barva pride navadno od galenitnih vključkov, rumenkasta pa od limonita ali od večjih vsebnosti molibdena.

Oksidacija galenita oziroma njegovo spreminjanje v cerusit se odvija najbolj pogosto po razkolnih ploskvah, seveda pa tudi po drugih razpokah (tabla 7, sl. 2 in 3). Zelo pogosto se svinčev karbonat širi tudi iz obrobni delov zrn proti notranjosti (tabla 7, sl. 5), bodisi v obliki drobnozrnatih alotriomorfni agregatov ali v obliki kolofornih — ledvičastih struktur. Zamenjava nikoli ni popolna, vedno najdemo v cerusitu ostanke galenita, tu in tam tudi anglezita, toda slednjega je navadno zelo malo.

Ponekod najdemo cerusitne kristale tudi na smithsonitu (tabla 8, sl. 1 in 2), hidrocinikitu ali limonitu. Pogosto so z njimi tudi zraščeni (tabla 9, sl. 1). Ceravno je cerusit slabo topen, redkokdaj kaže povsem čiste in gladke kristalne ploskve, ki so povečini močno korodirane, kot je vidno na slikah 5 in 6 na tabli 8.

Smithsonit je ponavadi močno razpršen in ga povečini lahko ugotavljamo le z mikroskopom ali s kemično analizo. Tu in tam pa nastopa tudi v večjih koncentracijah, zlasti v višjih legah rudišča. Znan po smithsonitu je bil predvsem revir Igrče, v katerem so celo imenovali po njem na koti + 800 m kalamina obzorje. Nastopa pa zelo različno, sam ali v združbi s hidrocinikitom, hemimorfitom, sadro in cerusitom (tabla 9, sl. 1—5). Najbolj pogosto se pojavlja v obliki skorjastih in satastih sprimkov, katerih površina je sestavljena iz grozdasto-ledvičastih hrapavih prevlek, ki makroskopsko ne kažejo kristalne zgradbe. Ta je vidna šele pri večjih povečavah. Takrat vidimo, da sestoji skorja iz polkroglastih vzboklin z dokaj urejeno romboedrsko zgradbo (tabla 9, sl. 4). Iz oblik in paragenez posameznih vzorcev oksidnih cinkovih rud nastane vtis, da je smithsonit v večini primerov nastal iz hidrocinikita, ne pa neposredno iz sulfata v raztopini. Na to nas navajajo tudi recentni procesi v starih rudarskih delih, kjer se iz pronicajoče talne vode praviloma izloči vedno le hidrocinik in sadra, ne pa smithsonit in sadra, kot izhaja iz kemične reakcije v pred-

hodni razlagi na strani ?? . Pomembno je še omeniti, da je smithsonit, če nastopa sam, skoraj vedno brez sadre, ko pa je v združbi s hidrocinkitom, je sadra skoraj vedno prisotna, bodisi v obliki prevlek ali v obliki idiomorfni kristalov, razpršenih po površini in geodah.

Granigg in Koritschoner (1914) ter Grafenauer (1958 b) so opisali lepe primere conarnega menjavanja med hidrocinkitom in sadro, kar se tudi povsem sklada z reakcijo med $ZnSO_4$ in $CaCO_3$.

Smithsonit nastopa tudi v obliki idiomorfni romboedrov (1011), ki kažejo med seboj zelo različne oblike zraščanja. Najbolj zanimivi so romboedrski kristali smithsonita na hidrocinkitu (tabla 9, sl. 5), za katere pa še ne vemo, ali gre pri luknjičavosti za korozijske strukture ali za nedokončano kristalizacijo.

Barva smithsonita se zelo spreminja. Redkokdaj je brezbarven ali bel, povečini je siv, sivkasto rjav ali rdečkasto rjav, in zategadelj govorimo vedno le o kalamini in ne o smithsonitu. V tem in seveda tudi v ostalih značilnostih se bistveno razlikuje od hidrocinkita, ki je večinoma nežno bel ali rahlo rumenkasto bel. Železovi oksidi se na hidrocinkitu pojavljajo le v obliki drobnih madežev. Dokaj podrobno sta ga opisala Granigg in Koritschoner (1914), zato se bom tu omejil le na opis, ki sledi iz razskav z elektronskim mikroskopom. Pri povečavah do 300-krat kaže hidrocinkit v glavnem iste značilnosti, ki jih lahko opazujemo tudi s prostim očesom, lupo ali binokularnim mikroskopom. Pri večjih povečavah hidrocinkita pa se pokaže zelo porozna in dokaj neurejena struktura, sestavljena iz zelo tankih ploščic, postavljenih pravokotno ali radialno na površino skorje ali polkrogle (tabla 9, sl. 5 in 6).

Od cinkovih oksidnih mineralov je hidrocinkit verjetno še najbolj razširjen. Najdemo ga praktično po vsem rudišču, toda redkokje v večjih koncentracijah. Skoraj vedno je v združbi z drugimi oksidnimi minerali, toda nemalokrat nastopa tudi sam v obliki tankih, snežno belih sigastih tvorb na apnencu ali dolomitu. To je navadno tudi znamenje, da je v neposredni bližini kakšno ZnS orudnenje. Ne smemo pa teh tvorb zamenjati z zelo podobnimi iz aragonita in kalcita. Hidrocinkit se pojavlja kot prevleka na galenitu, skorjasti svetlici, smithsonitu ali limonitu. Na njem samem pa so nemalokrat drugi oksidni minerali, zlasti cerusit, hemimorfit, wulfenit, sadra, aragonit, kalcit ter smithsonit, in to povečini v idiomorfni, toda zelo drobnih kristalih.

Pomemben mineral oksidacijske cone je tudi hemimorfit. Zanimivo je, da je v Bleibergu celo bolj pogost kot smithsonit (Schroll, 1953, Kanaki, 1972), česar za Mežico ne moremo trditi in lahko celo rečemo, da je sorazmerno redek. Doslej smo ga našli edinole v Igrčem, Grabnu in na Barbari. Javlja pa se v zelo lepih, toda s prostim očesom komajda vidnih idiomorfni kristalih, ki v obliki kaotično zraščenih kopuč tvorijo skorje na drugih oksidnih mineralih (tabla 10, sl. 2 in 3). Kristali so navadno prozorni, bolj redko pa so sivkasti ali sivkasto zeleni. Prevladujejo pinakoidne in prizmatične kristalne oblike, v katerih so najbolj izrazite predvsem naslednje ploskve: b (010), i (031), t (301) in m (110). Ponavadi je v združbi s smithsonitom, sicer pa se pojavlja tudi v združbi z drugimi oksidnimi minerali, zlasti s hidrocinkitom in cerusitom, pa tudi z wulfenitom (tabla 10, sl. 4).

Zelo pomemben mineral oksidacijske cone v mežiškem rudišču je wulfenit, o katerem obstaja cela vrsta razprav in opisov, med katerimi moramo zlasti

omeniti dela naslednjih raziskovalcev: Brunlechnerja (1884), Granigga in Koritschonerja (1914), Hegemanna (1949), Meixnerja (1935, 1950, 1956), Schrolla (1949), Zorca (1954, 1955), Duhovnika (1954) in Grafenauerja (1958 b). Posebej pa je seveda potrebno omeniti Wulfena (1785), ki je o tem mineralu napisal prvo obsežnejšo monografijo, in to prav iz koroških nahajališč.

V sledovih najdemo wulfenit po vsem rudišču, v večjih koncentracijah pa v glavnem samo v mlajših razpokah unionskega sistema. Največ ga je bilo v zgornjih delih jame, v Igrčem in Heleni, toda tudi v Unionu je bilo nekaj zelo bogatih nahajališč, zlasti med 9. in 10. obzorjem. Znan po wulfenitu je bil tudi revir Fridrih. Z globino se sicer količine wulfenita zmanjšujejo in tudi nahajališče je manj, toda najdemo jih še vedno, tudi v najnižjih rovih, na primer na koti + 300 m, nekaj sto metrov pod prvotnim nivojem podtalnice.

Wulfenit je skoraj vedno v združbi z drugimi oksidnimi minerali (tabla 10, sl. 4—6; tabla 11), zlasti z limonitom, cerusitom, hidrocinokitom in descloizitom. Od sulfidnih mineralov je prisoten edinole galenit, in še ta je praviloma zelo močno oksidiran. Pirit in sfalerit sta v bližini wulfenitnih nahajališč povečini do kraja oksidirana.

Najbolj pogosto se pojavlja wulfenit v ploščasti obliki, z debelino ploščic od 0,2 do 1 mm, včasih pa tudi v obliki psevdo kock, piramid in bipiramid. Debelejše ploščice in kocke so navadno zlepljenke dveh ali več tanjših ploščic.

Podroben opis o oblikah nastopanja so podali Granigg in Koritschoner (1914) ter Zorc (1955).

Nekaj povsem posebnega in manj znanega pa so wulfeniti in cerusitni kristali iz močno oksidiranega svinčevega orudenjenja med 7. in 8. obzorjem, zahodno od vpadnika v grabenskem rudišču (tabla 11, sl. 4—6). V njem so bili najdeni tudi redki svinčevi minerali: minij — Pb_3O_4 , litargit — αPbO in masikot — βPbO (Grafenauer 1959). Ruda, od katere je ostalo le še nekaj ostankov v stebrih, je bila izredno močno oksidirana. Wulfenit nastopa v dveh oblikah: v drobnih tetragonalnih piramidah ali kombinaciji piramide in prizme — o (111) in m (110) (tabla 11, sl. 6) ter v obliki zelo drobnih in tankih iglic (tabla 11, sl. 4 in 5). Prve so blede rjavkaste barve in se prav lahko zamenjajo s cerusitom, druge pa so citronasto rumene. Najbolj zanimiva pa je zgradba kristalov. Kot vidimo s slik 5 in 6 na tabli 11, nikjer ni izrazitih ploskev. Kristali so posejani tudi z zelo drobnimi in nejasnimi oksidnimi tvorbami, ki jih pa do zdaj še nismo uspeli določiti. Rentgenski difraktogrami so pokazali le na prisotnost wulfenita in cerusita v ročno odbranih vzorcih minikristalnih kopuč oziroma druž.

Iz tabele 19 je razvidna kemična sestava različno obarvanih wulfenitov.

Za analizo smo izbrali wulfenite povsem različne barve, in to predvsem z namenom, da bi ugotovili, ali obstaja med barvo in slednimi prvinih kakršnakoli odvisnost. Ta vloga naj bi predvsem pripadala kromu, vendar analize tega ne pokažejo najbolj prepričljivo. Resda vsebuje zeleni wulfenit največ kroma, toda nasproti rdečemu je razlika minimalna. Na drugi strani pa ga vsebuje zelenkasto rumeni wulfenit najmanj. Če bi hoteli o tem imeti bolj jasno sliko, bi morali narediti seveda precej več analiz. Ugotoviti bi morali tudi še obliko prisotnega kalcita, ali gre tu za izomorfno primešan kalcij ali

Tabela 19. Kemična sestava različno obarvanih wulfenitov v %

Table 19. Chemical composition of variously colored wulfenites in %

Revir Mine district	Obzorje Mine level	Barva Color	Pb	Mo	Cu	Cr	Ca
Union	10 - 11	zr	53.48	24.76	0.0001	0.030	2.00
Union	10 - 11	z	54.36	25.17	0.0014	0.046	0.92
Union	10	rr	54.19	25.09	0.0010	0.040	0.58
Union	10	r	53.34	24.69	0.0014	0.042	2.08
Graben	8	rj	53.85	24.87	0.0017	0.038	1.41

zr Zelenkasto rumeni wulfenit
Greenish yellow wulfenite

z Zelankasti wulfenit
Greenish wulfenite

rr Rdečkasto rjavi wulfenit
Reddish brown wulfenite

r Rdeči wulfenit
Red wulfenite

rj Blede rjavi wulfenit
Pale brown wulfenite

Vzorci so bili analizirani v laboratoriju mežiškega rudnika
(analitik D. Simetinger)

The samples were analyzed in the laboratory of the Mežica
mine (analyst D. Simetinger)

pa za vključke powellita v wulfenitu, katerega bi navsezadnje lahko pričakovali, saj se wulfenit pojavlja v glavnem samo v apnencu.

Skupno z wulfenitom se pogosto pojavlja tudi descloizit (tabla 12, sl. 2), nemalokrat pa tudi sam. Največkrat ga najdemo v močno izluženih razpokah, bodisi na stenah ali na kosih apnenca, s katerimi so razpoke pogosto zapolnjene. Razen descloizita pa najdemo v groblji razpoke še wulfenit, v manjših ali večjih koncentracijah, velike ali majhne kalcitne druze in prevleke, pa tudi limonit in manganski oksidi, ki so največkrat v obliki dendritov. Descloizita je precej manj kot wulfenita, in tudi po velikosti kristalov močno zaostaja za njim. S prostim očesom so kristali komajda vidni, toda zaradi črne barve in močnega diamantnega sijaja so kljub temu precej opazni.

Dokaj podrobno so descloizit raziskali in opisali Grafenauer, Ottemann in Strmole (1968), in sicer z 11. obzorja (+ 444 m). Po njihovih raziskavah ima descloizit naslednjo kemično sestavo: PbO — 54,5 %, ZnO — 23,3 %, V₂O₅ — 21,6 %, MnO — 0,5 %, FeO — 0,1 % in CuO — 0,1 %. Črno barvo descloizita pripisujejo mikroskopsko majhnim vključkom železovega hidroksida. Po kemični sestavi in tudi barvi bi to morda prej morali prisoditi vključkom manganskih oksidov.

V starejši literaturi so descloizit opisovali kot rombični vanadit (Zippe, 1860), pozneje pa kot dechenit (Brunlechner, 1884, 1888).

Limonit je med vsemi oksidnimi minerali najbolj razširjen in tudi po količini jih presega. Pretežno je predstavljen z goethitom, redkeje z lepidokrokitom. V glavnem izhaja iz pirita in markazita, velik del pa tudi iz sfalerita, pri katerem pride pri oksidaciji do jasne ločitve sestavin minerala. Iz predhodnih razlag smo videli, da cink v večini primerov zapušča rudno telo, železo, ki ga je v sfaleritu do 4 %, pa se navadno izloči kot limonit že na kraju samem ali vsaj v neposredni bližini. Prav zadnji pa je rudarjem že od nekdaj služil kot pomemben kažipot pri iskanju rude. V Mežici se je namreč za kamenino z limonitom in drugimi oksidnimi minerali udomačilo ime »ugodna« kamenina.

Limonit se javlja v zelo različnih oblikah in koncentracijah. Povečini nastopa v obliki okraste, rdečkasto rjave in rumenkasto rjave zemljaste mase, včasih pa je tudi dokaj jedrat. Nemalokrat kaže prvotne strukturne in teksturne značilnosti rude, zlasti v interstratificiranih in osemurnih orudenjenjih. V splošnem pa vsebujejo prav ta orudenjenja tudi največ limonita. V teh primerih so v njem praviloma prisotni tudi drugi oksidni minerali, zlasti cerusit, hidrocinkit in sadra. Od sulfidnih mineralov najdemo v njem navadno le še galenit, tu in tam morda še nekaj ostankov pirita ali markazita. Galenit se v limonitu ponavadi pojavlja v obliki močno korodiranih gomoljev in grud najrazličnejših oblik, ki spominjajo večkrat na moderne umetniške skulpture.

Tipična minerala oksidacijske cone sta tudi kalcit in aragonit. Ves kalcit seveda ni nastal z oksidacijskimi procesi, velik del pa le, zlasti tisti, ki se javlja v lepih kristalnih kopicah v razpokah in kavernah, v katerih so kristali včasih tudi kot pest veliki. Kalcitni kristali so prozorni, prosojni in mlečno beli. Niso redki primeri, da so kalciti tudi obarvani — sivkasto do skoraj črno ali rumenkasto, rjavo in rdečkasto rjavo. Seveda je vse to odvisno od tega, kakšni so vključki v njem. Siva barva izhaja navadno od galenitnih vključkov, včasih tudi od skrilavca, rumenkasta in rjava pa od glin ali limonita.

Kalcit se pojavlja v lepih podolgovatih prizmah, dvojčičnih zrastkih ali skalenoedrih na stenah kraških razpok ali manjših kavern. V starih opuščeni rovih se srečujemo pogosto tudi z recentnim nastajanjem kalcita in aragonita. Enega teh primerov si pogledjmo nekoliko bolj natančno, in sicer gre za zanimive sigaste vorbe v dolomitu grabenskega rudišča (tabla 12, sl. 3—6). Osnova sigaste skorje je močno uškrljen in zdrobljen lapor. Karbonatna skorja pa sestoji iz več plasti, kalcitnih in aragonitnih. Prisoten je tudi hidrocinkit, in sicer v obliki razpršenih zrn, tankih lamin ali v obliki zelo drobnih zapolnitev razpok. Od aragonita in kalcita ga ločimo seveda samo z ultravijolično lučjo. V vdolbinah skorje najdemo prosto ležeče aragonitne kroglice premera od 0,5 do 1 mm. Njihovo strukturo vidimo na slikah 4—6 table 12.

Pomembni in še kar pogostni so tudi plumbokalciti, ki se pojavljajo v glavnem v unionskem sistemu. Morda so tu in tam tudi v interstratificiranih orudenjenjih, vendar jih doslej nisem zasledil.

Niso pa vsi kalciti plumbokalciti, ker je barva lahko različnega izvora.

Skoraj vsak raziskovalec mežiškega rudišča omenja kot rednega spremljevalca oksidirane galenita ali cerusita vedno tudi anglezit. Zanimivo je, da kažejo rentgenske analize povsem drugo sliko. Iz njih namreč sledi, da je anglezita zelo malo ali, drugače rečeno, mnogo manj, kot smo doslej domnevali na osnovi mikroskopskih raziskav. Raziskanih je bilo 22 različnih, močno

oksidiranih vzorcev in niti v enem nismo mogli zanesljivo ugotoviti prisotnosti tega minerala. Tudi v Bleibergu je anglezit sorazmerno redek (Kanač, 1972) in so ga prav tako pogosto zamenjali s cerusitom.

Od posebno vidnih mineralov oksidacijske cone je potrebno omeniti greenockit ki se povečini pojavlja v obliki mikrokristalnega, zelenkasto rumenega oprha na sfaleritu, galenitu, apnencu ali dolomitu. Večinoma gre za recentna izločanja iz sfalerita. Najlepše primere za to imamo v grabenskem rudišču, kjer ga najdemo na stenah odkopov, starih komaj 20 let.

Zelo podobno barvo ima tudi samorodno žveplo, ki ga je bilo nekaj več, zlasti v višjih legah rudišča.

