

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

17.

GEOLOGIIA

1974

2. izdava

C

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

17. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETNIK 1974	17. KNJIGA	Str. 1 do 566	LJUBLJANA 1974
-----------	-------------	------------	---------------	-------------------

+ 115706

115706

GEOLOGIJA

Razprave in poročila

Izhaja enkrat na leto
Issued in one volume per year

Ustanovitelj revije
The journal founded by

GEOLOŠKI ZAVOD, LJUBLJANA

Izdajatelji
Published by

GEOLOŠKI ZAVOD, INŠTITUT ZA GEOLOGIJO,
SLOVENSKO GEOLOŠKO DRUŠTVO

Tiskovni svet
Printing council

Dr. Dragica Turnšek, viš. znan. sodel. Inštituta za paleontologijo SAZU
Dr. Valerija Osterc, docentka Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Slavko Papler, direktor Geološkega zavoda

Franc Cimerman, viš. kustos Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani
Dr. Jože Duhovnik, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

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

Štefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu
Gabrijel Simčič, prof. gimnazije Poljane

Uredniški odbor
Editorial board

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

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

Štefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu

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

Anton Nosan, direktor TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Dr. Mario Pleničar, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

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

Glavni in odgovorni urednik
Editor

Štefan Kolenko, Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Tisk in vezava
Printed by

Tiskarna LJUDSKE PRAVICE, Ljubljana, Kopitarjeva 2

Letnik 1974 GEOLOGIJE sta sofinancirala
Sklad BORISA KIDRIČA in Geološki zavod, Ljubljana



0 2189/1975

a

Vsebina — Contents

Paleontologija in stratigrafija Paleontology and Stratigraphy

<i>Cimerman, F., Pavlovec, R., Pavšič, J. in Todesco, L.</i>	
Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih	7
Biostratigraphy of the Paleogene Beds of Goriška Brda	108
Biostratigrafia degli strati paleogenici in Goriška Brda	108
<i>Pleničar, M.</i>	
Radioliti iz krednih skladov Slovenije II	131
Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part II	173
<i>Krivic, K.</i>	
Nerineide Trnovskega gozda in Banjske planote	181
Nerineidae of Trnovski Gozd and Banjska Planota	221
<i>Filipović, I.</i>	
Paleozoik severozapadne Srbije	229
The Paleozoic Beds of Northwestern Serbia	249
<i>Pavlovec, R. in Ramovš, A.</i>	
Oligocenski numulitni apnenec na Gorjuši pri Ljubljani	253
The Oligocene Limestone with Nummulites at Gorjuša near Ljubljana	260

Tektonika

Tectonics

<i>Premru, U.</i>	
Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub	261
Trias im geologischen Bau der mittleren Savefalten	293

Geneza rudišč

Origin of Ore Deposits

<i>Štrucl, I.</i>	
Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople	299
Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zinkvererzungen in den Anisschichten von Topla	383
<i>Hamrla, M.</i>	
Preliminary Sulfur Isotope Investigations and Origin of Massive Sulfides in Asmara Area, Ethiopia	399
Predhodne preiskave žveplovih izotopov in nastanek »masivnih sulfidov« v okolici Asmare	411

Nemetali Nonmetals

Škerlj, J.

Ležišče gipsa Slane Stine kod Sinja	415
The Gypsum Deposit of Slane Stine at Sinj	423

Hidrogeologija Hydrogeology

Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. in Ogorelec, B.

Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom	425
Geology of the Soča Valley between Bovec and Kobarid	467

Žlebnik, L.

Hidrogeološke razmere v Nuskovi na Goričkem	477
Hydrogeological Relations of the Mineral Water Springs of Nuskova	490

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

Buser, S.

Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Tolmin	493
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Tolmin	496

Premru, U.

Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Ljubljana	497
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Ljubljana	498

Dozet, S.

Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Delnice	503
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Delnice	504

Mioč, P.

Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Ravne	500
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Ravne	502

Hinterlechner-Ravnik, A.

Pohorske metamorfne kamenine	505
The Metamorphic Rocks of Pohorje Mountains	506

Drobne, F.

Regionalne hidrogeološke raziskave porečja zgornje Drave in Mure	508
Hydrogeological Reconnaissance Exploration of the Upper Drava and the Mura River Basins	509

Drovenik, F.

Metalogenetska karta SR Slovenije	511
Metallogenetic Map of S. R. Slovenia	512

Šinko, B.

Prospekcija metalogenetskih območij Slovenije	513
Prospecting of Metallogenetic Provinces of Slovenia	514

Iskra, M. in Drovenik, F.

Geološke raziskave svinca, cinka in antimona	516
Geological Exploration of Lead, Zinc and Antimony	518

Čebulj, A.

Geološke raziskave živega srebra v Idriji in okolici	520
Geological Exploration of Mercury Ores in the Idrija Area	520

<i>Lukacs, E.</i>	
Geološko rudarske raziskave uranovega rudišča Žirovski vrh	522
Mining Geological Exploration of the Uranium Ore Deposit Žirovski Vrh	523
<i>Benedik, P.</i>	
Predkoncentracija uranove rude z radiometrično separacijo	524
Preconcentration of Uranium Ore by Radiometric Sorting	525
<i>Škerlj, J.</i>	
Geološka prospekcija Pohorja z obrobjem	526
Geological Prospections of the Pohorje Mountains and their Surroundings	527
<i>Lapajne, V.</i>	
Raziskave livarskih peskov v okolici Moravč	528
Exploration of Molding Sands in the Moravče Area	530
<i>Stern, J. in Lapajne, V.</i>	
Geološke raziskave gline in kremenovega peska v Globokem	531
Geological Exploration of Clay and Quartz Sand at Globoko	533
<i>Stern, J.</i>	
Permokarbonski glinasti skrilavci v SR Sloveniji	534
Carboniferous-Permian Shales in S. R. Slovenia	535
<i>Škerlj, J.</i>	
Geološka prospekcija ozemlja občine Lenart	537
Geological Prospection of the Lenart Community Area	538
<i>Vesel, J.</i>	
Geološke raziskave okrasnega kamna na ozemlju Slovenije v letu 1973	539
Geological Exploration of Ornamental Stone in Slovenia in 1973	540

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

<i>Kuščer, D.</i>	
O delovanju Slovenskega geološkega društva v letih 1970 do 1974	543
<i>Klein, V.</i>	
Prethodna analiza morfostrukturnih odnosa u području Julijskih i Savinjskih Alpa	547
Preliminary Analysis of Morphostructural Relations in the Area of Julian and Savinja Alps	548
<i>Pleničar, M.</i>	
Gosavski skladi Slovenije	550
The Gosau Beds of Slovenia	551
<i>Iskra, M.</i>	
Svinec in cink v spodnjetriadnih plasteh Posavskih gub	552
Lead and Zinc in the Lower Triassic Beds of the Sava folds	553
<i>Ravnik, D.</i>	
Na južnoameriški »Strehi sveta«	554
On the South-America »Roof of the World«	555

Nove knjige Book Reviews

<i>Otto F. Geyer:</i> Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde	557
<i>Dr. G. Dohr,</i> Hannover: Applied Geophysics	558

<i>R. Brinkmann, H. Luis, M. Schwarzbach</i> in <i>E. Seibold</i> : Lehrbuch der allgemeinen Geologie	558
<i>Wolfgang Dreyer</i> : Gebirgsmechanik im Steinsalz	560
<i>Ivan Gams</i> : Kras	561

Uredniška obvestila
Editorial Notices

Sodelavcem GEOLOGIJE	565
--------------------------------	-----

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1974 • 17. knjiga • Volume 17.