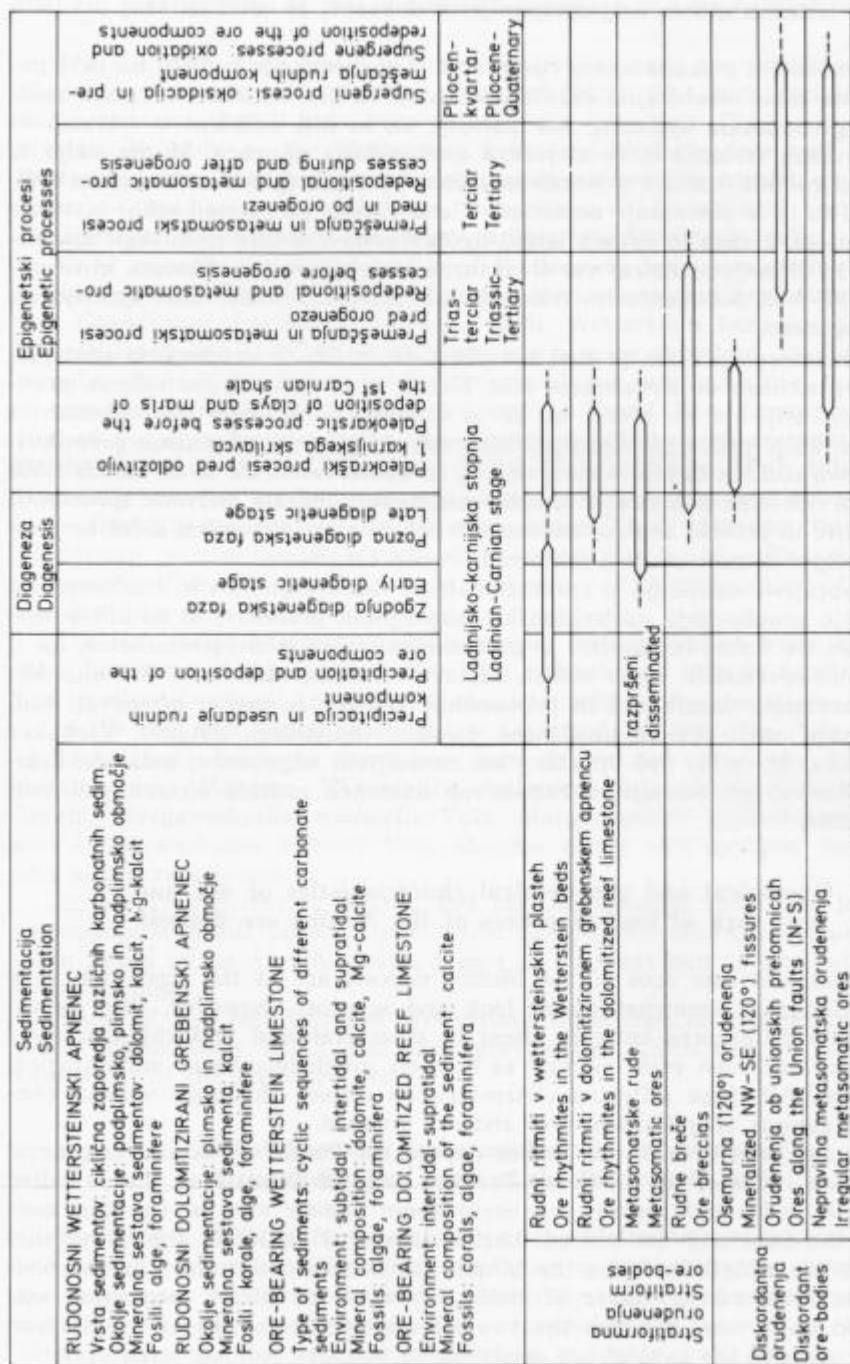
Zaključne besede

Kdor mežiško rudišče kolikor toliko pozna, se ne čudi, da so nastanek rudišča v preteklosti (nekateri so sicer še danes takega mnenja) razlagali z magmatogeno hidro(tele)termalno metasomatozo. A. Zorc (1955) je bil prvi, ki je o tem podvomil in se pridružil takrat še majhni skupini zagovornikov sin-genetske teorije. O nastanku mežiškega rudišča je zapisal, da je verjetno triasne starosti in da je nastalo kot submarinska hidrotermalna tvorba s poznejšimi tektonskimi, metasomatskimi in oksidacijskimi spremembami. O pravilnosti njegovih pogledov sem se kmalu tudi sam prepričal in jih seveda tudi zagovarjal (Štrucl, 1958, 1965 a, 1965 b, 1970, 1971, 1974, 1981).

Iz vseh dosedanjih razlag sledi, da je mežiško rudišče nastajalo v več fazah in da je utrpelo celo vrsto sprememb. Na sliki 19 so shematsko prikazane glavne faze nastajanja rudišča. Z nje je razvidno, da je pretežni del rudišča nastal med poznodiagenetskimi in epigenetskimi procesi in le mali del med zgodnjo diagenozo. V wettersteinskem apnencu je sorazmerno malo rudnih ritmitov, manj kot 1% celotne rudne mase interstratificiranih rudnih teles. Kljub temu pa so izredno pomembni, ker nam pomagajo razvozlati marsikatero nejasnost v triasnih Pb-Zn orudnenjih. Iz paragenetskega razvoja sulfidnih mineralov v rudnih ritmitih namreč sledi, da je prišlo v njih do zbirne kristalizacije in metasomatskih procesov in s tem tudi do večjih obogatitev le v čistih karbonatnih plasteh. Če lahko to ugotavljamo že v milimetrskem območju, potem lahko domnevamo, da je to možno tudi v nekaj decimetrov ali v nekaj metrov debelih plasteh, kjer so pogoji za metasomatozo in zbirno kristalizacijo gotovo bolj ugodni. Precejšen delež je imela pri tem gotovo tudi dolomitizacija, pri kateri se lahko poveča poroznost kamenine oziroma sedimenta za 13%.

Kako dolgo so trajali ti procesi v posameznih rudonosnih nivojih, je težko reči, lahko so bili tudi krajši, kot je prikazano na shematskem prikazu. Ger-mann (1966) meni, da je trajala diageneza wettersteinskih apnencev celo tja do zgornje krede, vendar so to seveda samo ugibanja. Opisane značilnosti wettersteinskih plasti in paleokraška znamenja v njih govorijo prej v prid hitrejšemu strjevanju karbonatnih sedimentov. Na to nas navajajo tudi orudenele osemurne razpoke, ki so zelo verjetno nastale in bile zapolnjene pred odlaganjem 1. skrilavca karnijske stopnje.

Problematika izvora rudnih komponent je še vedno zelo zamegljena. Ker sem o tem že pisal v razpravi o anizijskem rudišču v Topli (Štrucl, 1974)



Sl. 19. Faze nastajanja mežiških Pb-Zn orudenj

Fig. 19. Main stages of deposition of Pb-Zn ores in the Mežica ore deposit

in ker ni nobenih novih, bolj oprijemljivih dokazov, bi ostal za zdaj pri istih ugibanjih.

V shematskem prikazu imajo rudni ritmiti grabenskega rudišča na prvi pogled morda malo neobičajno razvrstitev, toda tu gre za interne rudne sedimente v grebenskem apnencu, kar pomeni, da so bili odloženi v votlinah in drugih kraških strukturah že strjenega grebenskega apnenca. Morda velja to tudi za del rudnih ritmitov v wettersteinskem apnencu (glej opis na strani 000), vendar so tu le še precejšnje nejasnosti. Sami ritmiti pa se med seboj bistveno ne razlikujejo, v enih in drugih lahko ugotavljamo vse faze njihovega nastanka. Lepo so ohranjene skoraj vse strukturne in teksturne značilnosti, ki so nastale bodisi med sedimentacijo (eksterno ali interno), bodisi med zgodnjo ali pozno diagenozo.

Iz shematskega prikaza je tudi razvidno, da so Pb-Zn orudenenja nastajala vseskozi, praktično do današnjega dne. Morda je to malo drzno rečeno, predvsem zategadelj, ker ne vemo, kaj se je dogajalo z rudiščem med triasom in miocenom, ko je prišlo na območju Karavank do glavnih tektonskih premikov. Prav gotovo rudišče ni bilo konzervirano, če upoštevamo, da so se zaradi 1.500 do 2.000 m debelega pokrova iz mlajših sedimentov morale bistveno spremeniti temperature in pritiski znotraj rudonosnih sedimentov. Precejšen delež so prav gotovo prispevali tudi različni tektonski procesi orogeneze.

Bolj otipljiva znamenja o spremembah in nastajanju novih orudenenj pa nam kažejo proučevanja posttektonskih supergenih procesov, ki so bili v mežiškem rudišču dokaj intenzivni. Iz predhodnih razlag lahko povzamemo, da ti procesi niso spremenili samo videza, sestave ter mineraloških in fizikalno-ke-mičnih lastnosti triasnih rud in prikamenin, temveč so precej prispevali tudi k nastajanju novih Pb-Zn orudenenj, zlasti v unionskem sistemu. Vsekakor je tudi tukaj še vedno več vprašanj kot zanesljivih odgovorov, toda vse kaže, da bo potrebno pri nadaljnjih raziskavah nastanek rudišča obravnavati tudi s tega vidika.

Geological and geochemical characteristics of ore and host rock of lead-zinc ores of the Mežica ore deposit

The lead and zinc ores of the Mežica deposit are at the first look very similar. Under a somewhat closer look and scrutiny, however, they reveal considerable differences between them in structural and textural characteristics of ore and host rock, as well as in their geochemical and mineralogical composition. All these differing characteristics reflect obviously various conditions of genesis of individual ores and ore systems.

In the narrower area of the Mežica deposit the Pb-Zn ore occurs in general in carbonate rocks of the Ladinian-Carnian stage of Triassic, in the so called Wetterstein beds, and certain ore occurrences appear also in Carnian beds between the first and the second marker layers of shale. In the wider surroundings are mineralized also the Middle Anisian dolomite and Carnian beds above the third marker layer of shale. However, no direct connection was discovered up to now between the two mineralized sequences of the Triassic beds, not even in the case of ore occurring in younger tectonic structures.

Stratigraphy of the Wetterstein sequence and its equivalents

The Ladinian stage and a part of the Carnian stage are developed in three facies: in the back reef, reef and fore reef facies. The back reef (see fig. 1) and reef facies (fig. 2) have been called for a long time (Teller, 1896) the Wetterstein beds, or the Wetterstein limestone, and the fore reef facies the Partnach beds. The first two facies almost completely consist of carbonate rocks — limestones and dolomites, comprising all transitional varieties, and the Partnach facies consists of clayey carbonate sedimentary rocks.

Until recently the entire profile of Wetterstein beds was attributed to the Ladinian stage. The age was determined by gastropods *Chemnitzia rosthorni* and *Chemnitzia gradata* (Teller, 1896). Wetterstein beds are in general poor in fossil material. Microfossils are much more abundant. In almost every sample which is not dolomitized or recrystallized, various algae, foraminifers or test fragments of various molluscs may be found. Very important was the find of the alga *Poikiloporella duplicata* (Pia) which is characteristic for the Cordevolian and Julian substages of the Carnian stage. With this find the boundary between the Ladinian and Carnian stage was moved downwards for more than 150 m. However, in practice, especially in mapping, this will not be possible to consider. Relatively often occurs also the alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). An important part in the composition of the fossil material play also the foraminifers.

The reef facies is macroscopically hardly distinguishable from the Wetterstein limestone of the lagoon facies. The difference is only in fossil inventory and in microstructural and textural characteristics of the limestone.

In the reef belt which extends with interruptions from the Peca mountain to Razborje the following corals have been determined up to now: *Thecosmilia subdichotoma* Münster, *Thecosmilia badiotica* Volz, *Craspedophyllia alpina* Loretz, *Margarophyllia michaelis* Volz, *Margarosmilia septanectens* (Loretz) and *Omphalophyllia bittneri* Volz. Besides corals also sponges, foraminifers and algae were found.

In the Graben mining district and east of it beside the listed fossils also *Connophyllia alpina* Loretz, *Oppelismilia* sp. and *Microtubus communis* Flügel were found by us. On this basis a part of the reef belt is attributed to the Carnian stage.

South of the reef belt the Wetterstein limestones do not occur. In their place appear there black and dark grey shales which can be taken as an equivalent of the Partnach beds.

Lithological and sedimentological characteristics of the orebearing parts of the Wetterstein beds

The 1,000 to 2,000 m thick succession of the Wetterstein beds consists almost entirely of carbonate rocks. The lower part is predominantly dolomitic, and the upper part is calcareous. Locally also in the upper part occurs considerable dolomite, but having not much lateral extension. In the central pit of the Mežica mine the degree of dolomitization is highly variable even on short

distances, either vertically or horizontally. It is interesting to note that dolomitization in the upper part is as a rule connected with the genesis of interstratified Pb-Zn ores, while the lower dolomite is barren. The Wetterstein beds are at the first look very uniform, but at a closer inspection they appear lithologically of very variable composition. Occurs a rapid interbedding of various microbreccias, macrobreccias, stromatolitic and oncolitic beds, loferites, dolomites of varying granularity and chemical composition, and aphanitic and phanerocrystalline limestones. Such is the situation in the cross section (fig. 3) of the upper 190 m of the Wetterstein beds on the 7th level of the Central zone, where 230 beds and sheets of the mentioned rocks were recorded.

By number predominate the stromatolitic beds. Their thickness varies from 1 cm to maximum 15 cm. They consist of calcite and dolomite in varying proportions. However, the predominant part of the succession of the Wetterstein beds was deposited in the subtidal area of sedimentation. Occur micritic, dismicritic and sparitic limestones with rare allochems and low energy index, and a low degree of dolomitization. Among the most extraordinary beds belong the so called black breccias (fig. 3—6) which occur in the Mežica ore deposit at levels about 12 m, 25 m, and 60 m below the Cardita shale. In spite of their small thickness from 5 to 15 cm they are of a considerable regional extension.

The reef limestone consists of very fine intraclastic and bioclastic material. However, in practically any sample of unaltered limestone remains of the reef fauna may be found. The reef belt in the Graben mine district consists of intrasparite and intrabiosparite, i. e. of sediments which were deposited in the very shallow sedimentation basin.

Sedimentological characteristics indicate that individual sediments of the Wetterstein beds were deposited in the following environments:

- the micritic, dismicritic and sparitic limestone in the subtidal area,
- the stromatolitic and oncoidal limestone in the intratidal area,
- the dolomites, the black and other breccias, and limestones with a high energy index in the intratidal and supratidal areas. To these belong also the reef limestones.

In the region of the Mežica deposit can be observed sequences similar to those described by Bechstädt (1974) in the Bleiberg deposit, and even at approximately equal distances from the 1st Carnian shale. Some of these are shown on figure 5. If assuming that the green marly beds represent residual sediments, then occur in the upper part of the Wetterstein sequence 8 to 12 horizons which indicate shorter or longer interruptions of deposition, and also of karst erosion. Most of these horizons are characterized by breccias, and some of them have also increased contents of Zn and Fe.

Geochemical characteristics of the ore-bearing rocks

There are probably few rocks that were geochemically so extensively and in detail investigated as these parts of the Wetterstein beds. Only from the Mežica mine and the surroundings more than 300,000 samples were analyzed, most of them, certainly, on Pb and Zn. In Table 1 the composition of both

main components is shown. Even if the composition refers to one of the least altered, i. e. dolomitized sections, the pure limestone is relatively rare. As a rule limestone always contains some dolomite, either in the form of disseminated crystals and crystal aggregates, or in the form of diagenetic cement in pores and fissures. Often also the inverse situation occurs, the groundmass being dolomitic, and pores and fissures filled with calcite. The dolomitic component is predominating especially in the Navršnik mine district where also the levels of stratiform ores are the most abundant. The Wetterstein limestone contains generally very low free SiO_2 (0.12 to 0.2 %).

Table 2 shows the composition of the main components of the reef limestone. The calcareous part is representative mostly of the barren rocks, and the dolomitic of the mineralized rocks. The proportion of the insoluble residue is very low, from 0.04 to 1.32 %, on the average 0.20 %. Since the ZnS ore sometimes contains from 2 to 4 % SiO_2 in the form of euhedral and subeuhedral quartz, it is assumed that silica was introduced later in the process of the ore genesis.

Although there are geochemical data for the entire area of the Mežica deposit, for the presentation of distribution of lead and zinc in the upper part of the Wetterstein succession the mine districts Navršnik and Srednja cona were selected. The reason is in the existence in both districts of mainly older, Triassic mineralizations: in the Navršnik district layered and 8-hours veinlike ores, and in the Srednja cona district only layered ores. From data in fig. 8 and tables 3 and 4 it is obvious that average contents of both metals are much higher in Navršnik than in the Srednja cona, although the part of the Wetterstein succession is the same. Reasons for it are several, the most important being:

1. In the Navršnik district the ore occurs at 3 or 4 distinct horizons, the lowest being at about 90 m from the 1st Carnian shale, while in the Srednja cona district (see fig. 9) a single horizon is mineralized, and this horizon occurs at about 140 m from the shale.
2. The country rock of the stratiform ores in Navršnik is medium grained late diagenetic dolosparite, and in the Srednja cona a relatively little altered limestone.
3. The ore in the Navršnik district is considerably more oxidized, and therefore also the secondary dispersion is most probably higher than in the Srednja cona district.

In the reef limestone appears the ore only in the case if the rock is dolomitized (see table 5). This, however, does not mean that ore will be found in any dolomite.

In table 6 appears the elemental composition of trace elements in 33 samples from various levels of the Wetterstein sequence. Sampling was done at a predetermined grid 1 by 1 km. Samples were analyzed at the Geologische Bundesanstalt in Hannover, West Germany.

Fluorine belongs in the eastern alpine Pb-Zn deposits to typical trace elements. It occurs in fluorite which mostly crystallized during the cementation stage of diagenesis. It appears most commonly in shaly sediments or close to them.

The composition of trace elements in carbonate rocks of the reef facies is shown in the table 7. Analytical data indicate that the nonaltered reef limestone is very low in trace elements, while the dolomitized limestone is much higher in them, especially in lead and zinc.

Geological and mineralogical characteristics of Pb-Zn ores

In the sequence of the Wetterstein limestone occur several kinds of Pb-Zn mineralizations which may be subdivided according to structural and textural characteristics of ore and country rock, and especially according to their form and their spatial — stratigraphic, lithologic and tectonic — position into two systems: the concordant and the discordant one.

Concordant are all ores which occur more or less parallel to the bedding or to the paleogeographic relief, and the discordant ores occur in fissures, along faults and fault zones, or appear without clear stratigraphic-lithologic spatial elements. Concordant ores were formed mainly before the mountain-building tectonic orogeny, and the discordant ores before mountain-building tectonics during it, and after it.

Concordant or interbedded ores occur in various, but quite well defined horizons of the Wetterstein limestone. These horizons are situated at the following distances from the 1st Carnian shale: 10 to 15 m, 20 to 25 m, 50 to 60 m, 90 m, 130 to 150 m, and 650 m. While the lowest horizon was until present observed only in the Union district, other horizons have larger extensions. However, all horizons are not everywhere mineralized. Orebodies do not have the shape of a bed, or of a layer in the strict sense of the word, but rather shapes of narrow and very irregular lenses, tubes or channels, hollows and nests. Their boundaries or contours are seldom sharp, except towards the footwall where often funnel-like hollows occur filled with ore deposition. The country rock is mainly fine to medium grained xenotopic dolosparite in which pores and vugs are in part or entirely cemented by coarse grained, mainly idiotoxic dolomite. Structural and other characteristics of dolomite indicate the late diagenetic character of dolomitization of the prevailing part of the orebearing sediment. However, a part of the sediments, e.g. several ore rhythmities and stromatolites, show peculiarities of the primary dolomite which was formed during the early diagenesis. Interstratified ore occurs also in more or less pure limestone. This holds especially for ores in the Srednja cona district which occur at 140 m from the 1st Carnian shale. In the predominating calcareous rock occur also the interstratified ores in the Moring mine district. Mainly three kinds of ore appear: the metasomatic ore, the ore rhythmities, and the ore breccias.

Metasomatic ores are the most abundant, they contribute above 90 % to the total ore mass. No wonder, then, that for decades investigators of Mežica were misled by this abundance to attribute the Mežica deposit to the group of magmatogene telethermal metasomatic deposits of Tertiary age. The metasomatic ore is as a rule quite rich, and it appears usually in very picturesque structures and textures (fig. 11 and table 2). The ore consists mainly of galena, pyrite, marcasite, melnikovite-pyrite, dolomite and calcite in highly variable

proportions. The metasomatic processes of ore minerals are mostly connected, except in a few instances (in the Srednja cona district and in Moring), with the process of the late diagenetic dolomitization.

The ore rhythmites (table 3) occur in interstratified ores very frequently, almost regularly, in places very abundantly, and in others in hardly notable appearances. Mostly they are found in the basal parts of the orebodies, but they appear also in their centers.

The mineral composition of ore rhythmites practically does not differ of that of metasomatic ore. Departures are mostly manifested in structural and textural patterns of ore and barren minerals. The ore rhythmites most often consist only of sphalerite, but also rhythmites with galena and sphalerite are no rarity in the Mežica deposit. According to the composition of the gangue components several groups of the ore rhythmites are distinguished: dolomitic, calcitic and dolomitic-calcitic. Along with major components is highly variable also the SiO_2 contents, which occurs either in the form of authigenic or terrigenous quartz, or in the form of clay substance. Relatively frequent is also fluorite (Table 4, figs. 1 and 3).

The base of the ore rhythmites consists of dolomite or calcite of variable grain size in layers or laminae of millimetric thicknesses. The grain diameter varies between 0.004 and 0.2 mm. In individual microlayers or laminae graded bedding may be observed which can be often false, the result of varying conditions of diagenetic crystallization. Laminae (or part of them) of pure dolomite or calcite, without clayey admixture or with very small amounts of it, consist as a rule of medium to coarse grained dolosparite or calcite, while the laminae containing higher amounts of clay matter are fine grained to very fine grained. Sulfides are usually not in proportion with the carbonate grains, neither by mass nor by size. A certain dependence is indicated only by the fact that the conditions for crystallization and growth of sulfide grains in layers of more pure, medium to coarse grained dolomite were more favorable than in the fine grained clayey-carbonate sediment. By direct precipitation and sedimentation perhaps only the smallest grains having the order of magnitude of framboids, from 3 to 20 μm , were formed, but even in this case remains the question of the chemical nature of the precipitates. In pyrite and in marcasite (Table 4) often occur very fine sphaleritic globules which represent probably the oldest, or the original form of at least a certain proportion of zinc in the sediment.

Grains of galena are as a rule larger than those of sphalerite, their diameter varying from 0.15 to 1 mm. Galena crystallized and grew during the diagenesis of the sediment. The metasomatic processes played an important part during the genesis of galenitic concentrations, either high or low grade ones. A typical mineral of the ore rhythmites is also fluorite, although it is not present in each rhythmite.

Pyrite appears in two forms, the crystal and the framboidal form. The major part of it occurs very fine grained, the diameter of grains varying between 0.003 and 0.03 mm, i. e. of dimensions which are characteristic of its early diagenetic phase. Although some authors maintain that the pyritic framboids may be formed also under hydrothermal conditions, it is possible

to almost conclude, on the base of microscopic examination of several hundred samples from the Mežica deposit, that the form is typical of the early diagenetic mineralization.

In figure 12 is shown the paragenetic succession of minerals in the ore rhythmites.

The ore breccias of interstratified ores differ from each other in petrologic and mineralogic characteristics, and also in their genesis. The sulfide minerals occur mostly concentrated in the cement, and only locally they are present also in fragments. Most interesting and also economically the most important are the ore breccias in the Graben mine district, where they occur between the reef limestone and in the bituminous dolomite (fig. 13). Even if occurring in the same paleogeographic horizon, their petrologic and mineralogic composition is highly variable even on short distances. Highly variable is also the size of fragments which diameter ranges from millimeters to a few meters. Fragments have mostly sharp edges. Since sorting is very poor, the structure of the breccia is very chaotic. The majority of fragments consists of medium grained reef dolosparite, and occur also dark fragments of bituminous dolomicrite and dolosparite which are, however, considerably smaller than the fragments of reef dolosparite.

The dark fragments are often mineralized. They contain disseminated grains of pyrite (very often in framboidal form) and sphalerite. Grain size of dolomitic grains in the cement varies from 0.004 to 0.2 mm. Concentrations of sulfide minerals in the cement are very variable; most abundant is galena, follow by amount sphalerite, pyrite and marcasite.

Lithological characteristics of ore breccias offer indications that they are younger than the reef dolomite, and also the bituminous dolomite. On the basis of typical diagenetic indices (e.g. stylolitic sutures, cementation of pores and fissures, dolomitization, etc.) it can be deduced that the breccia is a product of epigenetic processes which may be best imagined as a combination of dissolution and postsedimentary deformation processes. Next to ore bearing intrastratified deformational breccias and the monomictic dolomitic (dissolution) breccias within the reef limestone, occurs in the Graben deposit a number of other breccias. Especially frequent are breccias in which matrix consists of shale (fig. 14), and fragments of dolomite or limestone. The genesis of breccias cannot be generalized, nor can their genesis be ascribed to a single process. The ore breccias occur also in the interstratified ores of the Central deposit, but they are, however, more rare, and not so pronounced and typical as in the reef limestone. An exception is presented by the orebody in the base of the Union mine district, between the 13th level (+ 410 m) and the height + 320 m. There two types of breccias occur, one of the typical dissolution type having the cement of coarse grained calcite, galena and sphalerite of cocade structures (table 6, figs. 3 and 4), and breccia of the second type, having the cement of fine layered fine grained ore sediment (table 6, fig. 1). It follows from the composition of fragments, composition of the country rock, and the chaotic structure in the ore sediment, that in the second instance the breccia is of the collapse type. Since in the orebody dissolution breccias prevail, also the genesis of collapse breccias can be attributed to dissolution processes in

the hanging wall rock. In the sample on table 3, fig. 4 these deformations can be seen in miniature. At this point the questions may be asked on the time and place of the genesis of the sediment, before the deposition of covering sediments or after it, on the bottom of the depositional basin or in a karst cavity, consequently either externally or internally. Since only one instance of such orebody in this level of the Wetterstein succession (at 650 m below the Cardita shale) is known, the explanation by the deposition in a karst cavity seems perhaps the most acceptable.

Discordant ores

Discordant ores may be subdivided into the following groups:

1. The 8 hours veinlike ores or fillings of subvertical, the so called 8 hours, or 120° (NW-SE) fissures,
2. Ores of the Union system, or veinlike, vein-impregnation and metasomatic ores along the post-Triassic faults and fault zones, and
3. Irregular metasomatic orebodies without clear stratigraphic-lithologic and tectonical spatial elements.

The problematics of the 8 hours ores is complex, and is not yet reliably solved. The author's personal opinion is that they were deposited about at the same time as the interstratified ores, that their genesis is consequently associated with the Triassic paleokarst processes. The 8 hours ores occur only in the upper part of the succession of the Wetterstein beds, and practically in the same horizons as the interstratified ores. As a rule they are connected with the horizons of the black breccia.

The ore of the 8 hours ores consists predominantly of galena, limonite and cerussite. Sphalerite is very subordinate, it appears only locally, disseminated in the limestone, and very seldom in fissures along with galena. Marcasite is in general entirely altered into limonite. The content of Pb in ore is largely dependent on the thickness of the galenite vein which is highly variable, from 1 cm to 3 m, and mostly from 10 to 50 cm. The veins are not always continuous. The ore appears often also in the form of irregular nests.

The country rock consists mainly of limestone, dolomite is very rare. Characteristical for the country rock is the almost total absence of any alterations as they are typical for the major part of interstratified ores along which the country rock is mostly strongly dolomitized.

The system of the ore bearing Union faults extends at a surface of about 2 km². The depth from the Carnian shale is about 600 m, according to the recent knowledge. The general direction of strike of the Union faults is north-south. In the Central deposit most of these faults dip towards the west. The dip angle varies between 25 and 80°. In their upper parts the faults tend to be steeper (50 to 80°). The ore occurs directly along the fault or the fissure, but often it reaches also some distance into the country rock. The horizontal length of the orebodies varies between 5 and 100 m, and their thickness from 0.5 to 10 m. The orebodies have very irregular shapes, and they rise gently (15 to 25°) along faults towards the northeast.

The ore grade varies much even on short distances, and so does the ratio of lead to zinc. No regularity of distribution of the two metals with depth appears to be present.

There is an abundance of faults and fissures of the Union system, but relatively few of them are mineralized. The most mineralized Union faults do not count much in the tectonical sense, since the shifts along them were minimal, if compared to other faults. The Union ores are indubitably younger than the interstratified ores. The basic condition, the space for deposition of ore components, was created by tectonic processes, but the ore was subjected later to a number of tectonic deformations, too. There is much evidence for it, the most obvious being the so called lead tectonic mirrors, and the galena with the lead tail structure. Most proof is furnished by microscopic examinations which give indications on several phases of fracturing, especially in the ore breccias. Besides the tectonic predisposition must have ruled in the Union system area also certain special geochemical conditions due to which ore components were deposited from the aqueous solution. One of the possibilities is perhaps the change of the country rock which was permeated by groundwater. In the western part, in the Navršnik and Three hour deposit, the country rock of the highly oxidized ores is dolomite, but in the area of the Union system it is a relatively pure limestone. That ores of the Union system were deposited from hydrotogenic solutions of meteoric origin, and not of juvenile origin, follows also from the inclusions of galena, pyrite, shale, clay or limonite in calcite. Also the isotopic analyses of sulfur indicate that in mineralizations of the Union system occur secondary, remobilized enrichments of sulfide minerals (Drovenik and others, 1970, 1980). Characteristic is the narrow range of δS^{34} which is an indication of the homogenization of sulfur, and with it also of remobilization of the ore components.

The irregular metasomatic ores occur in the entire deposit. In places a certain connection with one of the above described systems of ores may be ascertained, but in most instances this is no more possible. Very often occur more or less monomineral mineralizations, especially the zinc, resp. the sphaleritic ones. Among the most typical belong the zinc ores in Graben and Moring, and the lead ores in the Stari Fridrih mine districts and in the eastern part of the Graben. In the Graben deposit occur largely zinc ores in dolomitized reef limestone, and the lead ores in the lagoon dolomite. According to origin there are consequently two entirely different country rocks, and besides, there is no indication of any connection between the two dolomites. Everywhere occurs between them a several tens of meters thick belt of highly deformed shale, clayey-dolomitic breccias and dolomite (fig. 14). In this belt appear also considerable amounts of gypsum and anhydrite. The differences between the two groups of ore are shown in the summary comparison on table 8. The origin of the ore in both instances may be explained only by voluminous metasomatic processes. Mineralization took place in several phases. The succession of mineralization in the reef limestone is shown in fig. 15. A similar succession holds also for ore in the lagoon dolomite, the difference being only in the diagenetic alteration of the country rock. Mineralization (dolomite, sulfides and quartz) penetrated into the reef limestone from an other part, or horizon of the suc-

cession of beds (most probably from the younger one), while in the lagoon sediment the mineralization may have been present in one form or another already at the very beginning. In the second instance there is, moreover, the possibility of the presence of metals originally in the clayey sediment, of their migration during diagenesis into the dolomite, and of their accumulation there in ore.

The irregular metasomatic orebodies occur locally in larger extent also in the Central mine of the Mežica deposit and in the Mučevo mine district. Similarly as in Graben they differ from each other in mineral composition (mainly in proportions of mineral components) and in the country rock. In the Moring and Mučevo mine districts the country rock is generally limestone (in places without a trace of dolomitization), in the Fridrih, Stari Fridrih and Ravšarjevo mine district dolomite or dolomitized limestone. In the first two mentioned mine districts occur mainly zinc ores, and in the last three districts mainly lead ores with few zinc.

Geochemical characteristics of the Pb-Zn ores

The Triassic ores in the Northern Karavanke and Gailthaler Alps contain generally very few amounts of trace elements, which holds especially for galena. From one point of view this is economically favorable, since from ore without much trouble relatively pure lead with four nines (99.99 %) can be produced, but from the other side the ore does not contain silver, or other commercial elements or metals, and has therefore a lower price.

It can be seen from table 9 that galena contains all typical trace elements, but in low and variable amounts. Sphalerites (tables 10, 11) are much higher in trace elements, but still quite low in comparison with Paleozoic deposits in Slovenia and with other Yugoslav deposits, especially in contents of copper and iron. The latter occurs at levels from 0.1 to 2.5 % only. Sulfides of the interstratified ores are as a rule higher in trace elements than sulfides of discordant ores, with the exception of molybdenum which appears in considerable abundances especially in the Union system. The clear difference in the composition of trace elements is an additional piece of evidence against the rôle of Union fissures as supply channels of other Triassic Pb-Zn ores, since in such a case they should be as a rule richer in trace elements, especially in copper and iron.

In table 12 is shown the chemical composition of several typical ore rhythmities from the mine district where they are the most frequent. As seen, they vary considerably, either in principal components or in ore and trace elements.

Oxidation of Pb-Zn ores

The degree of oxidation is highly variable in the Mežica deposit. In places, for example in Mala Peca, Helena, Igrče and Navršnik mine districts, the individual orebodies are 50 to 90 % oxidized, in other places, in Graben, Moring, and Union districts not even 5 to 10 %. It is interesting that depth does not play the dominant part in it. Highly oxidized ores are not found only

in the upper parts of the deposit, or above the primary level of groundwater, but also in lowest parts, 300 m and more below that level. The variation of oxidation is shown by frequency distributions in figure 16. While studying the degree of oxidation of ore in individual systems one gets the impression that the ores had to be subjected to oxidation already in Triassic, at the time of their deposition, or shortly after it. This idea is suggested especially by data on the oxidation of the interstratified ores, and especially of the 120° veinlike ores. Many among them, particularly those which are situated at 50 to 60 m from the 1st Carnian shale, are namely very profoundly oxidized regardless of their present depth.

In table 13 are presented data on the degree of oxidation in individual mine districts. It can be seen that the Graben deposit is the least oxidized, although it is situated closest to the surface.

From the geological sketch (fig. 17) and cross section (fig. 18) it may be seen that the meteoric waters arrive into the Central deposit mainly from the Mount Peca area where the Wetterstein limestone is outcropping in a relatively extended surface. Due to large altitude differences between the sinkholes on Peca and the resurgences in the valley, and due to the high frequency of fissures and high degree of karstification of the limestone the circulation of groundwater through the deposit was always very intensive. At present, when the mine workings arrived to the height + 300 m, the difference of altitudes amounts to 1,800 m, while it was before the beginning of mining activities from 1,540 to 1,600 m. It is understandable that these conditions varied much during the times from Pliocene until now. The tectonic structure, however, does not give any evidence that conditions also in more distant past were not much the same. The groundwater level did not change during the given period of time only due to climatic conditions, but also due to morphologic changes in the recharge and discharge areas. In the past undoubtedly intensive mixing of groundwaters occurred which led to establishment of geochemical barriers in the deposit. Isotopic analyses show that the time of mixing of the meteoric with the ground water is actually about 5 years. The chemical composition of waters from the Wetterstein limestone is shown in table 15. The first three analyses are of waters from the Mežica mine, and the three others of waters from the surroundings. Differences are obvious, especially in contents of Pb, Zn and SO_4^{2-} . The mine water contains on the average 0.01 mg/l Pb and 0.05 mg/l Zn. By considering only these values, and the discharge of water from the mine, which is about 40 m³/min, it is possible to estimate that the deposit loses yearly about 210 kg of lead and five times that much (1,050 kg) of zinc.

The Mežica mine has been known since long by wulfenite. Less known are other oxide minerals. Although the oxidation affected more or less the entire deposit, appear higher abundances of several minerals, for example wulfenite, hydrozincite, hemimorphite and descloizite, only in particular parts of the deposit, mostly in the ores of the Union system, i.e. in Igrče, Helena and Union. Of economic importance is only cerussite which occurs as a rule in the ore together with galena with which it is commonly intensively overgrown (table 7). Smithsonite occurs usually in a highly dispersed state and

can be commonly determined only under microscope, or by chemical analysis. It occurs locally also in somewhat higher concentrations, particularly in higher levels of the deposit. Its mode of occurrence is variable, it appears either alone, or in association with hydrozincite, hemimorphite, cerussite and gypsum (table 9). A very important mineral of the oxidation zone in the Mežica deposit is wulfenite. In traces it can be found in the entire deposit, but in higher abundances only in younger fissures of the Union system. From about 80 wulfenite finding places, which are indeed since long mined out, only 8 were connected with the system of interstratified ores, and even of those more than half were recorded only as mineral showings.

It follows from data in table 16 and 17 that within the ore bearing Wetterstein limestone sequence there was available for crystallization of wulfenite enough molybdenum, most probably in the form of finely disseminated jordisite. It is more and more obvious that in fissures and along faults of the Union system occurred deposition of secondary Pb-Zn ores which are, among others, characterized also by higher contents of molybdenum.

Conclusive remarks on the genesis of the Pb-Zn ores in the Mežica deposit

It follows from all above explanations that the Mežica deposit was formed in several phases, and that it was subjected to a number of secondary alterations. It makes no sense to look in each particular type of ore evidence for the primary genesis, because it will not be found as a rule. An even more serious mistake would be to generalize such ideas on the genesis. Therefore the present author discussed his views and reflections on the genesis progressively, while discussing particular groups of ores. In figure 19 the main phases of the deposit are schematically shown. It can be seen that the predominant part of the deposit was formed during the late diagenetic and epigenetic processes, and only a small part during the early diagenesis. The ore rhythmities cannot be considered by any means as the source material of all other ores. They are of relatively subordinate abundance in the Wetterstein limestone, in total they make less than 1% of the entire ore mass of the interstratified orebodies. Also during their deposition they probably were not much more abundant. However, they may be useful in explaining several phenomena in the Triassic ores. It follows from the paragenetic evolution of sulfide minerals in the ore rhythmities that in them collective crystallization and metasomatic processes occurred, and with them also considerable ore concentrations, particularly in the pure carbonate beds. If this may be established at the millimeter scale, then the same phenomenon may be inferred to have occurred also in several decimeter or several meters thick beds in which the conditions for metasomatism and collective crystallization were obviously even more favorable. A considerable influence in this had certainly also dolomitization during which the porosity may be increased up to 13%.

The problematics of the source of the ore components is still to a high degree unclear. The author discussed the question in the paper on the Anisian deposit of Topla (Štručl, 1974), and because no new, more solid evidence was discovered since then, those suppositions should remain in vigour.

In the schematic presentation the ore rhythmites of the Graben deposit may have at the first look a somewhat unusual position, but they are internal ore sediments in the reef limestone, which means that they were deposited in vugs and other karst cavities of the already solidified reef limestone. Perhaps this holds also for a part of ore rhythmites in the Wetterstein limestone, but here many questions are not clear yet.

It also follows from the paragenetic presentation that the Pb-Zn ores have been formed all the time, practically up to the present day. We do not know, to be sure, what happened to the deposit between Triassic and Miocene. It is, however, almost certain that the deposit was not conserved, especially if taking into consideration that due to the cover of 1,500 to 2,000 m of overlying younger beds the temperatures and pressures must have changed considerably within the orebearing sedimentary beds. A considerable contribution to alterations within the deposit was undoubtedly supplied by the tectonic processes of the Alpidic orogeny. A more clear evidence on changes and deposition of younger ores is offered by post tectonic supergeneous processes. These processes did not only alter the appearance, composition and mineralogical and physico-chemical properties of the Triassic ores and country rocks, they also contributed much to the genesis of new Pb-Zn ores.

Literatura

- Bechstädt, T. 1973, Zykloteme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth. Veröff. der Univ. Innsbruck, Bd. 86, 25—55, Innsbruck.
- Bechstädt, T. 1975, Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 149, 73—95, Stuttgart.
- Bechstädt, T. 1979, The Lead-Zinc Deposit of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria) Palinspatic situation, Paleogeography and Ore Mineralisation. Verh. Geol. B. A., 3, 221—235, Wien.
- Berce, B. 1960, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici. Geologija 6, 235—250, Ljubljana.
- Berhane, M. 1976, Svinčevo cinkova orudenenja ob unionskih prelomnicah v Mežici. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Bernard, A. J. 1972, Le rôle métallogénique de la sédimentation intrakarstique. Int. Sed. Congr. Heidelberg 1971, 43—57, Springer Verlag, Berlin.
- Bernard, A. J. 1973, Metallogenic processes of intrakarstic sedimentation. Ores in sediments. Internat. Union Geol. Sc., Ser. A, 43—57, Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- Brumen, A. 1959, Značilne plasti wettersteinskih apncev. Diplomaska naloga, Ljubljana.
- Brunlechner, A. 1884, Die Minerale des Herzogthums Kärnten, Verl. von Ferd. v. Kleinmayr, Klagenfurt.
- Brunlechner, A. 1888, Die Sphärenzerze von Miess in Kärnten. Jb. Geol. R. A., 37, 311—320, Wien.
- Drovenik, M., Leskovšek, H., Pezdič, J. & Strucl, I. 1970, Izo-
topska sestava žvepla v sulfidih nekaterih jugoslovanskih nahajališč. Rudarsko meta-
lurški zbornik, 2—3, 153—173, Ljubljana.
- Drovenik, M., Strucl, I. & Pezdič, J. 1980a, Izotopska sestava žvepla
v svinčevo-cinkovih nahajališčih severnih Karavank (I. in 2. del). Rudarsko-meta-
lurški zbornik, 2—3 in 4, 179—197 in 413—436, Ljubljana.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980b, Nastanek ru-
dišč v SR Sloveniji. Geologija 23/1, 1—157, Ljubljana.