UDK 563.12+561.21:551.781(497.12)

Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih

Franc Cimerman

Prirodoslovni muzej Slovenije, Ljubljana, Prešernova 20

Rajko Pavlovec in Jernej Pavšič

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

Livio Todesco

Istituto di geologia, paleontologia e geologia applicata del-
l'Università di Padova. C. N. R. Contributo di ricerca. Padova,
Via Giotto 20

V vzorcih paleogenskega fliša iz Goriških brd je bilo določenih 49 vrst in podvrst nanoplanktona, 17 vrst planktonskih foraminifer in 11 vrst numulitin. Novi vrsti numulitin sta *Assilina medanica* in *Nummulites quasilaevigatus*. Fliš je razdeljen na kožbanske in medanske plasti; kožbanske plasti spadajo v ilerdij in sicer v biocone z *Discoaster multiradiatus*, oziroma *Globorotalia velascoensis*, medanske pa v cuisij, v cone z *Marthasterites multiradiatus*, *Discoaster binodosus*, *M. tribrachiatus* in *D. lodoensis*, oziroma *Globorotalia subbotinae*, *G. formosa formosa* in *G. aragonensis*.

Vsebina

1. Uvod	8
2. Pomembnejše dosedanje raziskave	8
3. Kronolitološke enote in njihova stratigrafija	11
4. Mikrofavniščno preiskani profili	15
5. Nanoplankton	21
6. Mikroforaminifere	38
7. Makroforaminifere	54
8. Stratigrafija kožbanskih in medanskih plasti	106
Biostratigraphy of the Paleogene Beds of Goriška Brda	108
Biostratigrafia degli strati paleogenici in Goriška Brda	108
Literatura	125

1. Uvod

Rajko Pavlovec

Goriška brda so gričevnata pokrajina v najzahodnejšem delu Dinaridov na jugoslovanskih tleh. Sestoji večidel iz terciarnih kamenin. Proti jugu se spuščajo v Furlansko nižino, proti vzhodu jih omejuje greben Sabotina, proti severu pa se nadaljujejo v nekoliko višjih vzpetinah Korade in naprej mimo Liga proti Matajurju. Proti zahodu se paleogenske plasti Goriških brd podaljšujejo v Furlanijo. Ta majhna pokrajina je zelo zanimiva tako sedimentološko kakor tudi paleontološko. V prejšnjih letih smo v paleogenskih plasteh Goriških brd ločili dva flišna razvoja, kožbanske plasti na severu in medanske na jugu (Pavlovec, 1966, 243 do 244). Za prve so zelo značilni veliki podmorski plazovi, ob katerih so nastale velike skladovnice debelo zrnatih kamenin (breče, konglomerata, apnenega peščenjaka in laporja). Medanske plasti sestoji iz hitro se menjavajočih plasti laporja in peščenjaka, ki jim pravimo sovdan (Pavlovec, 1961, 163).

Ta razdelitev flišnih plasti v Goriških brdih je sicer znana že nekaj časa, vendar mikrofosilni material doslej še ni bil dovolj obdelan. Danes vemo, da ne drži Melikova (1960, 407) trditev o docela enaki litološki sestavi kamenin v Goriških brdih in Vipavski dolini. Ta trditev je napačna po eni strani zaradi različne starosti flišnih plasti v obeh pokrajinah, na drugi strani pa zaradi različne litološke sestave. Čeprav so velik del paleogenskih terenov v južnozahodni Sloveniji geologi temeljito preučili tudi glede njihove geološke zgradbe, nam za podrobno korelacijo manjkajo dovolj natančne mikropaleontološke analize. Edino favnistična primerjava omogoča pravilno vzporejanje različnih flišnih skladov, ki so si lahko litološko podobni, pa so različno stari, ali so enako stari in litološko različni.

Mikropaleontološke raziskave Goriških brd obsegajo preučevanje makroforaminifer, mikroforaminifer in nanoplanktona. Obdelali smo mikrofosile iz kožbanskih in medanskih plasti, našli dve novi vrsti in s pomočjo paleontološkega materiala natančno določili starost teh plasti. Stratigrafsko smo uspeli razdeliti kožbanske in medanske plasti na biocone, in sicer smo vzporejali biocone nanoplanktonskih vrst, planktonskih foraminifer in numulitin. Takšna primerjava je izvedena v Sloveniji prvič.

Raziskave je finančno podprl Sklad Borisa Kidriča. Laboratorijsko delo je bilo opravljeno v Paleontološkem inštitutu SAZU, na Katedri za geologijo in paleontologijo ljubljanske univerze, v Prirodoslovnem muzeju v Ljubljani in na univerzi v Padovi. Vsem naštetim ustanovam dolgujemo toplo zahvalo za pomoč, ki so nam jo nudile pri raziskavah.

2. Pomembnejše dosedanje raziskave

Rajko Pavlovec

Ozemlje Goriških brd in neposredne sosesčine je bilo predmet številnih geoloških in paleontoloških raziskav. Predvsem so opisovali furlanske kraje, na katere mejijo Brda. Zato je večina publikacij o geologiji Furlanije posredno ali neposredno vezana na Goriška brda.

V najstarejšem obdobju raziskav je bilo tiskanih sicer nekaj del, vendar večina med njimi za današnje poznavanje geološke zgradbe te pokrajine nima večjega pomena. Martinis (1962, 7) je omenil prve raziskave Zanona že iz leta 1748; iz okolice Krmina naj bi našel »grandi Nautili e Nummuliti e corni di Ammone, e Coralli grandi stellati«. Ob tem citatu sem podvomil v natančnost navedb, saj je ime numulit postavil Lamarck šele leta 1801, pred njim pa je ta rod leta 1792 označil Bruguière kot *Camerina* (tip *Camerina laevigata*). Ker Zanonovega dela pri nas nimamo, sem se za pojasnilo obrnil na prof. Giuliana Piccolija v Padovi, ki mi je v pismu 28. 12. 1972 sporočil, da je Zanonovo delo izšlo dejansko leta 1768 (in ne 1748) in da v njem piše »grandi Nautili, Numularie e corni d'Ammone e coralli bianchi stellati«.

V tem najstarejšem obdobju so navajali krajše in daljše podatke o Furlaniji mnogi geologi in paleontologi. Pregled teh del z nekaterimi pripombami sta podala Dainelli (1915, 6 do 11) in Martinis (1962, 7 do 11). Kot zanimivost moramo omeniti, da numulitov iz okolice Krmina ni prezrl niti Haquet (1778, 10). Imenoval jih je »Pfennigsteine«. O numulitih pa je pisal tudi Scopoli (1781, 10 do 11, 14 do 16). Ta dva in še nekateri drugi so imenovali celo posamezne vrste numulitin, toda njihove navedbe nimajo posebne vrednosti.

Obdobje 18. stoletja in prve polovice 19. stoletja lahko imenujemo začetno dobo pravih geoloških raziskav Furlanije in s tem tudi Goriških brd. Sledile so raziskave avstrijskih geologov Hauerja, Stura, Foetterleja in drugih (druga polovica 19. stol.). V tem času sta delovala tudi Taramelli in Pirona, raziskovalca raznih nahajališč makrofavne in mikrofavne. Martinis (1962, 8) je menil, da je prvo pomembnejše delo napisal šele D'Achiardi (1875). Med drugim je opisal makrofavno iz nahajališč Rožac, Bračan in Ružiči, torej iz krajev, ki leže zelo blizu Goriških brd. Raziskovali pa so tudi Boué, Girardi, Catullo, Kaiser, De Zigno in Tellini, ki je zbral bogato zbirko fosilov, jih obdelal in v veliki meri objavil (cf. Dainelli, 1915, 6 do 7; Martinis, 1962, 8 do 9).