- Duhovnik, J. 1954, O izvoru molibdena v svinčevem in cinkovem rudišču Mežica, *Geologija* 2, 113—117, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1956, Über die metallogenitischen Epochen und Provinzen Jugoslawiens. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 101. Jahrgang, Heft 2, 30—32, Wien.
- Duhovnik, J. 1967, Facts for and against a syngenetic origin of the stratiform ore deposits of lead and zinc. *Economic Geology Monograph* 3, 108—125, New York.
- Fabjančič, J. 1965, Razprave na mednarodnem posvetovanju v Mežici 17. 11. 1964. Rudarsko-metalurški zbornik, 2, 181—184, Ljubljana.
- Faninger, E. & Štruel, I. 1978, Plutonic emplacement in the Eastern Karavanke Alps. *Geologija* 21, 81—87, Ljubljana.
- Germann, K. 1966, Ablauf und Ausmass diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias) Doktorska disertacija, München.
- Grafenauer, S. 1958a, Diskusija k članku »Rudarsko-geološka karakteristika Rudnika Mežica«, *Geologija* 4, 229—236, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1958b, O nastopanju svinčevih, cinkovih in molibdenovih orudenenj v Mežici, Rudarsko-metalurški zbornik, 8, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1959, Redki prirodni svinčeni oksidi v Mežici. *Geologija*, 5, 56—62, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1962, Geneza vzhodnoalpskih svinčevih in cinkovih nahajališč. Rudarsko-metalurški zbornik, 4, 313—322, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, 2, 165—172, Ljubljana.
- Grafenauer, S., Ottemann, J. & Strmole, D. 1968, Über Descloizit und Wulfenit von Mežica (Mies) Jugoslawien. *N. Jb. Miner. Abh.* 109, 1/2, 25—32, Stuttgart.
- Granigg, B. & Koritschoner, J. H. 1914, Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugesbietes von Miess in Kärnten. *Zeitschrift f. prakt. Geologie*, Jhg. 22, 4/5, 171—193, Berlin.
- Hegemann, F. 1949, Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. *Heidelberger Beiträge, Min. und Petrogr.*, 1, 690—715, Heidelberg.
- Holler, H. 1936, Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte, Carinthia II, Sonderh. 7, 1—82, Klagenfurt.
- Holler, H. 1960, Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. *Carinthia II*, 150, 63—75, Klagenfurt.
- Johnson, J. H. 1961, Limestone building algae and algal limestones. *Colorado School of Mines*, 297, Boulder.
- Kanaki, F. 1972, Die Minerale Bleiberger (Kärnten). Sonderdruck aus *Carinthia II. Mitt. des Naturw. Vereines für Kärnten*, 82, 162. Jhg., Klagenfurt.
- Kostelka, L. 1965, Opažanja in misli o svinčevih-cinkovih orudenenjih v Apneniških Alpah južno od Drave, Rudarsko-metalurški zbornik, 2, 173—180, Ljubljana.
- Kostelka, L. 1966, Der triadische Geosynklinal vulkanismus und die Blei-Zink Vererzung in den Drau-Kalkalpen. *Symposium int. giacim. min. Alpi, 1927—1934*, Trento.
- Kostelka, L. 1971, Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und Ihrer Umgebung. *Carinthia II, Sonderh. 28, Festschrift Kahler*, 283—289, Klagenfurt.
- Kranz, J. R. 1974, Geochemische Charakteristik des erzhöffigen Oberen Wettersteinkalkes (alpine Mitteltrias) der Ostalpen. *Disertacija FU Berlin*.
- Kranz, J. R. 1976, Stratiforme und diskordante Zink-Blei-Anomalien im erzhöffigen Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). *Mineral. Deposita* 11, 6—23, Berlin.
- Lagny, Ph. 1974, Le gisement de Salafossa, un remplissage paléokarstique plombo-zincifère, These présentée a l'Université de Nancy I, 1—366, Nancy.

- Lambert, I. B. & Bubela, B. 1970, Banded sulphide Ores; The Experimental Production of Monomineralic Sulphide Bands in Sediments. Mineralium Deposita 5, 97—102, Berlin.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. 1964, Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol., 72, 68—83, Chicago.
- Love, L. G. & Amstutz, G. C. 1966, Review of Microscopic Pyrite. Fortschr. Mineral., 43, 273—309, Heidelberg.
- Meixner, H. 1935, Dekloazit od Črne kod Mežica. RAD, 251, Jugosl. Akad. Zagreb, 231—233, Zagreb.
- Meixner, H. 1950, Über Jordesit (amorphes Molybdänsulfid) von Bleiberg in Kärnten. Carinthia II, 139 140, 39—51, Klagenfurt.
- Meixner, H. 1956, Zur Molybdänmineralführung in Kärntner Pb-Zn Lagerstätten. Karinthin, F 31 32, 133—138, Klagenfurt.
- Mohs, F. 1807, Die Villacher Alpe, und die dieselbe zunächst umgebenden Gegenden. Molle Efemeriden Berg- und Hüttenkunde, Bd. 3, 161—228, Nürnberg.
- Perelman, A. I. 1968, Geohimija epigenetičeskih procesov, Nedra, Moskva.
- Sander, B. 1936, Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge, Mineral. Petrogr. Mitt., 48, 27—209, Leipzig.
- Sander, B. 1950, Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II, Springer, Wien.
- Schneider, H. J. 1953, Lagerstättenkundliche Untersuchungen im oberen Wettersteinkalk der Bayrischen Kalkalpen. Doktorska disertacija, München.
- Schneider, H. J. 1964, Facies differentiation and controlling factors for the depositional Lead-Zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps, Developments in Sedimentology 2, 29-45, Amsterdam.
- Schroll, E. 1949, Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn Lagerstätte Bleiberg Kreuth in Kärnten. Verh. Geol. B. A., 138—157, Wien.
- Schroll, E. 1953, Mineralparagenese und Mineralisation der Bleiberg-Kreuther Blei-Zink-Lagerstätte Carinthia II, 143, 47—55, Klagenfurt.
- Schroll, E. 1954, Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zinkerze. Oesterr. Min. Gesellschaft, 1—85, Wien.
- Schroll, E. 1965, O vprašanju abnormalne izotopne sestave svinca v svinčevih in cinkovih rudiščih Apneniških Alp. Rudarskometalurški zbornik 2, 139—154, Ljubljana.
- Schroll, E. 1975, Analytische Geochemie, Methodik, Bd 1, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Schroll, E. 1976, Analytische Geochemie, Grundlagen und Anwendungen, Bd. II, Ferdinand Enke Verl., Stuttgart.
- Schulz, O. 1964, Mechanische Erzanlagerungs Gefüge in den Pb-Zn Lagerstätten Mežica und Cave del Predil, Berg- und Hüttenm. Mh., 109, 12, 385—389, Wien.
- Schulz, O. 1973, Wirtschaftlich bedeutende Zinkanreicherung in syndiagenetischer submariner Deformationsbreccie in Kreuth (Kärnten), Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, 280—295, Stuttgart.
- Schulz, O. 1975, Resedimentbreccien und ihre möglichen Zusammenhänge mit Zn-Pb Konzentrationen in Mitteltriadischen Sedimenten der Gailtaler Alpen (Kärnten), Tscherm. Min. Petrogr. Mitt. 22, 130—157, Stuttgart.
- Smirnov, S. S. 1954, Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten, Akademischer Verlag, Berlin.
- Strucl, I. 1959, Geološke karakteristike rudnika Mežice i okoline sa naročitim osvrtom na tektoniku, genuzu i perspektivni razvoj rudarsko-geoloških radova. III. kongres geologa FNRJ, 363—375, Budva.
- Strucl, I. 1965 a, Nekaj misli o nastanku karavanških svinčevo cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežice. Rudarskometalurški zbornik 2, 155—164, Ljubljana.
- Strucl, I. 1965b, Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. Zbornik »300 let mežiški rudniki«, 115—139, Mežica.
- Strucl, I. 1970 a, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija 13, 5—20, Ljubljana.

- Strucl, I. 1970 b, Poseben tip mežiškega svinčevo cinkovega orudenjenja v rudišču Graben. *Geologija* 13, 21—34, Ljubljana.
- Strucl, I. 1971, On the geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the triassic Lead zinc-Deposits. *Sedimentology of parts of central Europe*, Guide book, VII. Int. Sediment. Congress, 285—301, Heidelberg.
- Strucl, I. 1974, Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. *Geologija* 17, 299—397, Ljubljana.
- Strucl, I. 1981, Die Schichtgebundenen Blei-Zink-lagerstätten Jugoslawiens. *Mitt. österr. geol. Ges.*, 74/75, 307—322, Wien.
- Takanashi, T. 1960, Supergene Alteration of Zinc and Lead Deposits in Limestone. *Economic Geology*, Vol. 55, No 6, 1083—1115, New York.
- Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen), K. K. Geol. R. A. Wien.
- Tufar, W. 1980 a, Ore Mineralization from the Eastern Alps, Austria, as strata-bound-syngenetic Formations of pre-alpine and alpine Age. *Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium*, 513—544, Stuttgart.
- Tufar, W. 1980 b, Ore Deposits of the Eastern Alps. 8th Internat. Geochemical Explor. Symp., Bundesanst. für Geowissenschaften und Rohstoffe, Excursion Guide, C 6, 1—78, Hannover.
- Tufar, W. 1981, Die Vererzungen der Ostalpen und Vergleiche mit Typlokalitäten anderer Orogengebiete. *Mitt. österr. geol. Ges.* 74/75, 265—306, Wien.
- Uzdowski, H. E. 1967, Die Genese von Dolomit in Sedimenten. *Min. und Petrogr. in Einzeldarst.*, Bd. 4, Springer Verl., Berlin.
- Weber-Diefenbach K. 1977, *Geochemistry and Diagenesis of Recent Heavy Metal Ore Deposits of the Atlantis — II — Deep (Red Sea), Time and Strata-Bound Ore Deposits* Springer-Verlag, 417—436, Berlin.
- Wulfen, X. 1785, *Abhandlungen vom kärtnerischen Bleyspate*. Johann Kraussische Buchhandlung, 1—150, Wien.
- Zippe, F. X. 1860, Über den rhombischen Vanadit. *Sitzb.*, 45, 197—200, Wien.
- Zorc, A. & Bertapelle, A. 1954, *Der Blei-Zink-Molybdänerzbergbau Mezica. Montan-Ruhdschau, Sonderheft Erzbergbau*, 113—121, Wien.
- Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. *Geologija* 3, 24—80, Ljubljana.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Črna breča z odlomki iz mikritnega in intramikritnega apnenca ter fosilnih ostankov. Odlomki so delno silificirani (bela zrna) in orudeni (črna zrna). Vezivo breče je iz sparitnega kalcita. Revir Navršnik, 12 ×

Fig. 1. Black breccia with fragments of micritic and intramicritic limestone and fossil remains. Fragments are partly silicified (white grains) and partly mineralized (black grains). Cement of breccia consists of sparitic calcite. Navršnik mine district, 12 ×

Sl. 2. Detajl orudenelega in silificiranega odlomka črne breče s slike 1 in del orudenele poznodiagenetske (ali epigenetske) kalcitne žilice s sfaleritom (črna zrna) in fluoritom (F). 52 ×

Fig. 2. Detail of mineralized and silicified fragment of black breccia from fig. 1 and a part of mineralized late diagenetic (or epigenetic) calcite veinlet with sphalerite (black grains) and fluorite (F). 52 ×

Sl. 3 in 4. Detajla orudenelih in silificiranih odlomkov črne breče s slike 1. Črna zrna — sfalerit, bela zrna — kremen, R — roženec. 52 ×

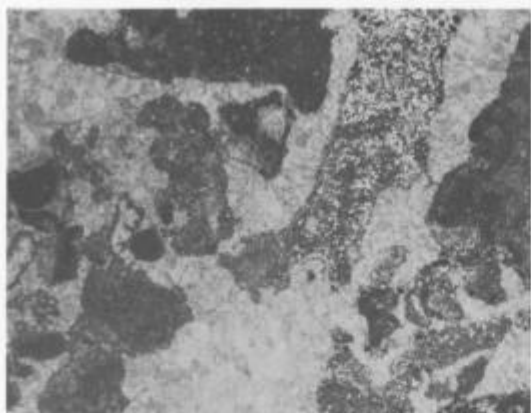
Figs. 3 and 4. Details of mineralized and silicified fragments of black breccia from fig. 1. Black grains — sphalerite, white grains — quartz. R — chert. 52 ×

Sl. 5. Odlomek črne breče s fosilnimi (algnimi ?) ostanki, razpršenim kremenom (bela zrna) in posameznimi zrni sfalerita (črna zrna). 52 ×

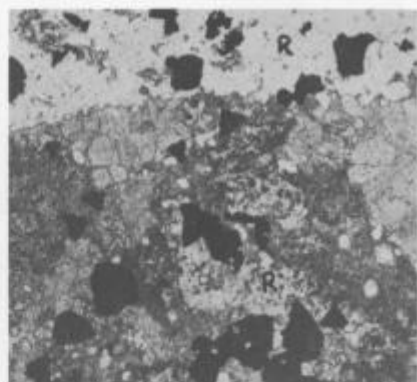
Fig. 5. Fragment of black breccia with fossil (algal ?) remains, disseminated quartz (white grains) and individual sphalerite grains (black grains). 52 ×

Sl. 6. Korodiran in s sparitnim kalcitom nadomeščen stromatolitni apnenec z vložkom intrasparitnega apnenca. Revir Srednja cona, 7. obzorje. 12 ×

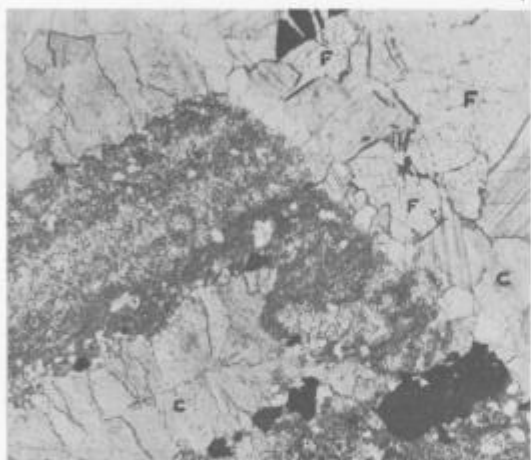
Fig. 6. Stromatolitic limestone, corroded and replaced by sparitic calcite, and an inclusion of intrasparitic limestone. Srednja cona mine district, 7th level. 12 ×



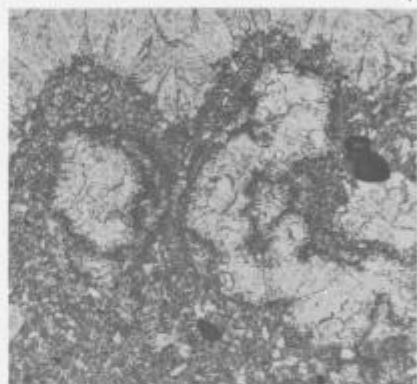
1



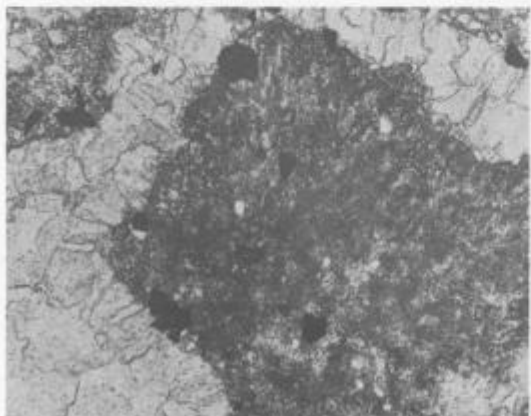
4



2



5



3



6

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1. Rudni ritmit in metasomatska ruda z galenitom, sfaleritom in dolomitom. Revir Navršnik, 8. obzorje. Naravna velikost 15 × 15 cm

Fig. 1. Ore rhythmite and metasomatic ore with galena, sphalerite and dolomite. Navršnik mine district, 8th level. Natural size 15 × 15 cm

Sl. 2. Rudni ritmit in metasomatska ruda (galenit, sfalerit, pirit, markazit, dolomit) z diagenetsko obremenitveno strukturo. Revir Navršnik, 8. obzorje. Naravna velikost 20 × 20 cm

Fig. 2. Ore rhythmite and metasomatic ore (galena, sphalerite, pyrite, marcasite and dolomite) with diagenetic load-cast structure. Navršnik mine district, 8th level. Natural size 20 × 20 cm

Sl. 3. Delno oksidirano interstratificirano orudnenje z rudnimi ritmiti in pozno-diagenetsko metasomatsko rudo. Revir Navršnik, 9. obzorje

Fig. 3. Partly oxydized strata-bound ore with ore rhythmite and late diagenetic metasomatic ore. Navršnik mine district, 9th level

Sl. 4. Bogato interstratificirano orudnenje z metasomatsko rudo. Revir Navršnik, 9. obzorje

Fig. 4. Rich interstratified mineralization with metasomatic ore. Navršnik mine district, 9th level

Sl. 5. Orudnenje s sfaleritom (sivo) in galenitom (belo) v dolomitiziranem grebenskem apnencu. Revir Graben, 8. obzorje. Odsevna polarizirana svetloba, 35 ×

Fig. 5. Mineralization with sphalerite (gray) and galena (white) in dolomitized reef limestone. Graben mine district, 8th level. Reflected polarized light, 35 ×

Sl. 6. Monomineralno orudnenje s sfaleritom v dolomitiziranem grebenskem apnencu. Revir Graben, 10. obzorje. Odsevna polarizirana svetloba, 35 ×

Fig. 6. Monomineral ore with sphalerite in dolomitized reef limestone. Graben mine district, 10th level. Reflected polarized light, 35 ×

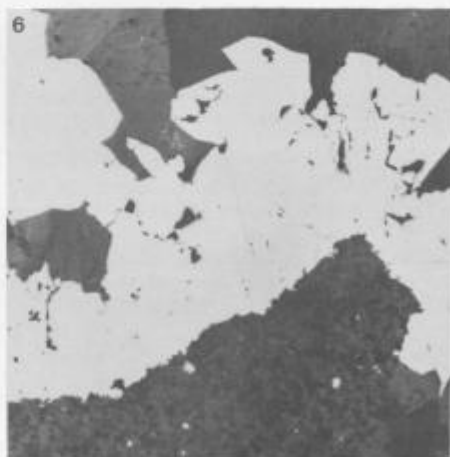
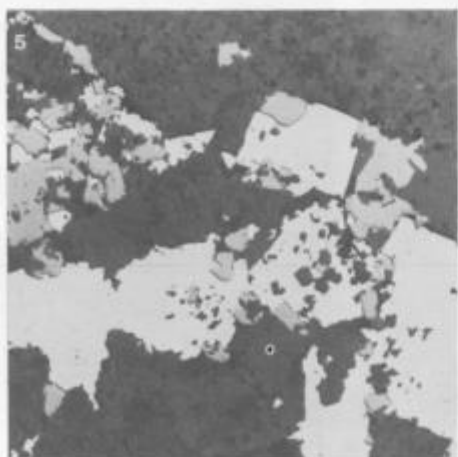
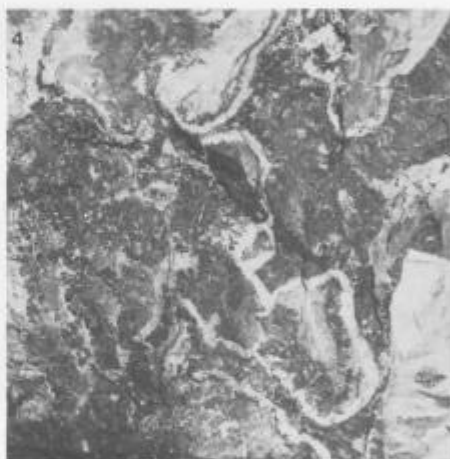
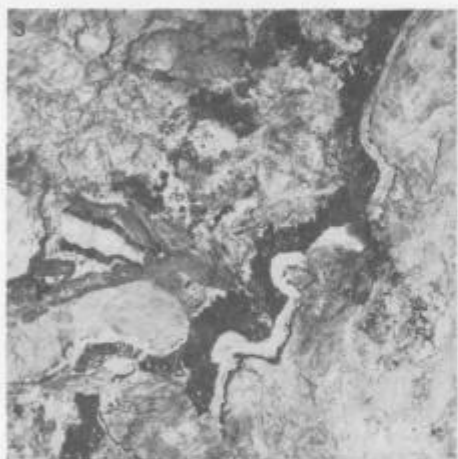
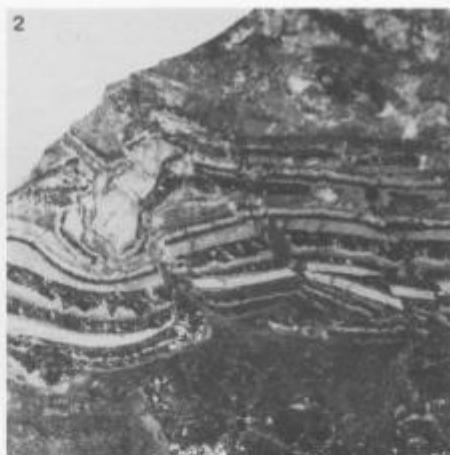


Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1. Metakristali galenita in nepravilna zrna sfalerita — zelo pogosta oblika kristalizacije sulfidnih mineralov v rudnih ritmitih. Revir Moring, 12. obzorje. Odsevna polarizirana svetloba, 40 ×

Fig. 1. Galena metacrysts and irregular sphalerite grains — a very frequent crystallization form of sulfide minerals in ore rhythmities. Moring district, 12th level. Reflected polarized light, 40 ×

Sl. 2. Rudni ritmit z vložkom galenita med razpršenim drobnozrnatim sfaleritom. Revir Graben, 11. obzorje. Odsevna polarizirana svetloba, 40 ×

Fig. 2. Ore rhythmite with irregular galena lamina between disseminated fine grained sphalerite. Graben district, 11th level. Reflected polarized light, 40 ×

Sl. 3. Rudni ritmit z galenitom (črna zrna), sfaleritom (s), kalcitom in dolomitom. Revir Moring, 12. obzorje

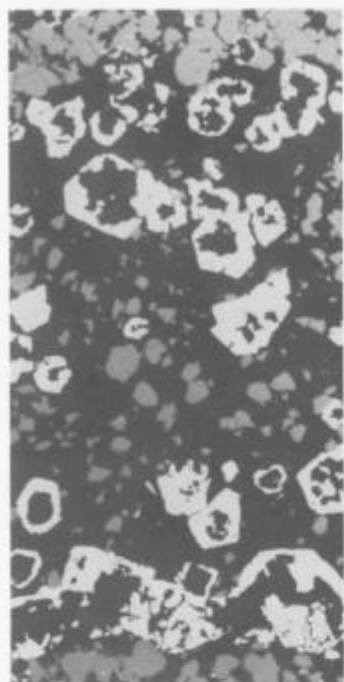
Fig. 3. Galena-sphalerite-calcite-dolomite rhythmite in Wetterstein limestone. White = calcite, light gray = calcite and dolomite with sphalerite (s), black = galena. Moring district, 12th level

Sl. 4. Rudni ritmit s sfaleritom in dolomitom iz globljega dela wettersteinskega apnenca. Svetlo sive lamine so orudene s sfaleritom, v črnih laminah pa je zelo malo ali nič sfalerita. Revir Union, 15. obzorje. Interstratificirano orudenenje 650 m pod 1. karnijskim skrjavcem

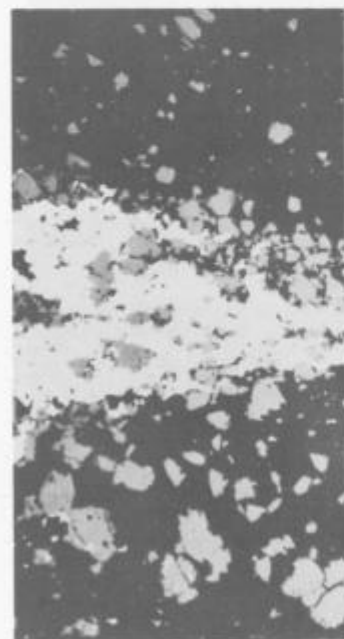
Fig. 4. Sphalerite-dolomite rhythmite from the lower part of Wetterstein limestone. The light grey laminae consist of enrichments of sphalerite, the black ones contain little or no sphalerite grains. Union district, 15th level. Strata-bound orebody 650 m below the 1st Carnian shale

Sl. 5. Rudni ritmit s sfaleritom (s), galenitom (črna zrna) in klasti wettersteinskega apnenca z obremenitvenimi strukturami. Revir Moring, obzorje + 332 m

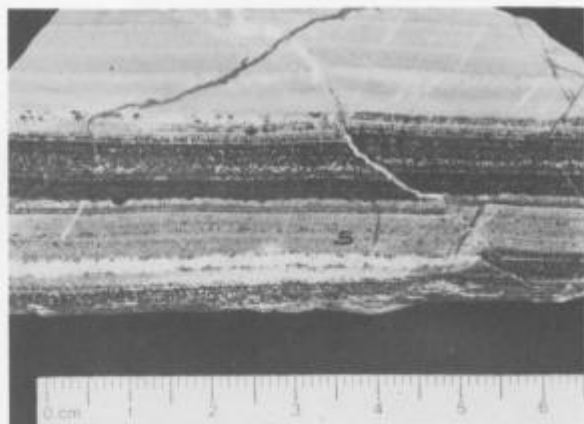
Fig. 5. Sphalerite-galena rhythmite with clasts of Wetterstein limestone and load-cast structures. Moring district, level + 332 m



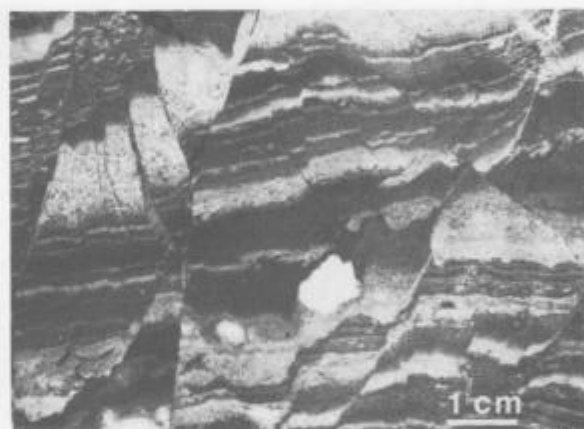
1



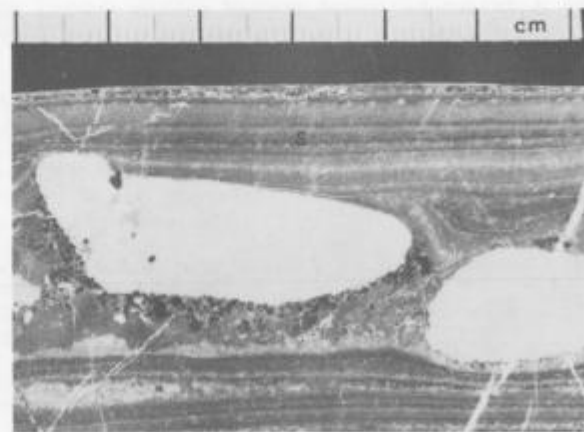
2



3



4



5

Tabla 4 — Plate 4

Sl. 1. Metasomatski galenit v rudnem ritmitu z vključki sfalerita (sivo), fluorita (črna idiomorfna zrna) in karbonata (črna nepravilna zrna). Revir Moring, 11. obzorje. Odsevna polarizirana svetloba, 40 ×

Fig. 1. Metasomatic galena in ore rhythmite with inclusions of sphalerite (grey grains), fluorspar (black idiomorphic grains) and carbonate (black xenomorphic grains) inclusions. Moring district, 11th level. Reflected polarized light, 40 ×

Sl. 2. Piritna framboida v sfaleritu rudnega ritmita. Revir Graben, 10. obzorje. Odsevna polarizirana svetloba, 320 ×

Fig. 2. Pyrite framboids in sphalerite of ore rhythmite. Graben district, 10th level. Reflected polarized light, 320 ×

Sl. 3. Diagenetski kalcitni cement s sfaleritom in fluoritom v mikritnem wettersteinskem apnencu. Revir Navršnik, 12. obzorje. Presevna polarizirana svetloba, 50 ×

Fig. 3. Diagenetic coarse grained calcitic cement with sphalerite and fluorspar in micritic Wetterstein limestone. Navršnik district, 12th level. Transmitted polarized light, 50 ×

Sl. 4. Jedkana sfaleritna zrna (z raztopino H_2SO_4 in $KMnO_4$) iz orudene breče v grebenskem apnencu. Revir Graben, 12. obzorje (Balos). Odsevna polarizirana svetloba, 40 ×

Fig. 4. Etched (with a solution of H_2SO_4 and $KMnO_4$) sphalerite grains from the ore bearing breccia in the reef limestone. Graben district, 12th level (Balos). Reflected polarized light, 40 ×

Sl. 5. Drobne sfaleritne (sive) in karbonatne (črne) kroglice v piritu. Revir Moring, obzorje + 332 m. Odsevna polarizirana svetloba, 370 ×

Fig. 5. Tiny sphalerite (grey grains) and carbonate (black grains) globules in pyrite. Moring district, level + 332 m. Reflected polarized light, 370 ×

Sl. 6. Sfaleritno-karbonatne koncentrične kroglice v galenitu. Moring, obzorje + 332 m. Odsevna polarizirana svetloba, 150 ×

Fig. 6. Sphalerite-carbonate concentric globules in galena. Moring district, level + 332 m. Reflected polarized light, 150 ×

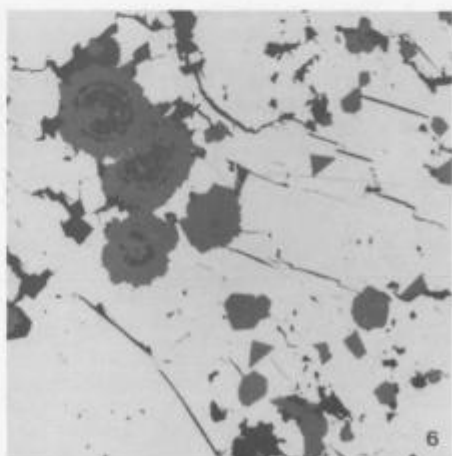
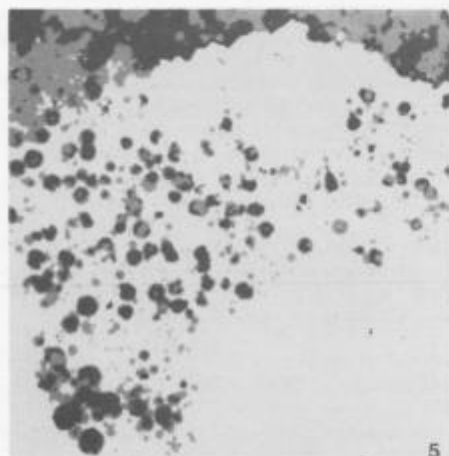
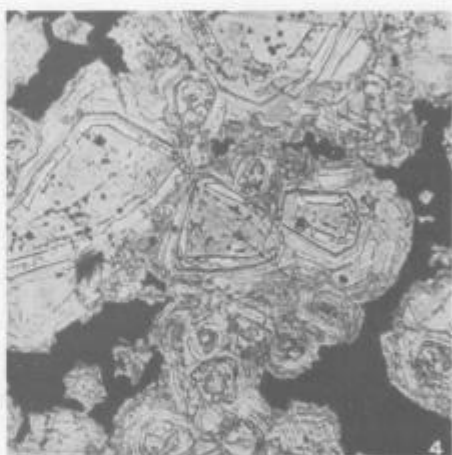
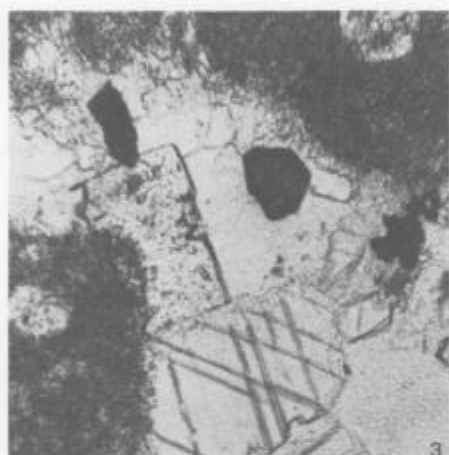
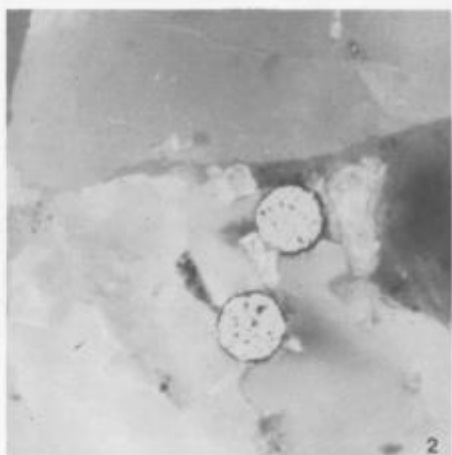
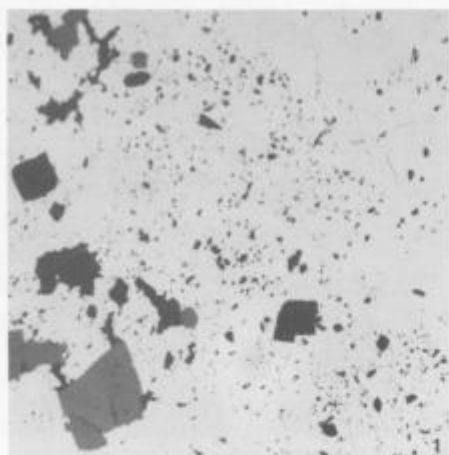


Tabla 5 — Plate 5

- Sl. 1. Markazit iz interstratificiranega orudenjenja s karbonatnimi vključki. Navršnik, 15. obzorje (+ 372 m), odkop št. 25. Povečava 35 ×
 Fig. 1. Marcasite from interstratified ore with carbonate inclusions (black). Navršnik, 15th level (+ 372 m), stopes No 25. 35 ×
- Sl. 2. Pirit (drobna zrna) in markazit iz interstratificiranega orudenjenja na Moringu. Obzorje + 332 m, odkop št. 21. Povečava 35 ×
 Fig. 2. Pyrite (fine grains) and marcasite from interstratified ore in Moring. Level + 332 m, stopes No 21. 35 ×
- Sl. 3. Piritno-markazitno zrno iz rudnega ritmita s pseudomorfozami sfalerita (sivo) in kalcita (črno) po markazitu. Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 1. Povečava 150 ×
 Fig. 3. Pyrite-marcasite grain in ore rhythmite with pseudomorphs of sphalerite (grey) and calcite (black) after marcasite. Moring, level + 332 m, stopes No 1. 150 ×
- Sl. 4. Conarni agregat pirita (p) in melnikovitpirita (mp) z igličastimi vključki markazita, ki so pa povečini nadomeščeni s karbonatom (črno) ali sfaleritom (sivo). Interstratificirano orudenjenje v Navršniku, 9. obzorje. Povečava 60 ×
 Fig. 4. Zoned aggregate of pyrite (p) and melnikovite-pyrite (mp) with acicular inclusions of marcasite which are in major part replaced by carbonate (black) or sphalerite (grey). Interstratified ore in Navršnik, 9th level. 60 ×
- Sl. 5. Zraščen sfaleritni agregat s koncentričnimi globulami iz sfalerita in karbonata. Interstratificirano orudenjenje v Navršniku, 14. obzorje, odkop št. 85. Povečava 150 ×
 Fig. 5. Overgrown sphalerite aggregate with concentric globules of sphalerite and carbonate. Interstratified ore in Navršnik, 14th level, stopes No. 85. 150 ×
- Sl. 6. Pirit z markazitnimi iglicami, ki so večinoma nadomeščene s sfaleritom (sivo) ali karbonatom (črno). Interstratificirano orudenjenje v Navršniku, 9. obzorje. Povečava 60 ×
 Fig. 6. Pyrite with marcasite needles which are mostly replaced by sphalerite (grey) or carbonate (black). Interstratified ore in Navršnik, 9th level. 60 ×

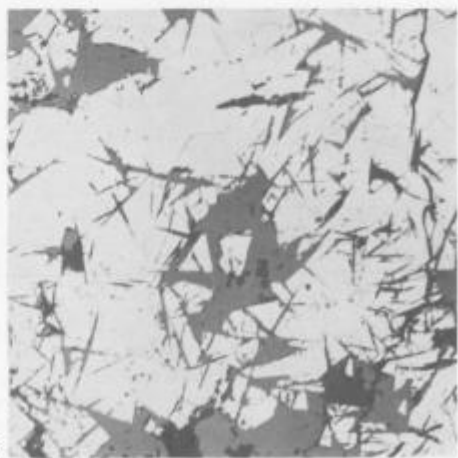
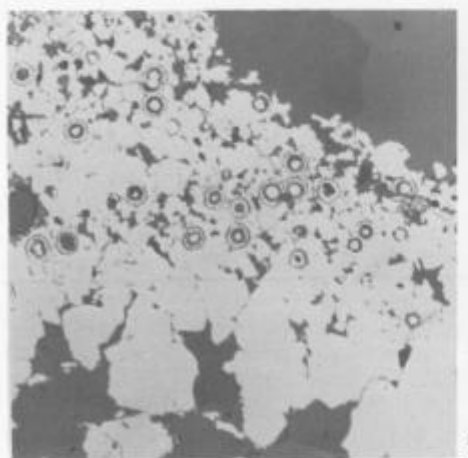
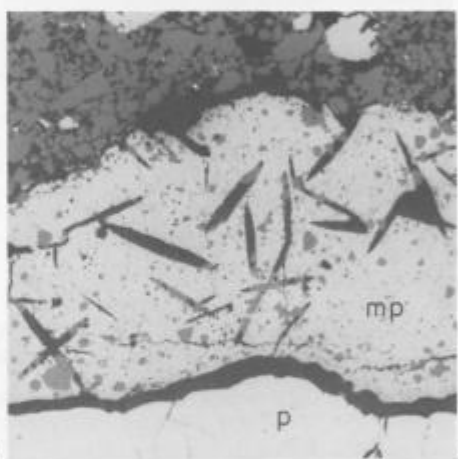
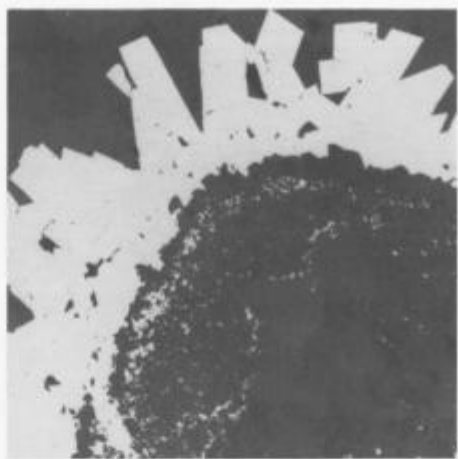
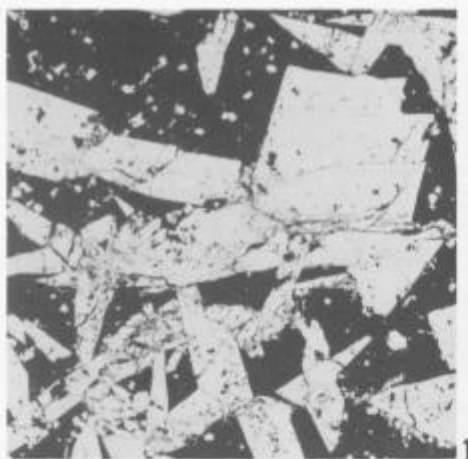
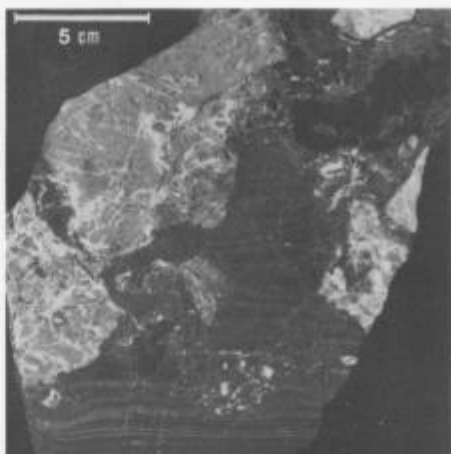