Na začetku našega stoletja je delal po Furlaniji Marinelli. Iz njenega vzhodnega dela je opisal mnogo mikrofavnističnih in makrofavnističnih vrst. Marinelli (1905, 5 do 6, 8) je prvi omenil stik krednega in eocenskega fliša na Matajurju, na kar so pozneje opozarjali še drugi geologi. Najpomembnejše pa je zelo obsežno Dainellijevo delo iz leta 1915. V njem je opisal vse takrat znane paleogenske plasti v Furlaniji in obravnaval tudi naše kraje med rekama Idrija in Soča, vključno torej ozemlje Goriških brd. Dainelli je zbral dotedanje podatke, dodal pa je nešteto svojih ugotovitev, tako da predstavlja njegova monografija pregled takratnega poznavanja geologije in paleontologije paleogenskih plasti v Furlaniji. Čeprav vse Dainellijeve določitve fosilov niso zanesljive, mu moramo vseeno priznati ogromno delo in tudi znaten napredek pri poznavanju paleogena Furlanije. Isto leto kot Dainellijevo delo je izšel obsežen opis paleogena v Benečiji (Fabiani, 1915), ki pa je za naše kraje manj pomemben.

Razumljivo je, da je posegel na Goriška brda tudi Stache, ki je proti koncu 19. stoletja in v začetku tega stoletja zelo podrobno raziskoval večji del južnozahodne Slovenije. Pripravil je geološko karto okolice Gorice (Stache,

1920). Stacheju so sledili nekateri avstrijski in italijanski geologi, vendar dolgo ni bilo pomembnejšega dela o Goriških brdih.

O strukturnih problemih, nastanku plasti in starosti sedimentov je napisal daljšo razpravo Feruglio (1925) in se dotaknil tudi problematike Goriških brd. Za geološko karto pa je pripravil podatke Fabiani in jih objavil na listu Tolmin 1:100 000 (Fabiani in drugi, 1937).

Zadnje obdobje je nastopilo po drugi svetovni vojni. Čeprav je meja presekala skupno ozemlje na jugoslovanski in italijanski del, se mnogi geologi tudi danes ne omejujejo na eno ali drugo stran, marveč obravnavajo vsaj del podatkov skupno. Tako je od italijanskih geologov pomemben za naše kraje predvsem Martinis (1951), ki je avtor geološke karte list »Gorizia«. Ko je Martinis pripravljala geološko karto, je zbral veliko podatkov in jih objavil leta 1962. Iz Goriških brd omenja rdečo »scaglio« na Sabotinu (scaglia rossa di M. Sabotino; Martinis, 1962, 47). Te sedimente je Stache (1920) označil kot »rdeče mejne laporje med krednimi apnenci in flišem«, pozneje pa smo jih imenovali podsabotinske plasti (Drobne in Pavlovec, 1969).

Nadalje je Martinis preučil razvoj krminskega fliša (str. 70—83), ki ga je razdelil na štiri faciese. Svojemu delu je dodal še mnogo paleontoloških podatkov (str. 179 do 197) in obsežno bibliografijo. Manj pomemben pa je za nas Martinisov (1966) opis profilov dveh vrtnin severno od Vidma. Zanimiva je le mikrofavnistična združba, podobna tisti iz Goriških brd.

V povojnem času so začeli Goriška brda preučevati tudi domači geologi. Na eni strani so posvečali pozornost mikrofavni (Pavlovec, 1963), na drugi strani pa so zbirali gradivo za geološko karto (Buser, Pavšič, Šribar in drugi). Večina tega materiala še ni objavljena. V tem času je Pavlovec (1966) objavil tudi obvestilo o rezultatih biostratigrafskih raziskav.

Piccoli in Proto Decima (1969a, b) sta našla na podlagi planktonskih foraminifer med Plavami in Vrhovljami cono z vrsto *Globorotalia velascoensis*, v bližini Šmartnega pa cono z *Globorotalia aequa*.

Leta 1972 je francoski mikropaleontolog in geolog Bignot revidiral »liburnijske plasti« in se med drugim dotaknil ozemlja Goriških brd (str. 86 do 89) po navedbah drugih avtorjev.

Posebej naj omenimo še dvojce raziskav, ki jih je v preteklih letih financiral Sklad Borisa Kidriča. Leta 1962 je skupina geologov (Pavlovec in sodel., 1962) reševala geološke, petrografske, mikropaleontološke, hidrogeološke in inženirsko-geološke probleme Goriških brd. Izdelali so geološki zemljevid tega ozemlja. Fliš so razdelili na severni in južni razvoj (Pavlovec, 1963, 504). To je bila prva ločitev flišnih kamenin na dva litološko različna dela, ki so ju pozneje imenovali kožbanske plasti (prejšnji severni razvoj) in medanske plasti (prejšnji južni razvoj; Pavlovec, 1966).

Tri leta pozneje je Pavlovec (1965) preiskoval makroforaminifere iz zelo bogatega nahajališča pri Vipolžah. To favno je primerjal s favno sosednjih furlanskih nahajališč.

Po vseh teh raziskavah je geološka slika Goriških brd naslednja. Terciarnе plasti obrobļata na vzhodni in severovzhodni strani zgornjekredni rudistni apnenec in rdeči lapor, ki ju imenujemo podsabotinske plasti (Drobne in Pavlovec, 1969). Proti jugu vpadajo flišne plasti pod kvartarni nanos. Podsabotinske plasti smo leta 1962 (Pavlovec in sodel., 1962) prišteli zgornji

kredi, ker smo v njih našli samo globotrunkane. Pozneje je Šribarjeva (1965) določila globorotalije in globotrunkane in tako dokazala sedimentacijo podsabotinskih plasti v zgornji kredi, paleocenu ter po njenem mnenju celo v eocenu. Temu je Pavlovec (1968, 123) oporekal, zakaj v eocenu se je na območju Goriških brd že usedal fliš.

Neposrednega normalnega stika med podsabotinskimi plastmi in flišem v Goriških brdih doslej nismo uspeli najti. Pač pa je ob glavni cesti Plave—Vrhovlje dobro viden stik apnenca in spodnjega dela kožbanskih plasti. Po tem sklepamo, da je bila po sedimentaciji podsabotinskih plasti na območju Goriških brd erozijska faza (Pavlovec, 1966), kar potrjujejo tudi kosi in bloki rdečega podsabotinskega laporja v kožbanskih plasteh.

V severnem delu Goriških brd in na pobočjih Korade nastopajo kožbanske plasti, katerih sedimentacija je sledila erozijski fazi. Debele so nekaj sto metrov, verjetno pa še precej več. V kožbanskih plasteh se pojavljajo debeli skladi konglomerata, breče, peščenjaka, laporja (opoke v smislu Pavlovca, 1961, 162) pa tudi sovdana. Značilne so debelozrnate kamenine, kakršnih v medanskih plasteh ni veliko.

V vrhnjem delu kožbanskih plasti je vedno več laporja (opoke) in sovdana, manj pa breče in konglomerata. Posamezni skladi opoke in sovdana so po več deset metrov debeli.

Severno od Gonjač je pri odcepu ceste proti Sabotinu plast opoke, na kateri leži sovdan. Opoka je bazalna plast medanskih plasti, ki se razprostirajo od najjužnejših delov Goriških brd. Za medanske plasti je značilno hitro menjavanje laporja in peščenjaka; posamezne plasti so debele nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Debelejše plasti peščenjaka in breče so redke. Za medanske plasti je značilna razporeditev zrn po velikosti (graded bedding) in so torej usedlina turbiditnih tokov. Tega je v kožbanskih plasteh manj.

Po sedimentaciji medanskih plasti se je morje umaknilo z območja Goriških brd. Razen kvartarnih naplavin v dolinah in glinastih sedimentov v močvirju pri Vipolzah mlajših kamenin od medanskih plasti v Goriških brdih nimamo.

3. Kronolitološke enote in njihova stratigrafija

Rajko Pavlovec

Tabela 1

V Goriških brdih in neposredni soseščini razlikujemo naslednje kronolitološke enote:

- rožaške plasti
- psevdokredni konglomerat
- krminski fliš
- kožbanske plasti
- medanske plasti
- sredenjski fliš.

Rožaške plasti (= piano di Rosazzo) je poimenoval Taramelli (1869, t. 14). Gre za laporne in konglomeratne eocenske plasti pri Rožacu v Furlaniji, ki vsebujejo veliko mikrofavne in makrofavne. Temu horizontu prištevajo tudi druga bližnja nahajališča iz okolice Krmina. Dejansko so to zgornjecuisijska in deloma

morda spodnjelutecijska nahajališča fosilov, ne pa stratotipi. Zato jih v zadnjem času tudi imenujejo nahajališča Rožac (piano di Rosazzo), Bračan (piano di Brazzano), Noaks (piano di Noax) in druga (Schaub, 1962d; Castellarin in Zucchi, 1963). Enako staro kot pri Rožacu je nahajališče pri Vipolžah, ki spada v zgornji del medanskih plasti.

Tudi ime **pseudokredni konglomerat** (= conglomerato pseudo-cretaceo) izvira od Taramellija (1870, 37 in 50 do 53; cf. Dal Piaz in Trevisan, 1956, 41). To so vložki konglomerata in breče v eocenskem laporju, sestavljeni iz kosov krednih kamenin in drobcov rudistov, vezivo pa je laporno.

Pseudokredni konglomerat se pojavlja v okolici Nadiže in Soče v vzhodni Furlaniji. Gnacollini (1968) ga je našel v okolici Čedada. Tudi konglomerat in breča nad Kanalom sta enake sestave in vsebujeta maastrichtijsko mikrofavno *Orbitoides media* (D'Archiac), O. cf. *apiculata* Schlumberger, *Lepidorbitoides* sp., L. cf. *socialis* (Leymerie), *Siderolites* sp., *Simplorbites* sp. in *Miscellanea* sp. (Pavlovec, 1962, 248 do 249; 1966, 244). Poleg makroforaminifer najdemo tudi kredno makrofavno. Leta 1962 sem se sicer nagibal k mišljenju, da so plasti nad Kanalom kredne (Pavlovec, 1962, 250), vendar bo mogoče to dokončno potrditi šele s preučevanjem mikroforaminifer. Cousin (1970, 1040) je omenil pri Plavah olistostrome, preložene iz maastrichtijskih plasti. V njih je našel *Orbitoides media*, *Hellenocyclina beotica*, *Omphalocyclus*, *Lepidorbitoides* in *Siderolites calcitrapoides* Lamarck.

Pseudokredni konglomerat je samo ena vrsta plasti, ki nastopajo v zaporedju flišnih sedimentov; tam so še sovdan, peščenjak in opoka. Zato pojem pseudokredni konglomerat kot stratotip ni uporaben, ampak je samo oznaka za eno od flišnih kamenin.

Krminski fliš (flysch di Cormons) je opisal Martinis leta 1962. Pod tem izrazom je združil več faciesov, katerih skupna karakteristika je bolj ali manj nepravilno menjavanje laporja in peščenjaka.

1. Laporni facies (Martinis, 1962, 72 do 73) je podoben sovdanu; sestoji iz laporja z vložki peščenjaka, ki je različno trdno zlepljen. Vsebuje med drugim vrste *Nummulites laevigatus* Bruguière, *N. perforatus* (Montfort), *Assilina exponens* (Sowerby), *Ass. granulosa* (d'Archiac) in *Ass. spira* (De Roissy), ki jih je določil Martinis. Dainelli (1915) pa je našel vrste *Alveolina violae* Checchia-Rispoli, *A. pasticillata* (Schwager), *N. gizensis* (Forskal), *Globigerina bulloides* D'Orbigny in druge.

2. Peščeno laporni facies obsega laporne plasti z vložki trdega kremenovega peščenjaka. Tudi ta facies je podoben sovdanu. Martinis (1962, 78) je našel v njem med drugim vrste *Globigerina bulloides*, *Globorotalia angulata* (White) in *G. aragonensis* Nuttall.

Oba faciesa zelo spominjata na medanske plasti v Goriških brdih.

3. Peščeni facies. V njem je peščenjak podoben prejšnjemu faciesu. Vsebuje mnogo kremenca, vezivo pa je apneno (Martinis, 1962, 80).

4. Konglomeratni facies sestoji iz grobo klastičnih sedimentov, predvsem iz breče in konglomerata, ki vsebuje bogato favno (Martinis, 1962, 83): *Nummulites laevigatus*, *N. perforatus*, *Assilina exponens*, *Ass. granulosa* in *Ass. spira*.

Martinis (1962, 26) je prištel krminski fliš srednjemu in zgornjemu luteciju. Plasti s tako bogato favno kot pri Krminu ni v sosednjih Goriških brdih —

razen numulitinskega horizonta pri Vipolžah. Vendar podatki o favni krminskega fliša niso dovolj zanesljivi. *Globorotalia angulata* in *G. aragonensis* (2. facies) sta stratigrafsko različni obliki. Tudi *Nummulites laevigatus* in *N. perforatus* primarno ne moreta nastopati skupaj (glej 1. facies). Zelo verjetno je *Nummulites perforatus* v resnici *N. friulanus* Schaub ali kak drug predstavnik razvojnega niza *N. perforatus*-*N. burdigalensis*. Po sorodnosti favne lahko vsaj del krminskega fliša štejemo v rožaški horizont, ki ga prištevajo najmlajšemu cuisiju. To pomeni, da krminski fliš lahko vzporejamo z bogatimi fosilonosnimi plastmi pri Rožacu in Vipolžah (= medanske plasti).

Kožbanske plasti (1965). Leta 1962 (Pavlovčec in sod., 1962) smo imenovali plasti v severnem delu Goriških brd in na Koradi »severni razvoj fliša«, v južnem delu Goriških brd pa »južni razvoj fliša«. Pri nadaljnjih raziskavah se je pokazalo, da se obe seriji kamenin zelo razlikujeta med seboj in sta tudi različno stari. Zato izraza »severni in južni razvoj« nista primerna in smo prvega preimenovali v kožbanske plasti, drugega pa v medanske.

Kožbanske plasti (Pavlovčec, 1965, 50; 1966, 244 = Kožbana beds) so dobile ime po vasi Kožbana v severnem delu Goriških brd. Profil kožbanskih plasti je zelo dobro razgaljen ob glavni cesti iz Plav v Goriška brda. Začno se z bazalnim konglomeratom, ki leži pri Plavah na krednem apnencu. V spodnjem delu kožbanskih plasti prevladujeta konglomerat in breča, vložki peščenjaka in laporja pa so redki. Više se pojavijo debele plasti laporja (opoke), peščenjaka, ponekod tudi sovdana. Čim više gremo, tem več je med konglomeratom in brečo laporja, sovdana in peščenjaka.

Po debeloklastičnih kameninah v spodnjem delu kožbanskih plasti sklepamo na velike podmorske plazove v zvezi z erozijsko fazo pred začetkom nastajanja kožbanskih plasti in orogenezo, ki je spremljala sedimentacijo vsaj njihovega spodnjega dela; verjetno gre za drugo laramijsko fazo (Tollmann, 1966, 86). V zgornjem delu kažejo kamenine na mnogo bolj umirjeno sedimentacijo s turbiditnimi tokovi.