Tabla 6 — Plate 6

- Sl. 1. Deformacijska breča v rudnem sedimentu (rudni ritmit dolomita in sfalerita) sredi wettersteinskega apnenca, 650 m pod 1. karnijskim skrilačcem (detajl rudnega ritmita je na tabli 2, slika 4). Union, 15. obzorje
 Fig. 1. Collapse breccia in ore bearing sediment (sphalerite-dolomite rhythmite) within the Wetterstein limestone, 650 m below the 1st Carnian shale (detail of the ore rhythmite on plate 2, figure 4). Union district, 15th level
- Sl. 2. Breča z rudnim sedimentom (rudni ritmit z dolomitom in sfaleritom) in obogatitvami galenita. Graben, 12. obzorje
 Fig. 2. Breccia with ore bearing sediment (sphalerite-dolomite rhythmite) and enrichments of galena (black grains). Graben district, 12th level
- Sl. 3. Disolucijska breča, orudena s sfaleritom in galenitom, sredi wettersteinskega apnenca. Revir Union, 15. obzorje
 Fig. 3. Dissolution breccia mineralized with sphalerite and galena within the Wetterstein limestone. Union district, 15th level
- Sl. 4. Breča z rudnim vezivom iz sfalerita (siva osnova), galenita (s kovinskim sijajem) in sorazmerno malo kalcita (belo). Revir Union, 15. obzorje
 Fig. 4. Breccia cemented by sulfides and carbonates (sphalerite = grey matrix, galena = metallic luster, calcite = white). Union district, 15th level
- Sl. 5. Skorjasta svetlica in delno zdrobljena zrna galenita in sfalerita v rudni breči orudenega brečastega pasu med grebenskimi apnencem in bituminoznim dolomitom. Revir Graben, 12. obzorje (Balos). Odsevna polarizirana svetloba, 35 ×
 Fig. 5. Colloform sphalerite (schalenblende) and partly crushed galena and sphalerite grains in the breccia matrix of the ore bearing breccia zone between reef limestone and bituminous dolomite. Graben district, 12th level (Balos). Reflected polarized light, 35 ×
- Sl. 6. Drobnozrnato vezivo (dolomit, sfalerit, galenit, pirit, glinovec in organska snov) rudne breče med grebenskimi apnencem in bituminoznim dolomitom. Graben, 12. obzorje (Balos). Odsevna polarizirana svetloba, 35 ×
 Fig. 6. Fine grained matrix (dolomite, sphalerite, galena, pyrite, clay and bituminous substance) of the ore bearing breccia between reef limestone and bituminous dolomite. Graben district, 12th level (Balos). Reflected polarized light, 35 ×



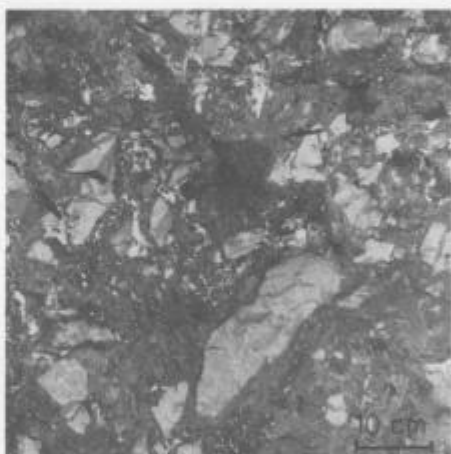
1



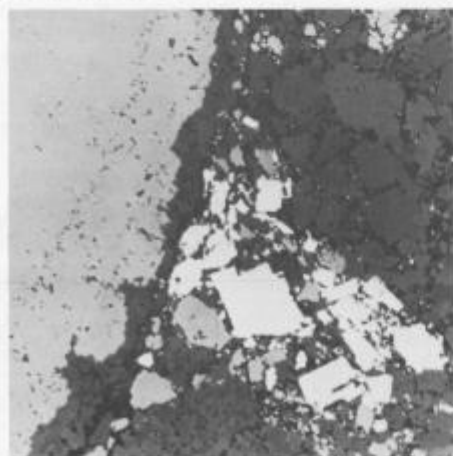
2



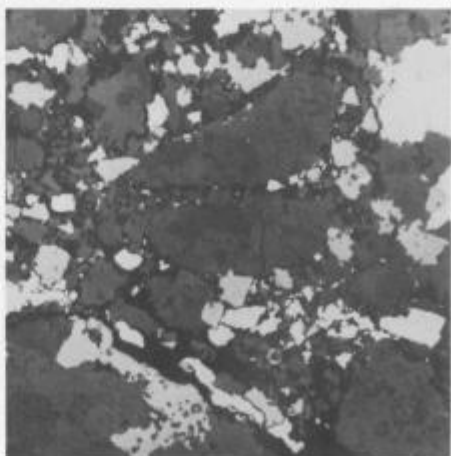
3



4



5



6

Tabla 7 — Plate 7

Sl. 1. Z galenitom in sfaleritom orudenela prelomnica unionskega sistema v stropu 4. obzorja v Igrčevem. Ruda je zdrobljena s porudnimi premiki

Fig. 1. Union system fault mineralized with galena and sphalerite on the 4th level in the Igrče mine district. The ore was crushed by younger post-ore displacements

Sl. 2. Zelo pogosta oblika oksidacije galenita po razkolnih ploskvah in drugih razpokah, ki so zapolnjene s cerusitom, tu in tam pa tudi z anglezitom. Navršnik, 15. obzorje (+ 372 m). Povečava 130 ×

Fig. 2. Vrey common form of oxidation of galena along cleavage planes and other fractures which are filled with cerussite, in places also with anglesite. Navršnik mine district, 15th level (+ 372 m). 130 ×

Sl. 3. Oksidacija posameznih delov galenita med razkolnimi ploskvami. V cerusitu so številni vključki galenita. Navršnik, 15. obzorje. Povečava 130 ×

Fig. 3. Oxidation of parts of galena between cleavage planes. Cerussite contains numerous inclusions of galena. Navršnik, 15th level. 130 ×

Sl. 4. Cerusit, obrobljen z galenitom. Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 21. Povečava 250 × (v olju)

Fig. 4. Cerussite rimmed by galena. Moring, level + 332 m. 250 × (in oil)

Sl. 5. Geoda v oksidiranem galenitu z drobnimi cerusitnimi kristali. V cerusitu so številni vključki galenita. Ta oblika oksidacije je zlasti pogosta v osemurnih in wulfenitnih orudnenjih. Povečava 65 ×

Fig. 5. Geode with cerussite crystals within intensively oxidized galena. Cerussite contains numerous inclusions of galena. This form of oxidation is common especially in wulfenite orebodies and in strata-bound mineralized veins and fissures of the 8th System. 65 ×

Sl. 6. Galenit v obliki »svinčevega repa« ali jeklenke iz osemurnega orudnenja. Navršnik, 11. obzorje. Povečava 130 ×

Fig. 6. Galena in form of bleischweif from the 8th System. Navršnik, 11th level. 130 ×

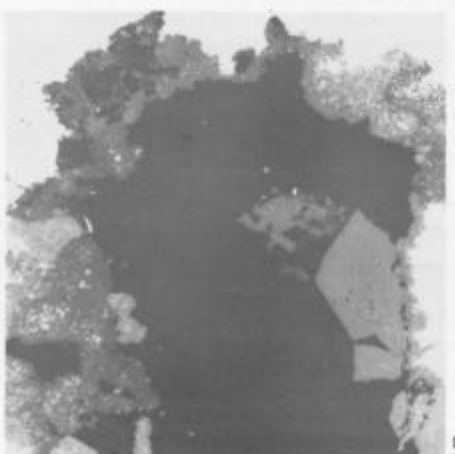
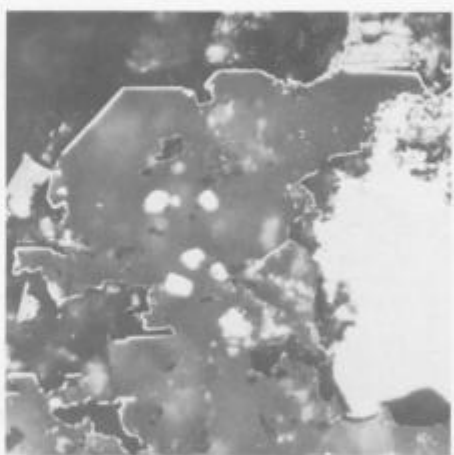
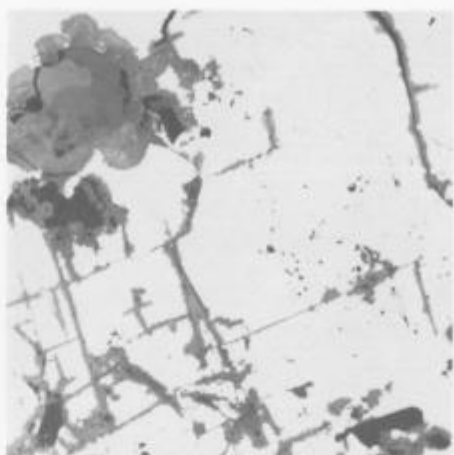
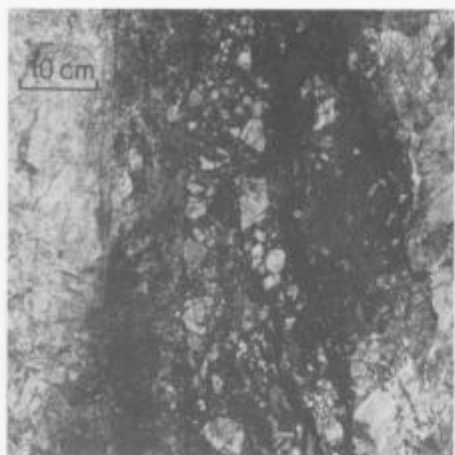


Tabla 8 — Plate 8

- Sl. 1. Cerusitovi kristali s trojčkom preraščanja na tanki skorji smithsonitovih kristalov in galenitu. Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 4. Povečava 30 ×
 Fig. 1. Cerussite crystals with overgrowth triplet on thin crust of smithsonite crystals coating galena. Moring, level + 332 m, stopes No 4, 30 ×
- Sl. 2. Cerusitovi kristali in skorja iz zelo drobnih smithsonitovih kristalov na močno oksidiranem galenitu. Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 4. Povečava 60 ×
 Fig. 2. Cerussite crystals and crust of very fine smithsonite crystals on intensively oxidized galena. Moring, level + 332 m, stopes No 4, 60 ×
- Sl. 3. Kopuča cerusitovih kristalov v združbi s smithsonitom. Navršnik, 11. obzorje. Povečava 65 ×
 Fig. 3. Aggregate of cerussite crystals in association with smithsonite. Navršnik, 11th level, 65 ×
- Sl. 4. Korodirana površina galenita. Revir Union, 14. obzorje. Povečava 2800 ×
 Fig. 4. Corroded galena surface. Union, 14th level, 2800 ×
- Sl. 5. Detajl korodirane kristalne ploskve cerusita. Bela zaobljena zrna in prevleka v votlinicah sestojijo iz Zn in Fe. Navršnik, 11. obzorje. Povečava 6200 ×
 Fig. 5. Detail of a corroded surface of cerussite. White rounded grains and coating in pores consist of Zn and Fe (probably smithsonite). Navršnik, 11th level, 6200 ×
- Sl. 6. Korodirani cerusitovi kristali z vraščenim zrnom smithsonita (s). Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 6. Povečava 320 ×
 Fig. 6. Corroded cerussite crystals with an ingrown grain of smithsonite (s). Moring, level + 332 m, stopes No 6, 320 ×

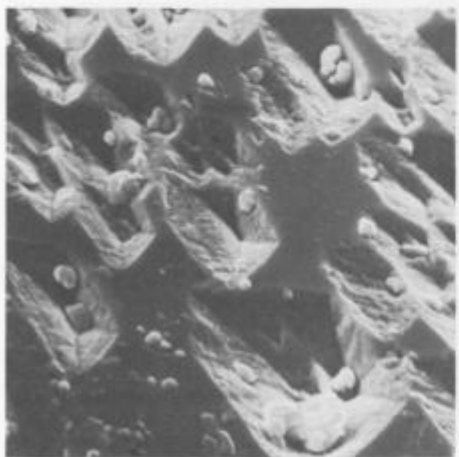
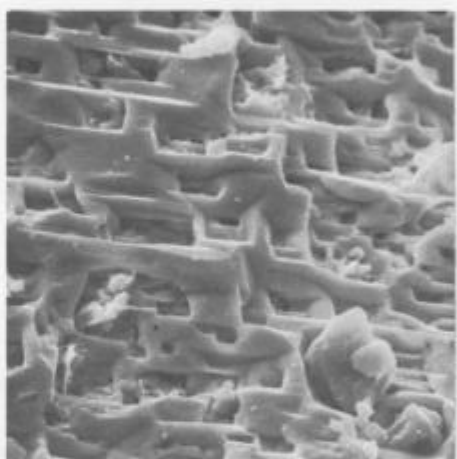
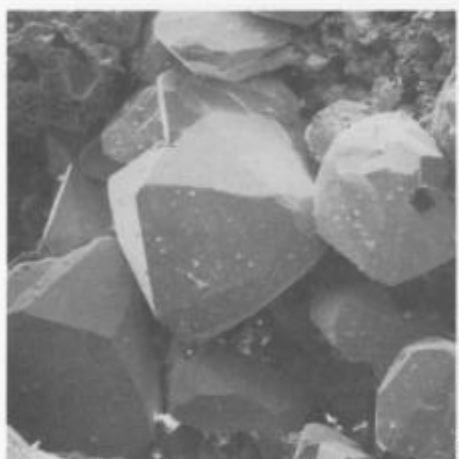
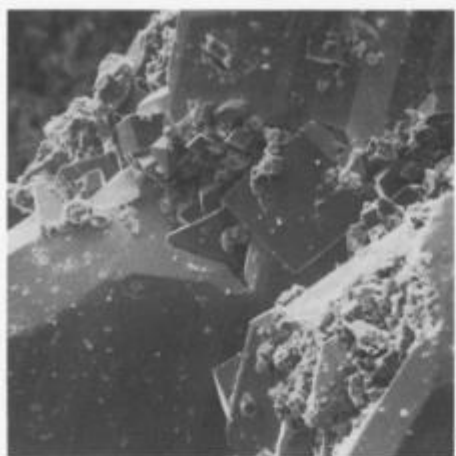
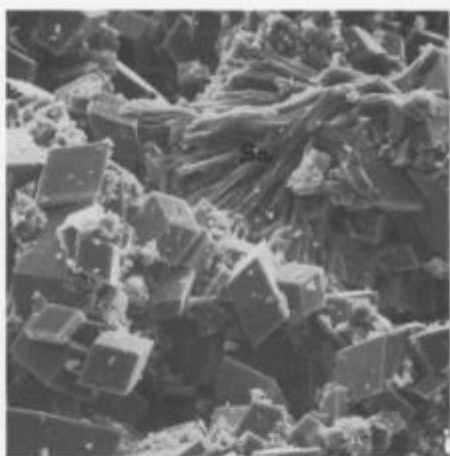


Tabla 9 — Plate 9

- Sl. 1. Smithsonitovi kristali, vraščeni v cerusitu. Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 4.
Povečava 320 ×
Fig. 1. Smithsonite crystals ingrown in cerussite. Moring, level + 332 m, stopes No 4.
320 ×
- Sl. 2. Kopača smithsonitovih kristalov s sadro (Sa). Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 4. Povečava 650 ×
Fig. 2. Aggregate of smithsonite crystals with gypsum (Sa). Moring, level + 332 m, stopes No 4. 650 ×
- Sl. 3. Rjav prozoren smithsonitov kristal, zraščen z dolomitom. Graben, 6. obzorje (Balos). Povečava 140 ×
Fig. 3. Brown transparent smithsonite crystal overgrown with dolomite. Graben, 6th level. 140 ×
- Sl. 4. V mežiški rudi najbolj pogosta oblika smithsonita. Moring, obzorje + 332 m, odkop št. 4. Povečava 280 ×
Fig. 4. The most common form of smithsonite in the Mežica ore. Moring, level + 332 m, stopes No 4. 280 ×
- Sl. 5. Smithsonitovi kristali (s) na hidrocinkitu (h). Igrčeva srednja cona, obzorje + 787 m. Povečava 300 ×
Fig. 5. Smithsonite crystals (s) on hydrozincite (h). Igrče Central zone, level + 787 m. 300 ×
- Sl. 6. Prečni in podolžni presek skozi hidrocinkit. Detajla slike 5. Povečava 2600 ×
Fig. 6. Cross section and longitudinal section through hydrozincite. Details of figure 5. 2600 ×



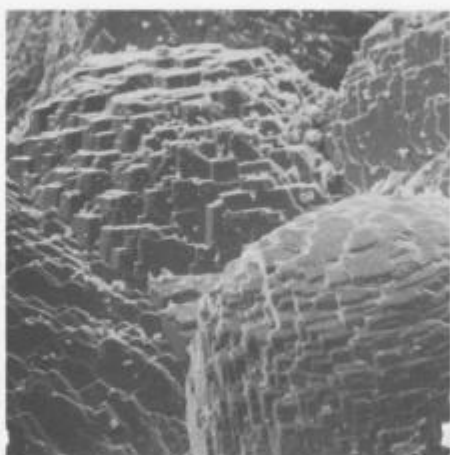
1



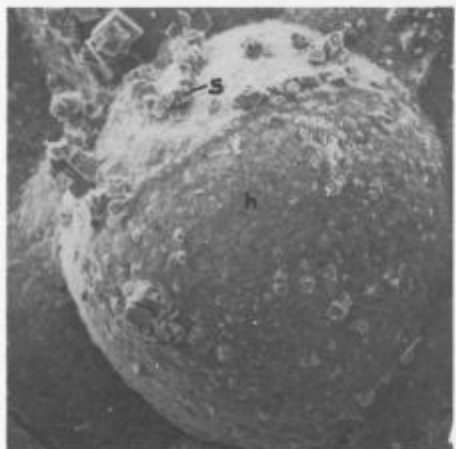
2



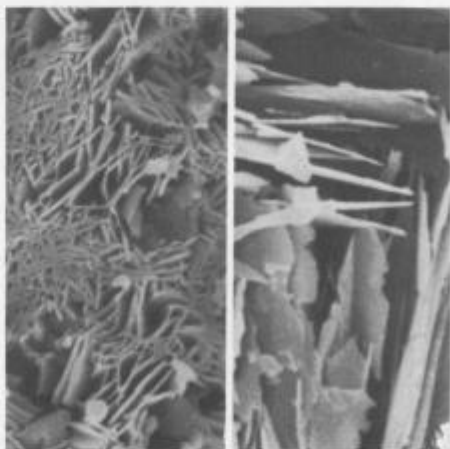
3



4



5



6

Tabla 10 — Plate 10

- Sl. 1. Korodirani galenit iz osemurnega orudenja s framboïdom podobnimi tvorbami iz Zn in Fe karbonata. Navršnik, 11. obzorje. Povečava 2400 ×
 Fig. 1. Corroded galena from the "Eight hours ore" with framboïdlike formations consisting of Zn and Fe carbonate. Navršnik, 11th level. 2400 ×
- Sl. 2. Detajl 2 do 5 mm debele skorje iz hemimorfitovih kristalov na orudenem dolomitu. Revir Graben, 8. obzorje. Povečava 150 ×
 Fig. 2. Detail of a 2 to 5 mm thick crust of hemimorphite crystals on mineralized dolomite. Graben, 8th level. 150 ×
- Sl. 3. Skupek močno korodiranih kristalov hemimorfita v združbi z wulfenitom (glej sliko 4). Bela zrna sestojе iz Pb in Ca karbonata. Revir Helena. Povečava 1200 ×
 Fig. 3. Aggregate of intensively corroded crystals of hemimorphite in association with wulfenite (see figure 4). White grains consist of Pb and Ca carbonate. Helena, level + 787 m. 1200 ×
- Sl. 4. Skupki wulfenitovih kristalov na skorji hemimorfita. Revir Helena. Povečava 1200 ×
 Fig. 4. Aggregates of wulfenite crystals on hemimorphite crust. Helena, level + 787 m. 1200 ×
- Sl. 5. Rumenkasto rjav wulfenit (w), obraščen s hidrocinkitom (h). Revir Helena. Povečava 28 ×
 Fig. 5. Yellowish brown wulfenite overgrown with hydrozincite. Helena, level + 787 m. 28 ×
- Sl. 6. Rumenkasto rjav wulfenit (w), obraščen s smithsonitom (s). Revir Helena. Povečava 140 ×
 Fig. 6. Yellowish brown wulfenite overgrown with smithsonite. Helena, level + 787 m. 140 ×

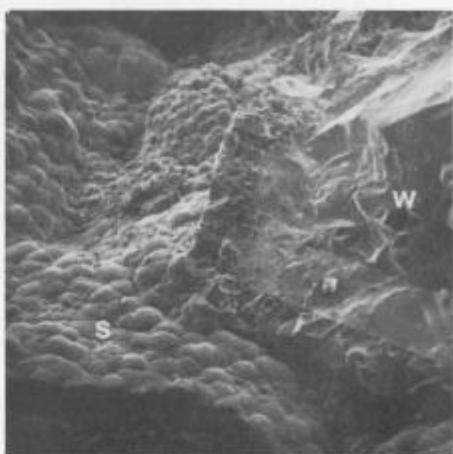
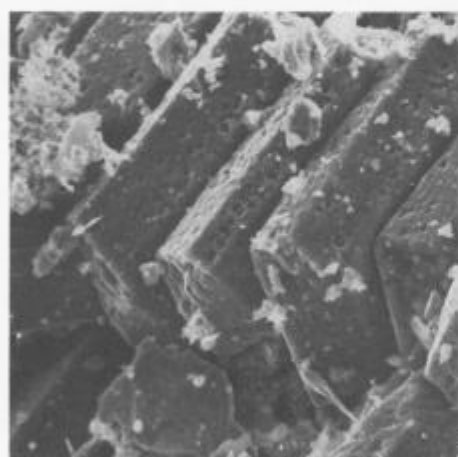
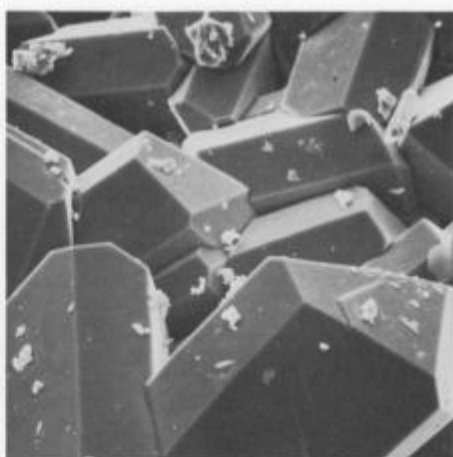
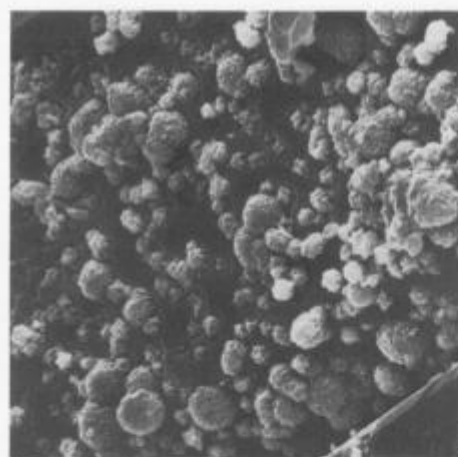
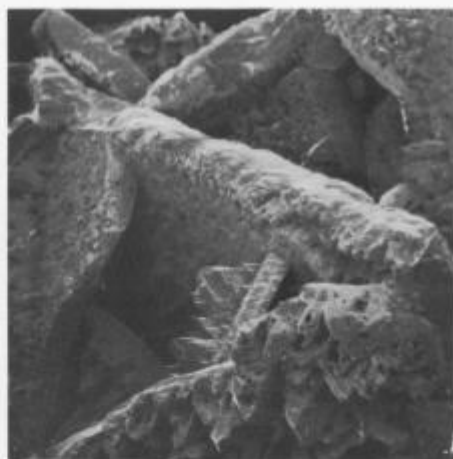


Tabla 11 — Plate 11

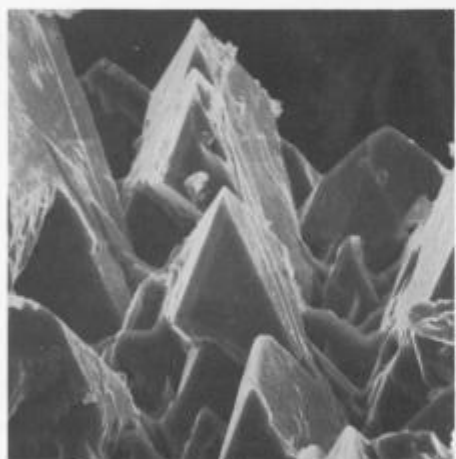
- Sl. 1. Amorfne globule, sestavljene iz Fe in Zn (oksida ali karbonata) v razmerju 5:1, vraščene v wulfenitu. Revir Helena nad jaškom. Povečava 3100 ×
 Fig. 1. Amorphous globules of Fe and Zn (oxide or carbonate) in proportions 5:1, grown in wulfenite. Helena, level + 787 m. 3100 ×
- Sl. 2. Rumenkasti ploščasti wulfenit s hrapavimi kristalnimi ploskvami. Revir Union, wulfenitni odkop med 10. in 11. obzorjem. Povečava 24 ×
 Fig. 2. Yellowish platy wulfenite with rough crystal planes. Union, wulfenite stopes between 10th and 11th level. 24 ×
- Sl. 3. Detajl hrapave ploskve wulfenita s slike 2. Povečava 2400 ×
 Fig. 3. Detail of the rough plane of wulfenite from figure 2. 2400 ×
- Sl. 4. Geoda s citronasto rumenkastimi igličastimi kristali wulfenita v močno oksidiranem galenitu. Revir Graben, 7. do 8. obzorje, zahodno od vpadnika. Povečava 70 ×
 Fig. 4. Geode with lemon yellowish acicular crystals of wulfenite in intensively oxidized galena. Graben, 7th—8th level, west of the shaft. 70 ×
- Sl. 5. Detajl s slike 4 s skupino wulfenitnih iglic citronasto rumene barve. Povečava 700 ×
 Fig. 5. Detail of figure 4 with a group of wulfenite needles of lemon yellow color. 700 ×
- Sl. 6. Kupuča blede rjavih piramidalnih kristalov wulfenita. Graben, 7. do 8. obzorje. Povečava 75 ×
 Fig. 6. Aggregate of pale brown pyramidal crystals of wulfenite. Graben, 7th—8th level. 75 ×



1



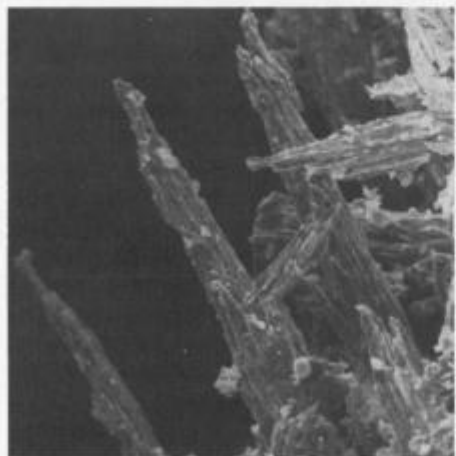
2



3



4



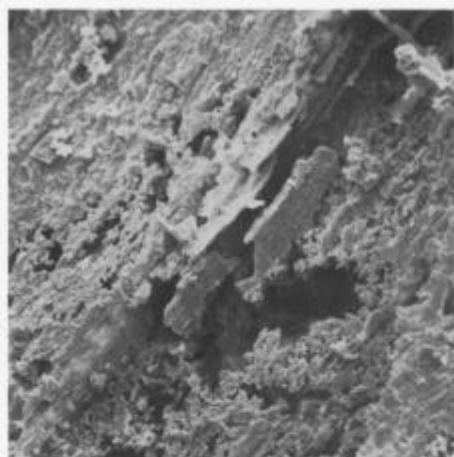
5



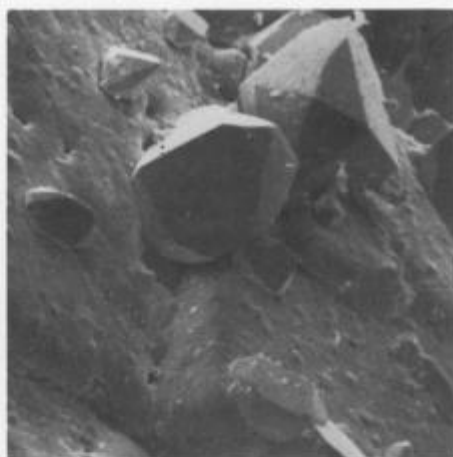
6

Tabla 12 — Plate 12

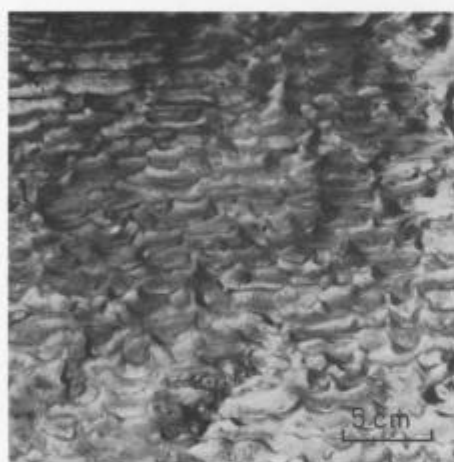
- Sl. 1. Močno korodirana in oksidirana površina galenita, ki je tipična za vsa gale-
nitno-wulfenitna orudnenja. Revir Union, 10. do 11. obzorje. Povečava 2600 ×
Fig. 1. Intensively corroded and oxidized surface of galena which is typical for all
galena-wulfenite ores. Union, 10th—11th level. 2600 ×
- Sl. 2. Idiomorfni kristali črnega descloizita na limonitu. Revir Helena, obzorje + 820 m.
Povečava 70 ×
Fig. 2. Idiomorphic crystals of black descloizite on limonite. Helena, level + 820 m.
70 ×
- Sl. 3. Recentno čašasto izločanje aragonita in kalcita s hidrocinkitom v starem rovu
v dolomitu vzhodnega dela grabenskega rudišča. Graben, Mihaeli rov
Fig. 3. Recent cup-like precipitations of aragonite and calcite with hydrozincite in old
adit in dolomite in the eastern part of the Graben deposit. Graben, Michaeli adit
- Sl. 4. Aragonitne kroglice iz čašastih vdolbin slike 3. Povečava 20 ×
Fig. 4. Aragonite spherules from cup-like hollows of figure 3. 20 ×
- Sl. 5. Detajl zgradbe aragonitne kroglice s slike 4. Povečava 5000 ×
Fig. 5. Detail of structure of aragonitic spherule from figure 4. 5000 ×
- Sl. 6. Drugi detajl zgradbe aragonita s slike 4. Povečava 7500 ×
Fig. 6. An other detail of structure of aragonite from figure 4. 7500 ×



1



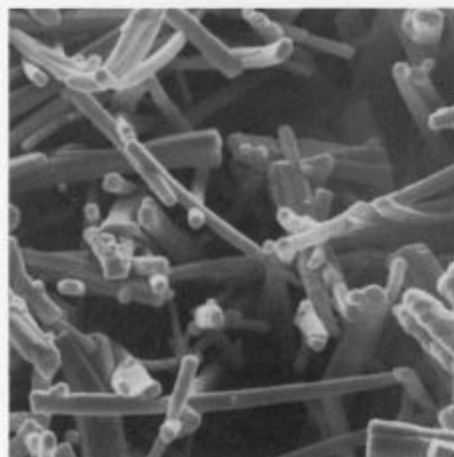
2



3



4



5



6

NOVE KNJIGE
BOOK REVIEWS

Milan Herak: **Geologija** — Postanak, tektonika i dinamika Zemlje. Razvojni put Zemlje i života. Geološka građa kontinenta i oceana. Tretja popolnoma predelana in dopolnjena izdaja. Založba Školska knjiga 1984, Zagreb. Obseg: 429 strani, 291 slik, velikost knjige 24 × 17 cm, vezana v platno.

Približno vsakih deset let izhajajo učbeniki geologije zagrebškega univerzitetnega profesorja in akademika dr. Milana Heraka. V teh učbenikih, ki obsegajo snov fizikalne geologije, stratigrafije in regionalne geologije, se skozi dosedanje tri izdaje odraža razvoj geološke znanosti od začetka šestdesetih let do danes. V vsaki novi izdaji zasledimo najnovejše gledanje na nastanek, dinamiko in razvoj Zemlje.

V novi, to je tretji izdaji tega učbenika je stavek dvostolpičen in nekaj gostejši kot v drugi izdaji, zato je kljub obširnejšemu besedilu in številnejšim slikam ostal zunanji obseg knjige skoraj enak, oziroma po številu strani je celo nekoliko manjši. Če primerjamo drugo in tretjo izdajo, vidimo, da so v novi, to je tretji izdaji uvodna poglavja o zgodovini razvoja geološke vede ter o nastanku Zemlje in sončnega sistema, nekoliko skrajšana. Precej sta predelani poglavji o zgradbi Zemlje, mineralih in kamninah v smislu modernejših ugotovitev in klasifikacij usedlin.

Poglavje o tektonskih elementih litosfere je le malenkostno skrajšano. Nespremenjen je obseg poglavja o energiji Zemlje. V poglavju o vodi kot geološkem faktorju je v primeri s prejšnjo izdajo združenih precej podpoglavij. To poglavje obravnava podzemno vodo, izvire, kraške pojave, plazenje, gejzirje, delovanje tekočih voda, vpliv vode na površinsko morfologijo, geologijo morja in okolja usedanja kamnin v vodi.

V poglavjih o delovanju ledu in vetra, ni bistvenih sprememb. V drugi in tretji izdaji je poglavje o preperevanju, prenosu in odlaganju kratko ter predstavlja kratek povzetek prejšnjih poglavij.

Pri poglavju o magmatizmu je glavno težišče na vulkanizmu. Zelo kratko je poglavje o metamorfizmu. Glede na predhodno izdajo je tudi skrajšano poglavje o potresih. Poglavje o diastrofizmu, to je o epirogenezi in o orogenezi ter o teorijah o vzrokih tektonskih gibanj, je sedaj zamenjalo poglavje, ki obravnava v prvi vrsti teorijo o tektoniki plošč, čeprav nosi naslov: Tektonogeneza zemeljske litosfere.

Drugi del knjige, ki obsega stratigrafsko geologijo, je najboljše, vendar nekoliko krajši kot v drugi izdaji. Pisan je bolj zgoščeno in pregledneje, kar je za bralca, posebno še za študenta, ki mu je knjiga v prvi vrsti namenjena, ugodneje. Kljub skrajšanju vsebuje ta del najnovejše podatke zlasti o stratigrafiji jugoslovanskih ozemelj. Pomembne spremembe v tem delu so shematski

prikazi razširjenosti kopnega in morij v posameznih geoloških obdobjih, ki so bili povzeti v drugi izdaji po Brinkmannu, sedaj pa so vzeti predvsem po Aubouinu in Pomerolu.

Tretji del knjige, ki obsega regionalno geologijo s tektoniko, je v novi izdaji zelo razširjen. Vsa skrajšanja prvih dveh delov so bila napravljena očitno zato, da je ta del dobil večjo veljavo pri enakem obsegu knjige. Ker imamo takih regionalnih geoloških pregledov malo, je tega vsekakor treba pozdraviti posebno še zato, ker je pisan pregledno in razumljivo. V njem so obenem zajete vse najnovejše razlage o geološki zgradbi posameznih območij, posebno še gorstev. Izredno lepo in zgoščeno je podana geologija Alp, Karpatobalkanidov in Dinaridov.

S to knjigo smo dobili za študij geologije nov in uporaben učbenik, ki bo obenem služil tudi kot priročnik vsem, ki se ukvarjajo z geološkimi problemi.

Mario Pleničar

O. Roger Anderson: **Radiolaria**. Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo, 1983. Obseg: 355 strani, 64 slik. Vezano v platno, cena 159 DM.

Knjiga *Radiolaria* je zelo obsežno temeljno delo o taksonomiji, mikrostrukturi, fiziologiji in ekologiji recentnih radiolarijev. O. Roger Anderson je v njej zbral in kritično ocenil dognanja na tem področju od najstarejših objavljenih del iz druge polovice prejšnjega stoletja do naj sodobnejših. Avtor je biolog. Poznamo ga kot plodnega raziskovalca ultrastrukture in kemične sestave celice in morfogeneze skeleta. Prav v poglavjih, ki obravnavajo te teme, najdemo največ novih informacij.

Delo obsega štiri poglavja, ki predstavljajo zaokroženo celoto. Razvrščena so tako, da se razvijajo od fundamentalnih poglavij o taksonomiji in strukturi radiolarijev proti biologiji in končno do celovitega zaključka o ekologiji, razširjenosti v času in prostoru in dinamiki medsebojnih vplivov med radiolariji, drugimi organizmi in fizikalnim okoljem. Poglavja so razdeljena na podnaslove:

1. Morfologija in sistematika (Uvod, Primerjalna morfologija in taksonomija, Zgodovinski pogledi na taksonomijo radiolarijev, Sodobni klasifikacijski sistemi, Citološki in ultrastrukturni prispevki k sistematiki radiolarijev, Pogled na sedanji položaj sistematike radiolarijev).

2. Ultrastruktura in celična specializacija radiolarijev (Celična specializacija praživali, Ultrastruktura solitarnih radiolarijev, Ultrastruktura kolonij-skih radiolarijev, Ultrastruktura fuzul in kapsularne membrane, Ultrastruktura zveze gostitelj-simbiont, Parazitizem, Struktura skeleta in morfogeneza, Reprodukcijska, Povzetek o ultrastrukturi).