V kožbanskih plasteh najdemo presedimentirano kredno mikrofavno skupaj s paleogenskimi oblikami. Od krednih so najpogostejši rodovi *Orbitoides*, *Siderolites*, *Miscellanea*, od terciarnih pa *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Asterocyclina*, *Coscinolina*,? *Pellatispira*, *Distichoplax*, *Globigerina*, *Globorotalia*, miliolide, rotaliide in textulariide.

Konglomerat, ki ga je Taramelli (1870) imenoval psevdokrednega, je del kožbanskih plasti. Numulitna breča v Vipavski dolini, ki jo je raziskal Engel (1970), je nekoliko drugačna od breče v kožbanskih plasteh. Obe kamenini se ločita tudi po starosti.

Po rezultatih preučevanja nanoplanktona in mikroforaminifer prištevamo kožbanske plasti bioconam z vrstami *Globorotalia pseudomenardii*, *G. velascoensis* in *Discoaster multiradiatus*. To pomeni, da so nastajale v ilerdiju, morda manjši del tudi še v zgornjem delu srednjega paleocena.

Medanske plasti (1965) so imenovane po vasi Medana v južnem delu Goriških brd (Pavlovčec, 1966, 243 = Medana beds). Začenjajo se s približno deset metrov debelo plastjo trdega sivega laporja (opoke). Više preidejo v plasti hitro menjajočega se laporja in kremenovega peščenjaka, ki jih imenujemo sovdan. To so sedimenti turbiditnih tokov; spodaj ležeči peščenjak prehaja v lapor in na njem sledi z ostro mejo zopet peščenjak. Posamezne plasti so

debele nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Redki so vložki breče ali debelejše plasti peščenjaka. V laporju je ponekod veliko mikroforaminifer, makroforaminifere pa se pojavljajo samo v bolj debelozrnatih kameninah.

Po takšni sedimentaciji sodeč so medanske plasti bolj tipičen fliš kot kožbanske, čeprav se po mojem mnenju pri definiciji fliša zaradi tako zelo različnih sedimentov sploh ne moremo omejiti samo na nekatere od teh kamenin.

Medanskim plastem je podoben krminski fliš. Vendar je prišel Martinis (1962) krminskemu flišu zelo različne kamenine. Zato je krminski fliš nekoliko širši pojem kot medanske plasti, ki jim je najbližji Martinisov »peščeno laporni facies«. V Goriških brdih pa zaradi slabše razgaljenosti ali zaradi nekoliko drugačnega razvoja plasti ne moremo ločiti štirih Martinisovih faciesov krminskega fliša. Zato ostajata obe imeni — krminski fliš in medanske plasti — veljavni še naprej.

Medanske plasti pripadajo bioconam z vrstami *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae*, *G. formosa formosa* in *G. aragonensis*, oziroma *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus* in *Marthasterites tribrachiatus*. To pomeni, da se je njihova sedimentacija verjetno začela v najmlajšem ilerdiju. Najmlajše razgaljene medanske plasti v Goriških brdih ustrezajo meji cuisij-lutecij, na kar sklepamo po bogati numulitinski favni pri Vipolžah v južnem delu Brd.

Srednjski fliš (= flysch di Stregna, 1969) sta opisala Venzo in Brambati (1969, 7 do 8) v okolici vasi Srednje severnovzhodno od Čedad. Ta fliš sestoji iz peščenjaka z vložki laporja, konglomerata in apnene breče. Konglomerat in brečo sta avtorja celo primerjala s psevdokrednim konglomeratom. Fliš v okolici Srednjega so torej kožbanske plasti, ki se normalno nadaljujejo na Koradi in dalje proti severozahodu. Ime kožbanske plasti ima prioriteto pred izrazom »flysch di Stregna«.

Tabela 1 — Table 1
Pregled kronolitoloških enot
Time rock units

Srednji paleocen in ilerdij Middle Paleocene and Ilerdian	Zgornji ilerdij in cuisij Upper Ilerdian and Cuisian
Biocone z <i>Globorotalia pseudomenardii</i> , <i>G. velascoensis</i> in <i>Discoaster multiradiatus</i>	Biocone z <i>Globorotalia aequa</i> , <i>G. subbotinae</i> , <i>G. formosa formosa</i> , <i>G. aragonensis</i> in <i>Marthasterites contortus</i> , <i>Discoaster binodosus</i> , <i>M. tribrachiatus</i>
Kožbanske plasti Kožbana beds (Pavlovec, 1966)	Medanske plasti Medana beds (Pavlovec, 1966)
Srednjski fliš Flysch di Stregna (Venzo & Brambati, 1969)	Krminski fliš Flysch di Cormons (Martinis, 1962) — sinonim za del medanskih plasti
Psevdokredni konglomerat Pseudo-Cretaceous conglomerate (Taramelli, 1870) — sinonim za del kožbanskih plasti	Rožaške plasti Rosazzo beds (Taramelli, 1869)

4. Mikrofavnistično preiskani profili

Rajko Pavlovec in Jernej Pavšič

Vzorčevali smo več profilov in posamezne vzorce vzeli še zunaj njih. Profile smo izbrali tako, da smo dobili vpogled v vrhnji del kožbanskih plasti (na južnem pobočju Korade in v okolici Vrhovlj) in v celotno zaporedje medanskih plasti (profili od Gonjač do Vipolž in v skrajnem zahodnem delu Goriških brd). Profile opisujemo od najstarejšega do najmlajšega, medtem ko so označeni v takšnem vrstnem redu, kakor smo vzorčevali na terenu. Tudi pri oznakah vzorcev zunaj profilov smo ohranili številke terenskih zapisov (delno R. Pavlovec, delno J. Pavšič in oznake Geološkega zavoda v Ljubljani), da bi se izognili zamenjavam.

Profil F (kožbanske plasti, sl. 1) se začne ob cesti Plave—Vrhovlje približno 300 m severno od gostilne v Vrhovljah. Tam je točka F/4. Točka F/3 je pri gostilni, točka F/1 pa približno 300 m od odcepa ceste na Sabotin severno-vzhodno od Gonjač. Celoten profil je dolg nekaj več kot 1 km.

V profilu F se menjavajo več metrov in tudi nekaj deset metrov debele skladovnice posameznih členov kožbanskih plasti. Med točkama F/4 in F/3 prevladujejo sovodske plasti laporja in peščenjaka. Sledi debelejši vložek trdega sivega laporja (opoke), nato zopet sovdan (vzorec F/2) in na njem opoka (vzorec F/1).

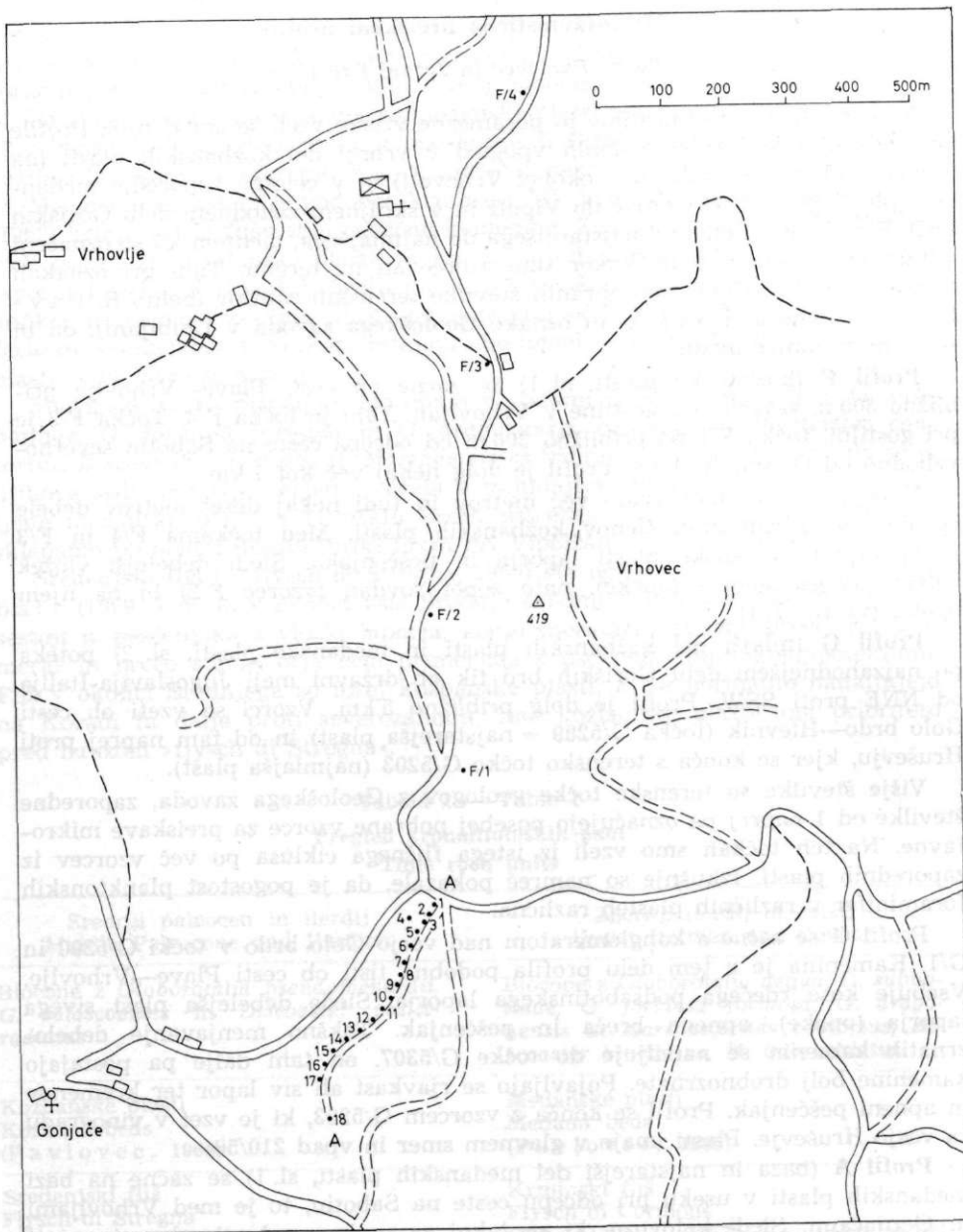
Profil G (mlajši del kožbanskih plasti in medanske plasti, sl. 2) poteka po najzahodnejšem delu Goriških brd tik ob državni meji Jugoslavija-Italija od NNE proti SSW. Profil je dolg približno 5 km. Vzorci so vzeti ob cesti Golo brdo—Hlevnik (točka G/5289 = najstarejša plast) in od tam naprej proti Hruševju, kjer se konča s terensko točko G/5203 (najmlajša plast).

Višje številke so terenske točke geologov z Geološkega zavoda, zaporedne številke od 1 naprej pa označujejo posebej pobrane vzorce za preiskave mikrofavne. Na teh točkah smo vzeli iz istega flišnega ciklusa po več vzorcev iz zaporednih plasti. Izkušnje so namreč pokazale, da je pogostost planktonskih foraminifer v različnih plasteh različna.

Profil G se začne s konglomeratom nad vasjo Golo brdo v točki G/5290 in G/1. Kamenina je v tem delu profila podobna tisti ob cesti Plave—Vrhovlje. Vsebuje kose rdečega podsabotinskega laporja. Slede debelejša plast sivega laporja (opoke), apnena breča in peščenjak. Takšno menjavanje debelo-zrnatih kamenin se nadaljuje do točke G/5307, od tam dalje pa postajajo kamenine bolj drobozrnate. Pojavljajo se rjavkast ali siv lapor ter kremenov in apneni peščenjak. Profil se konča z vzorcem G/5203, ki je vzet v vinogradu za vasjo Hruševje. Plasti imajo v glavnem smer in vpad 210/50.

Profil A (baza in najstarejši del medanskih plasti, sl. 1) se začne na bazi medanskih plasti v useku pri odcepu ceste na Sabotin, to je med Vrhovljami in Gonjačami. Sledi kolovozu, ki se takoj za usekom odcepi od ceste proti jugu, to je proti Gonjačam, in vodi v vinograde.

Na bazi je več metrov debela opoka (vzorca A/1 in A/2). Vzorec A/3 je iz najnižjega dela sovdana, ki leži na opoki; sovdan je potem v vsem profilu do zadnje točke A/18 pri rezervoarju nad Gonjačami. Profil je dolg približno 350 metrov. Plasti peščenjaka so debele nekaj centimetrov do nekaj deci-

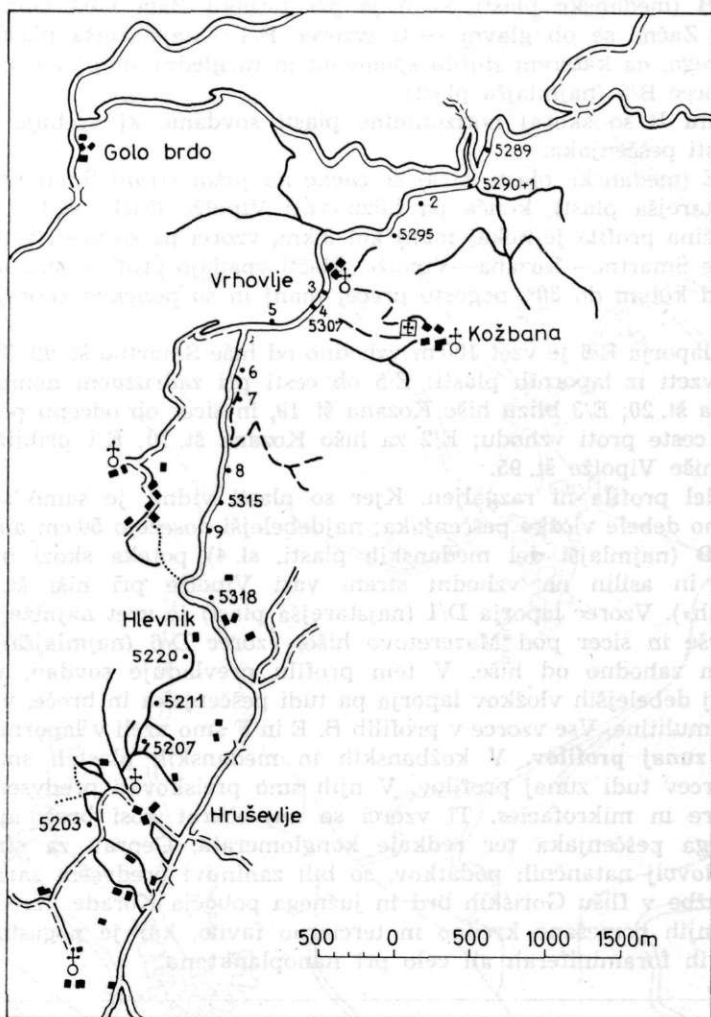


Sl. 1. Profila F in A skozi kožbanske plasti in najstarejši del medanskih plasti
 Fig. 1. Sections F and A along the Kožbana beds and the oldest part of the Medana beds

metrov, najdebelejša razgaljena plast doseže 60 cm. Vmesne laporne plasti so nekoliko tanjše. Najpogostejša smer in vpad plasti sta 225/45.