3. Fiziologija in ekologija (Trofična aktivnost in prehranjevanje, Intra-kapsularna in ekstrakapsularna metabolična diferenciacija, Kemična sestava, Predatorji, Bioluminiscenca, Simbioza, Gibljivost in citoplazmatski tokovi, Življenjska doba radiolarijev, Abundanca in geografska distribucija, Splošne ekološke perspektive).

4. Paleoeкологија in evolucija (Radiolariji v geološkem času, Proti bolj vsestranskim paleoekološkim modelom, Evolucija, Pogled na filogenijo, ekologijo in biološko variabilnost).

Na koncu vsakega poglavja je podan kratek povzetek, v katerem avtor opozarja na nerešene probleme in nakazuje perspektive njihovega reševanja.

Način obravnavanja posameznih tem je zelo jase in razumljiv. K temu pripomorejo številne natančne fotografije, največ v zvezi z mikroanatomijo celice in morfogenezo skeleta, skice, diagrami in tabele. Posebna odlika knjige je njena preglednost, ki jo omogočata razdelitev na več poglavij in podpoglavij in obsežen stvarni indeks, ki močno olajša iskanje določene ožje tematike. Za zaključek avtor dodaja kratek sinopsis glavnih taksonomskih skupin praživali in slovar pomembnejših bioloških terminov, uporabljenih v delu. Knjigo odlikuje še bogat seznam literature, ki predstavlja izčrpen pregled najpomembnejše literature od Ehrenbergovih in Haeckelovih del do najnovejših, objavljenih leta 1982.

O. Roger Anderson je v knjigi Radiolaria prvi združil pomembno raznovrstno literaturo o radiolarijih v razmeroma kratko, jedrnato, a temeljito razpravo in ji dodal rezultate svojih raziskav. Delo je namenjeno širšemu krogu znanstvenikov od biologov do mikropaleontologov, saj poleg specifičnih tem o sestavi in fiziologiji osvetljuje splošne principe evolucije in življenjskega okolja radiolarijev. Koristne primerjalne informacije bodo v njej našli tudi raziskovalci, ki se ukvarjajo z drugimi skupinami praživali. Na enem mestu je zbranih in ovrednotenih ogromno podatkov, ki predstavljajo široko izhodišče in spodbudo za nadaljnje interdisciplinarne raziskave teh zamotanih in razmeroma še vedno malo poznanih organizmov.

Spela Goričan

Vjekoslav Donassy, Marinko Oluić & Zdenko Tomašegović: **Daljinska istraživanja u geoznanostima**, JAZU, Zagreb, 1983. Strani: XXIII + 333, 250 fotografij, 140 skic in tabel, vezano. 1.800 din.

Svet za daljinsko zaznavanje in fotointerpetacijo, ki deluje v okvirju Jugoslovske akademije znanosti in umetnosti, je kot del svoje raznovrstne aktivnosti 1983 izdal knjigo »Daljinska istraživanja u geoznanostima«. Avtorji knjige so dr. Vjekoslav Donassy, profesor Geodetske fakultete, dr. Marinko Oluić, geolog INA-Projekta in dr. Zdenko Tomašegović, profesor Gozdarske fakultete v Zagrebu. Svet se je odločil za izdajo publikacije zaradi naraščajoče potrebe po tovrstni literaturi. V Jugoslaviji imamo številno literaturo iz področja daljinskega zaznavanja in sicer članke, referate s strokovnih posvetovanj, fondovskega materiala posameznih delovnih organizacij in podobno. Pogrešali pa smo delo, ki bi na enem mestu in celovito zajelo omenjeno znanstveno področje. Knjiga »Daljinska istraživanja u geoznanostima« zapolnjuje to vrzel in predstavlja hkrati učbenik za študente, ki se spoznavajo z daljinskim zaznavanjem ter priročnik za strokovnjake pri njihovem vsakdanjem delu.

Zaradi pomanjkanja tovrstnih knjig, v Jugoslaviji nismo bili izjema, nasprotno, lahko rečemo, da so redke dežele, v katerih so takšne celovite knjige

tiskane. Osnovni razlog za to je izredno hiter razvoj na področju daljinskega zaznavanja, tako da tiskane knjige relativno hitro zastarijo. Čeprav so metode daljinskega zaznavanja, tj. raziskav kjer raziskovalec ni v direktnem kontaktu s predmetom raziskav, uporabljajo že vrsto let v geoznanostih in njim sorodnih vedah, je ravno v zadnjih letih tukaj doživel eksploziven razvoj. To se je zgodilo zaradi »skoka« iz zemeljskih v vesoljske raziskave. Umetni sateliti so nas zasuli s pravo poplavo popolnoma novih in kvalitetnih podatkov o zemeljski površini in Zemlji kot celoti. Podatki satelitov, ki jih dobimo, a nas zanimajo predvsem posnetki, so v digitalni obliki, torej pripadajo področju elektronike, a priče smo tudi velikemu napredku na tem področju.

Zaradi tega knjiga »Daljinska istraživanja u geoznanostima« daje poudarek ravno na umetnih satelitih in njihovih posnetkih, ki so postali praktično obvezen vir informacij pri celi vrsti znanstvenih raziskav, predvsem v geoznanostih. Knjiga sestoji iz petih delov in v vsakem so podane teoretične osnove, kakor tudi praktični primeri iz obravnavanega področja. Tekst spremljajo številne fotografije in skice. Na koncu vsakega poglavja je seznam uporabljene literature, ki je izredno obširen.

Prvi del knjige sestoji iz dveh poglavij, ki jih je napisal V. D o n a s s y, poglavji imata naslov »Instrumenti i pribor za daljinska istraživanja i interpretaciju pripadnih podataka« ter »Metode interpretacije podataka daljinskih istraživanja«. V prvem poglavju so detajlno opisani načini snemanja letalskih in satelitskih posnetkov ter opisane karakteristike le-teh. Opisane so tudi metode obdelave posnetkov, vizualne in digitalne, posebej so izčrpno podane metode fotogrametrije. Drugo poglavje je bogato z ilustrativnim materialom in obravnavano analizo letalskih posnetkov na različnih primerih.

Drugi del knjige je napisal M. O l u i ć in nosi naslov »Daljinska istraživanja u geologiji«. Snov tega poglavja je zelo obsežna, toda podana je izčrpno in podkrepnjena s številnimi ilustracijami od katerih so mnoge v barvah. Opisana je vrsta posnetkov, ki se koristno uporabljajo v geologiji in sicer, navadni letalski, termalni, radarski ter vrsta satelitskih. Pri opisu satelitskih posnetkov je poudarek na posnetkih ameriških satelitov iz serije Landsat, ker se ti največ uporabljajo v geologiji. Pri uporabi Landsatovih posnetkov ima velik pomen izboljšanje njihove kvalitete (digitalno), kar omogoča točnejšo interpretacijo bodisi analogno, bodisi digitalno, zato so ti postopki tudi zajeti v opisu. V zaključku tega poglavja so podani številni primeri uporabe letalskih posnetkov na našem ozemlju, pri čemer ima avtor zelo bogate izkušnje. Tako je opisana uporaba posnetkov pri reševanju tektonskih odnosov, kar je nuja pri raziskavah mineralnih surovin ter njihova uporaba v inženirski geologiji in hidrogeologiji.

Tretji del knjige je napisal Z. T o m a š e g o v i ć s poglavji »Primjena u poljoprivredi« i »Primjena u šumarstvu«. Opisana je uporaba posnetkov pri izdelavi pedoloških kart in spremljanju uporabe zemljišč (poljedelstvo). Na področju gozdarstva avtor prikaže uporabnost posnetkov v izdelavi raznih kart kot je karta tipov gozdne vegetacije, karta ehotopov, karta zdravstvenega stanja gozdne vegetacije ter njihovi uporabi pri planiranju posegov v gozdne površine.

Marijan Poljak

Gerald M. Friedman & Adolf Seilacher (eds.): **Lecture Notes in Earth Sciences** — Vol. 2: Ulf Bayer: Pattern Recognition Problems in Geology and Palaeontology; Springer Verlag, 229 strani, broširano, format 5×24 cm, cena 38 DM, Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo, 1985.

Knjiga predstavlja način uporabe matematičnih metod, ki pridobivajo čedalje večjo pomembnost tudi v geologiji. Napredek obeh ved ponuja številne kombinacije, saj je večino geoloških problemov lahko geometrijsko prikazati. Uvodno poglavje razlaga pojme matematična geologija in algoritmizacija, sintaksa in semantika ter stabilnost.

Drugo poglavje se ukvarja z rekonstrukcijo nekdanjega stanja na osnovi današnjih ostankov. Zaradi vpliva različnih faktorjev na sistem tekom njegove zgodovine, so se njegovi znaki spremenili in današnje stanje avtor imenuje »noisy system«. Stabilnost takšnega sistema lahko prikažemo trodimenzionalno. Podani so štirje primeri:

a) rekonstrukcija akumulacije sedimentov, ki vsebuje dve glavni predpostavki, to je časovni potek sedimentacije in oceno originalne debeline sedimentov pred kompakcijo;

b) intraspecifična variabilnost vrst v paleontologiji ob uporabi Buckmanovega pravila o kovariaciji. To pravilo velja za številne skupine, najlažje pa ga sledimo v morfoloških spremembah tekom ontogenije;

c) analiza usmerjenih podatkov z uporabo stereografskih projekcij, tridimenzionalnih podatkov, ki je najbolj v rabi v tektoniki in sedimentologiji;

d) rekonstrukcija površine iz raztresenih podatkov. Risanje kontur s kompjuterjem je postala zelo uporabna metoda v geologiji pri kateri se pojavljajo popolnoma drugačni problemi kot pri risanju z metodo treh točk.

Naslednje poglavje obravnava kaotično delovanje, ki ga najlažje primerjamo s turbulenco. Prehod iz usmerjenega delovanja v kaotično lahko opišemo z dendrogramom. Po določenem številu bifurkacij postane kaotični tok tako razvit, da je njegov način delovanja primeren za statistično proučevanje.

V nadaljevanju so razložene ponavljajoče karte ob uporabi Taylorjevega teorema, χ^2 — test za usmerjene podatke, načini reševanja problemov pri vzorčevanju v sedimentologiji; centroidno grupiranje, ki je bolj poznano kot numerična teksonomija ter odnos kaosa in reda.

V zadnjem poglavju so opisani strukturno stabilni modeli in elementarne katastrofe oz. topološke bifurkacije. Zelo nazorno so razloženi načini prepoznavanja oblik tridimenzionalnih objektov v paleontologiji, v nadaljevanju pa še interpretacija seizmičnih podatkov in paralelni sistemi v strukturni geologiji.

Knjiga izčrpno poroča o najnovejšem razvoju v raziskovanju in študiju celotne geološke vede in obravnava računalniško obdelavo informacij, zajema področje računalniške grafike in prikazovanje podob ter nudi vrsto podrobnih algoritmov. Ker opisani primeri zajemajo različne geološke metode, je ta priročnik dobrodošel skoraj vsem raziskovalcem v geologiji.

Tea Kolar-Jurkovšek

Hartmut Haubold: Stratigraphische Grundlagen des Stefan C und Rotliegenden im Thüringer Wald; Akademie Verlag Berlin, Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften, Heft 23, 111 strani, 15 slik, 7 tabel. Broširano, format 17 × 24 cm, cena okoli 30 DM, Berlin, 1985.

V knjigi so opisani rezultati študija terestrično razvitega permokarbonsa, ki ga avtor imenuje permosiles, iz Turinškega gozda. Knjiga je razdeljena na osem poglavij, od tega jih pet obravnava izdvojene litostratigrafske enote: plasti Gehrener, Manebacher, Goldlauterer, Oberhöfer in Tambacher. V njih je natančen opis posameznih enot in grafično prikazana primerjava lokalnih razvojev. Vsako poglavje dopolnjuje tudi paleogeografska facialna karta izbranih kompleksov. Opisano je okoli 300 fosilnih nahajališč, ki so z bogato favno in floro časovno opredeljena in je odločilnega pomena za določitev meje med stefanom in rotliegendesom, za razčlenitev autuna v stopnje od A_1 do E_1 ter za mejo med autunom in saksonom; slednjo mejo predstavlja podobno nadaljevanje sedimentacije.

Sedmo poglavje je odmerjeno fosilnemu materialu, ki se v Turinškem gozdu masovno pojavlja in je zastopan s številnimi fosilnimi skupami. Poglavje podaja sistematski pregled flore: lisičjakovci, členovke, praprotnice in golosemenke in favne: nevretenčarji, posebej izdvojene žuželke, ribe, dvoživke, plazilci in odtisi štirinožcev. Opisi posameznih vrst so bili že prej podani, za tipični material pa avtor navaja natančen položaj v profilu. Pogoje, pod katerimi so se usedali sedimenti Turinškega gozda v obdobju stefana C in rotliegendesa, avtor razlaga z intramontano molaso varističnega gorovja na območju ekvatorja. V tem času se dogajale določene klimatske spremembe. Prehod iz vlažne v aridno klimo dokazujejo sedimenti in fosilna vsebina profilov. Na osnovi florističnih združb je mogoče ugotoviti tri različne nivoje vodne gladine. Bogastvo življenja je v odvisnosti od ekoloških sprememb, klime in geomorfologije izoblikovalo več biocenoz in v knjigi je navedeno pet v osnovi podobnih razdelitev. Značilna fosilna vsebina profilov Turinškega gozda omogoča razdelitev v 16 tipov (18 podtipov) lakustričnih in fluvialnih biofaciesov.

Turinški permosiles zaradi velike razsežnosti profilov in obilice fosilov predstavlja enega izmed najpomembnejših primerov za srednjeevropski rotliegendes in je osnova za širšo stratigrafsko in paleogeografsko primerjavo. Podatke in material iz Turinškega gozda je zbiralo nekaj generacij več kot sto let in to delo nam ponuja rezultate natančnega in sistematskega dela številnih strokovnjakov.

Tea Kolar-Jurkovšek

W. Wimmener: Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1985, 297 slik, 106 tabel, 382 strani, 17 × 24 cm, broširano, cena 78 DM.

Knjiga je v nemškem jeziku pisan učbenik o magmatskih in metamorfnih kameninah. V zadnjem času so knjige s to tematiko redke. Pobuda za pisanje avtorju so bila številna sodobna dela o petroloških raziskavah magmatskih in metamorfnih kamenin, ki kažejo velik napredek v primerjavi s starejšimi

dognanji: temelje na natančnem geološkem opazovanju, mikroskopski preiskavi, kemičnih analizah in na eksperimentalno potrjenih metamorfnih in magmatskih pretvorbah večine raziskovanih kamenin. Pri uporabi učbenika je predpostavljeno osnovno znanje geologije in mineralogije. Razen literature na koncu knjige je ob koncu vsakega poglavja navedena tudi dodatna literatura, ki se nanaša samo na obravnavano poglavje. Način podajanja je opisen-petrografski, pregleden in sistematičen.

Vsebina knjige obsega naslednja poglavja: 1. Splošni podatki (1—34 str.), 2. Magmaške kamenine (35—232 str.), 3. Metamorfne kamenine (233—320 str.), 4. Migmatiti (321—329 str.), 5. Metasomatske kamenine (330—357 str.), 6. Kamenine zgornjega plašča (358—365 str.) ter literaturo in stvarno kazalo.

V prvem poglavju so navedeni tisti splošni oziroma osnovni podatki, ki obelžujejo določeno kamenino. Pri tem je pomembna kvantitativna mineralna sestava kamenine in medsebojni odnosi posameznih mineralov: tekstura in struktura. Kamenine, tako magmaške, kakor tudi metamorfne pa določamo tudi s kemično analizo. Našteti so glavni splošno uporabljeni principi preračunavanja analiz kamenin v norme in parametre, pri čemer je zlasti pri velikem številu kemičnih analiz pomembna njihova grafična predstavitev. V diagramih je kamenina predstavljena z eno samo točko. Parametri morajo biti izbrani tako, da so te točke, ki predstavljajo kemično analizirane kamenine, dobro dispergirane in obenem grupirane. Za prikazovanje metamorfnih kamenin pa so pomembni parametri, ki kažejo na ravnotežne pogoje njihove kristalizacije v smislu Eskolovega principa faciesa. Zato kažejo v trikotne diagrame vrisani kemični parametri možne in značilne metamorfne minerale, ki kristalizirajo v določeni kamenini v pogojih ravnotežja.

Najbolj obsežno poglavje obsegajo magmaške kamenine. Pri njihovi razčlenitvi se avtor drži Streckeisenove klasifikacije, ki je danes v literaturi splošno privzeta. Loči globočnine, žilnine in vulkanske kamenine. Ko opisuje posamezne od teh kamenin, npr. granit in granodiorit, daje najprej splošne petrografske in kemične lastnosti, nato splošen način geološkega nastopanja in nazadnje praktičen značilen primer. Mineralna in kemična analiza je podana tabelarno, številni so mikroposnetki kamenin; geološke skice kažejo na razširjenost in obliko, v kakršni se večinoma pojavlja določena vrsta magmaške kamenine.

Metamorfne kamenine predstavljajo naslednje obsežno poglavje knjige. Razložena je definicija metamorfoze, podana je nomenklatura metapelitov in metabazitov, ki temelji na kvantitativni mineralni analizi, pa njihove metamorfne strukture. Metamorfne kamenine razdeli glede na nastanek na manj razširjene kontaktno metamorfne in na veliko bolj razširjene regionalno metamorfne. Ker imajo te kamenine glede na različen izhoden kemizem oz. mineralno sestavo tudi različno metamorfno mineralno sestavo ob naraščajoči stopnji metamorfoze, jih obravnava ločeno v poglavjih, npr. metamorfozirane pelite, peščenjake, apnenice, bazične magmaške kamenine.

Med metamorfozo poteka v kameninah plastična deformacija, ki je posledica velikih obtežitvenih pritiskov, ki so jim kamenine v globini podvržene. Že metamorfozirane kamenine pa so lahko ponovno relativno manj plastično deformirane kakor tudi bolj in manj zdrobljene. Zato vključuje avtor v petrografske opise kataklazite in milonite, ki jih petrografsko lahko lepo določimo.

Sem spadajo tudi retrogradno spremenjene kamenine. Kratkotrajna močna kaktaklaza lahko povzroči v silikatih kratkotrajno nataljevanje, ki se odraža v razpokah zapoljenih s steklasto snovjo: to so pseudotahiliti. Vse te pojave so danes del klasifikacije metamorfnih kamenin, saj pomembno odražajo velike tektonske premike v že metamorfoziranih in večkrat metamorfoziranih skladih.

Metamorfoza je lahko izokemična, to se pravi, da poteka pri nespremenjenem kemizmu. Zmanjšuje se le količina vode in CO_2 . Pri visokih pogojih metamorfoze pa pride do delnega nataljevanja. Najlaže taljiva snov se izloči, kemizem se spremeni. Ustrezne pojave, ki vodijo od žilnih oblik in celo do tvorbe plutonov, so na kratko opisno obravnavane v poglavju o migmatitih.

Lokalno lahko prisotne velike snovne spremembe v trdnem stanju v kemizmu dajo metasomatske kamenine. Med drugim so pomembni procesi kristalizacije skarnov, fenitov in glinencev ter silifikacija in hidrotermalne spremembe, ki so na kratko opisani.

V zadnjem poglavju o kameninah zgornjega plašča je zbranih nekaj podatkov o peridotitu, kimberlitu, eklogitu in olivinovih nodulah v bazaltu, ki so bili omenjeni že tudi v poglavju o magmatskih in metamorfni kameninah. Kot v vseh poglavjih, so tudi tu navedeni najbolj znani geološki primeri nastopanja teh kamenin po svetu. Knjigo priporočamo.

Ana Hinterlechner-Ravnik