Profila C-I in C-II (medanske plasti, sl. 3). Pred Gonjačami se odcepi asfaltirana cesta proti Vedrijanu. Profil C-I je na južni strani križišča od ceste do vrha zaseka. Tik ob cesti je točka C-I/1, na vrhu pa je najmlajša plast tega profila C-I/7. Dolžina profila je 10 metrov.

V profilu C-I je sovdan. Sredi profila je 80 cm debela plast peščenjaka. Smer in vpad plasti sta 230/25.



Sl. 2. Profil G skozi mlajši del kožbanskih plasti in skozi medanske plasti

Fig. 2. Section G along the youngest part of the Kožbana beds and the Medana beds

Profil C-II je kakih 250 m oddaljen od odcepa ceste proti Vedrijanu. Debelina profiliranih plasti sovdana je približno 10 m. Smer in vpad plasti sta 215/55. Najstarejša plast je C-II/1, najmlajša C-II/5.

Profil C III (medanske plasti, sl. 3). Približno 700 m dolg profil C-III se začne zahodno od Vedrijana prav blizu vasi, vzorci pa so bili vzeti ob asfaltirani cesti. Vzorec C-III/1 je iz najmlajše plasti v profilu, vzet pa je nasproti transformatorja. Blizu hiše Vedrijan št. 6 je pobran vzorec C-III/3. Zadnji vzorec C-III/12 je najstarejša plast.

V profilu C-III je vseskozi sovdan, v katerem ni debelejših vložkov peščenjaka. Vsi vzorci iz profilov A, C-I, C-II in C-III so iz lapornih plasti.

Profil B (medanske plasti, sl. 3) je pri zaselku Bala med Gonjačami in Šmartnim. Začne se ob glavni cesti (vzorec B/1 = najstarejša plast) in sega do vrha brega, na katerem stojita spomenik in razgledni stolp. Tik pod vrhom je vzet vzorec B/5 (najmlajša plast).

V profilu B so skoraj horizontalne plasti sovdane, ki vsebuje do 60 cm debele plasti peščenjaka.

Profil E (medanske plasti, sl. 4) se začne na južni strani Šmartnega (točka E/6 = najstarejša plast), konča pa blizu vasi Vipolže (točka E/1 = najmlajša plast). Dolžina profila je nekaj manj kot 3 km, vzorci pa so vzeti vzdolž asfaltirane ceste Šmartno—Kozana—Vipolže. Plasti vpadaajo proti severu ali severozahodu pod kotom do 30°, pogosto precej manj in so ponekod skoraj horizontalne.

Vzorec laporja E/6 je vzet 100 m vzhodno od hiše Šmartno št. 92. Tudi ostali vzorci so vzeti iz lapornih plasti: E/5 ob cesti pri zadružnem domu; E/4 pri hiši Kozana št. 20; E/3 blizu hiše Kozana št. 19, in sicer ob odcepu poljske poti od glavne ceste proti vzhodu; E/2 za hišo Kozana št. 10; E/1 približno 140 m južno od hiše Vipolže št. 95.

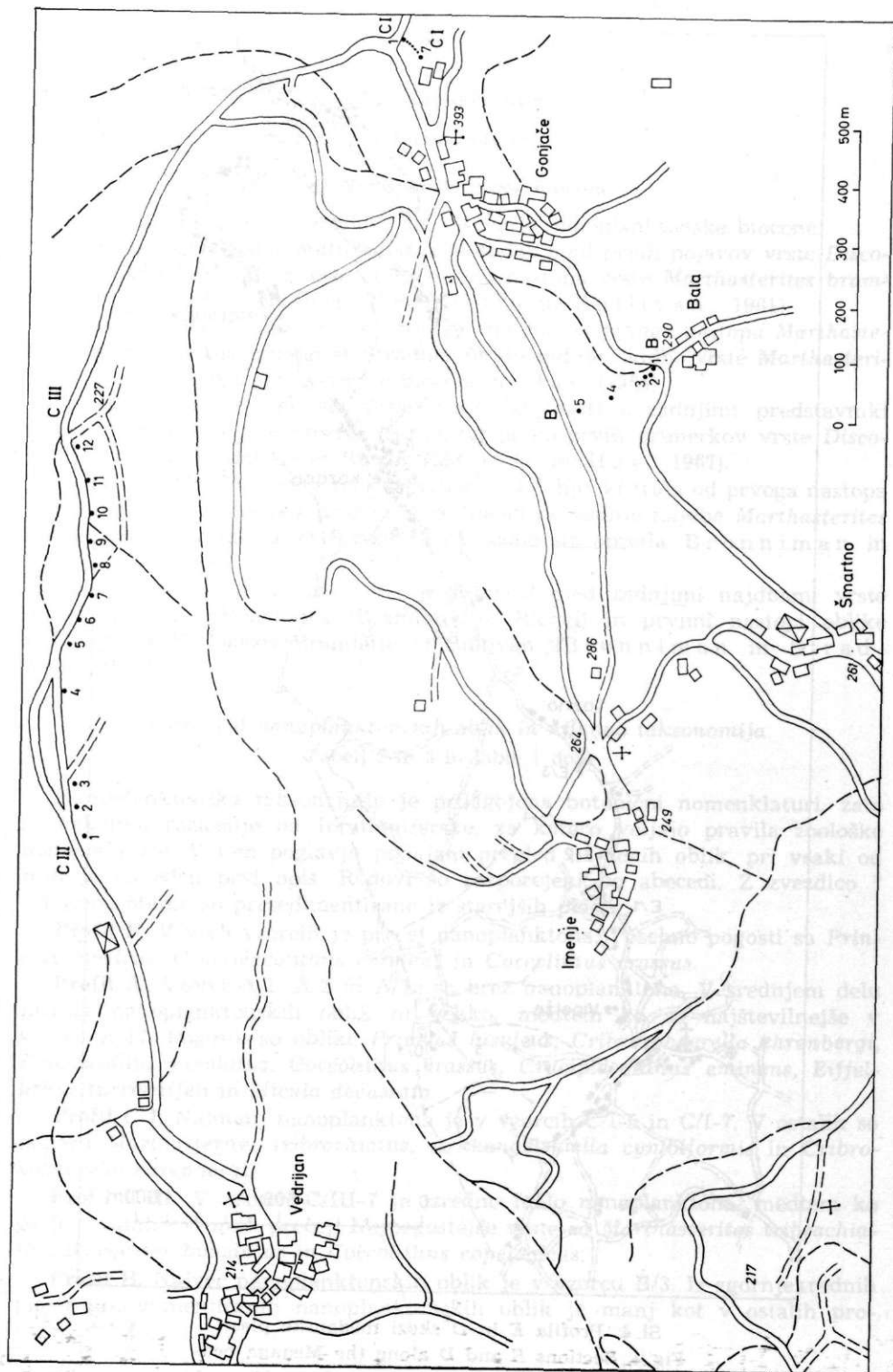
Velik del profila ni razgaljen. Kjer so plasti vidne, je samo sovdan, ki ima različno debele vložke peščenjaka; najdebelejši dosežejo 50 cm ali celo več.

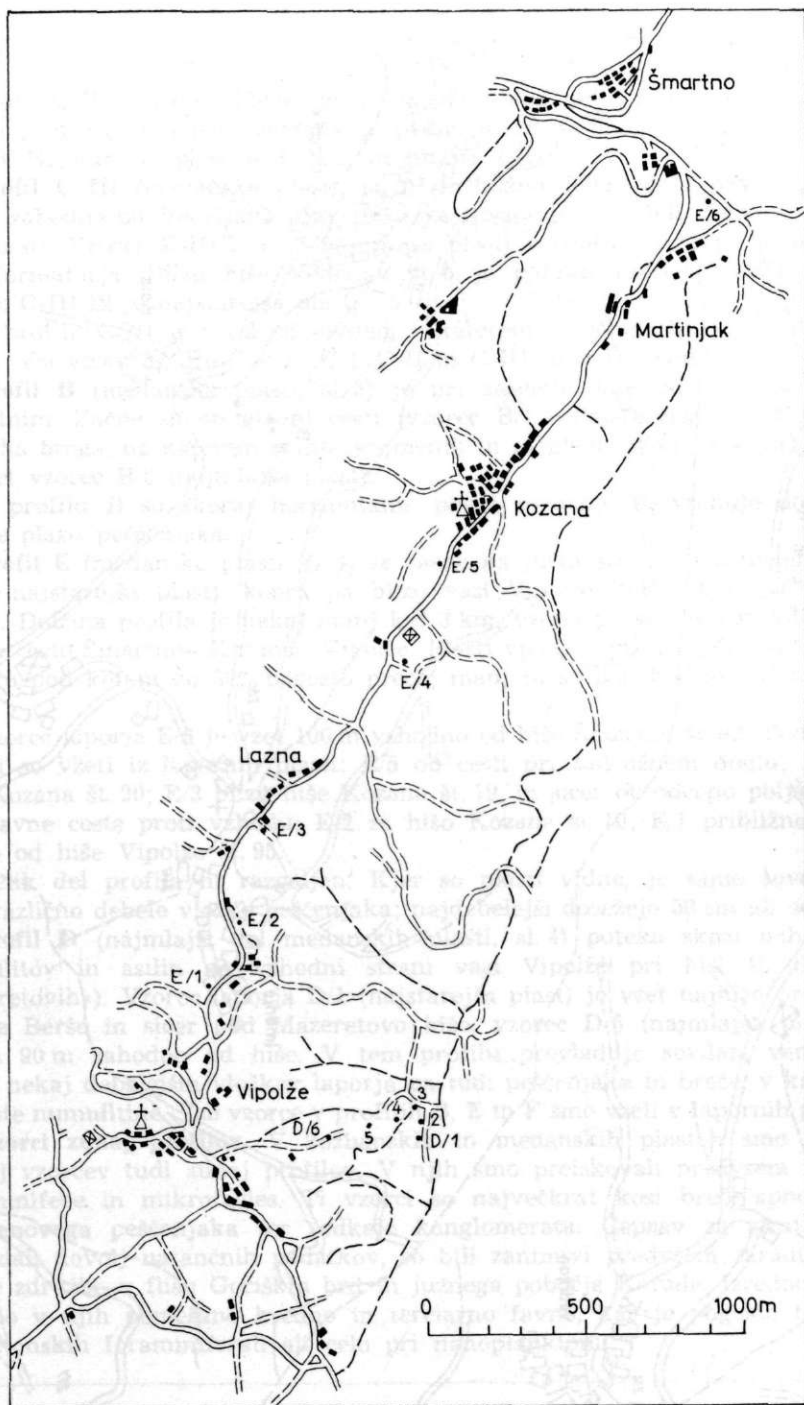
Profil D (najmlajši del medanskih plasti, sl. 4) poteka skozi nahajališče numulitov in asilin na vzhodni strani vasi Vipolže pri hiši št. 31 (»pri Mazeretovih«). Vzorec laporja D/1 (najstarejša plast) je vzet najnižje proti dnu doline Berše in sicer pod Mazeretovo hišo, vzorec D/6 (najmlajša plast) pa kakih 90 m zahodno od hiše. V tem profilu prevladuje sovdan, vendar je vmes nekaj debelejših vložkov laporja pa tudi peščenjaka in breče, v kateri so pogoste numulitine. Vse vzorce v profilih B, E in F smo vzeli v lapornih plasteh.

Vzorci zunaj profilov. V kožbanskih in medanskih plasteh smo pobrali precej vzorcev tudi zunaj profilov. V njih smo preiskovali predvsem makroforaminifere in mikrofacies. Ti vzorci so največkrat kosi breč, apnenca in kremenovega peščenjaka ter redkeje konglomerata. Čeprav za stratigrafijo niso dali dovolj natančnih podatkov, so bili zanimivi predvsem zaradi favništične združbe v flišu Goriških brd in južnega pobočja Korade. Izredno dobro vidimo v njih pomešano kredno in terciarno favno, kar je pogosto tudi pri planktonskih foraminiferah ali celo pri nanoplanktonu.

Sl. 3. Profili C-I, C-II, C-III in B skozi medanske plasti

Fig. 3. Sections C-I, C-II, C-III and B along the Medana beds





Sl. 4. Profila E in D skozi medanske plasti
Fig. 4. Sections E and D along the Medana beds

5. Nanoplankton

Livio Todesco

a) Nanoplanktonske biocone

Preiskane profile sem razdelil na naslednje nanoplanktonske biocone:

Biocona z *Discoaster multiradiatus* je obdobje od prvih pojavov vrste *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel do nastopa vrste *Marthasterites bramlettei* Bronniman et Stradner (Bramlette in Sullivan, 1961).

Biocona z *Marthasterites contortus* je obdobje od prvega nastopa *Marthasterites bramlettei* Bronniman et Stradner pa do zadnje najdbe vrste *Marthasterites contortus* (Stradner). Avtor te biocone je Hay (1964).

Biocona z *Discoaster binodosus* traja od plasti z zadnjimi predstavniki oblike *Marthasterites contortus* (Stradner) in do prvih primerkov vrste *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel (Mohler in Hay, 1967).

Biocona z *Marthasterites tribrachiatus* je obdobje, ki traja od prvega nastopa vrste *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel do zadnje najdbe *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel). To biocono sta opisala Bronniman in Stradner (1960).

Biocona z *Discoaster lodoensis* je interval med zadnjimi najdbami vrste *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel) in prvimi nastopi oblike *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan (Bronniman in Stradner, 1960).

b) Pregled nanoplanktonskih oblik in njihova taksonomija

Tabeli 2 in 3 in table 1 do 4

Nanoplanktonska taksonomija je prilagojena botanični nomenklaturi, zato se nekoliko razločuje od foraminiferske, za katero veljajo pravila zoološke nomenklature. V tem poglavju podajam pregled najdenih oblik, pri vsaki od njih je naveden prvi opis. Rodovi so razporejeni po abecedi. Z zvezdico * označene oblike so presedimentirane iz starejših plasti.

Profil F. V vseh vzorcih je precej nanoplanktona. Posebno pogosti so *Prinsius bisulcus*, *Cruciplacolithus eminens* in *Coccolithus crassus*.

Profil A. Vzorci A/1, A/2 in A/1e so brez nanoplanktona. V srednjem delu profila nanoplanktonskih oblik ni veliko, medtem ko so najštevilnejše v vzorcu A/17. Pogoste so oblike *Prinsius bisulcus*, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *Fasciculithus involutus*, *Coccolithus crassus*, *Cruciplacolithus eminens*, *Eiffelolithus turrisseiffeli* in *Micula decussata*.

Profil C I. Najmanj nanoplanktona je v vzorcih C/I-5 in C/I-7. V ostalih so pogosti *Marthasterites tribrachiatus*, *Arkhangelskiella cymbiformis* in *Cribrosphaerella ehrenbergi*.

Profil C III. V vzorcu C/III-7 je izredno malo nanoplanktona, medtem ko ga je v ostalih vzorcih precej. Najpogostejše vrste so *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster binodosus* in *Coccolithus eopelagicus*.

Profil B. Največ nanoplanktonskih oblik je v vzorcu B/3. Iz zgornjekrednih plasti presedimentiranih nanoplanktonskih oblik je manj kot v ostalih profilih.

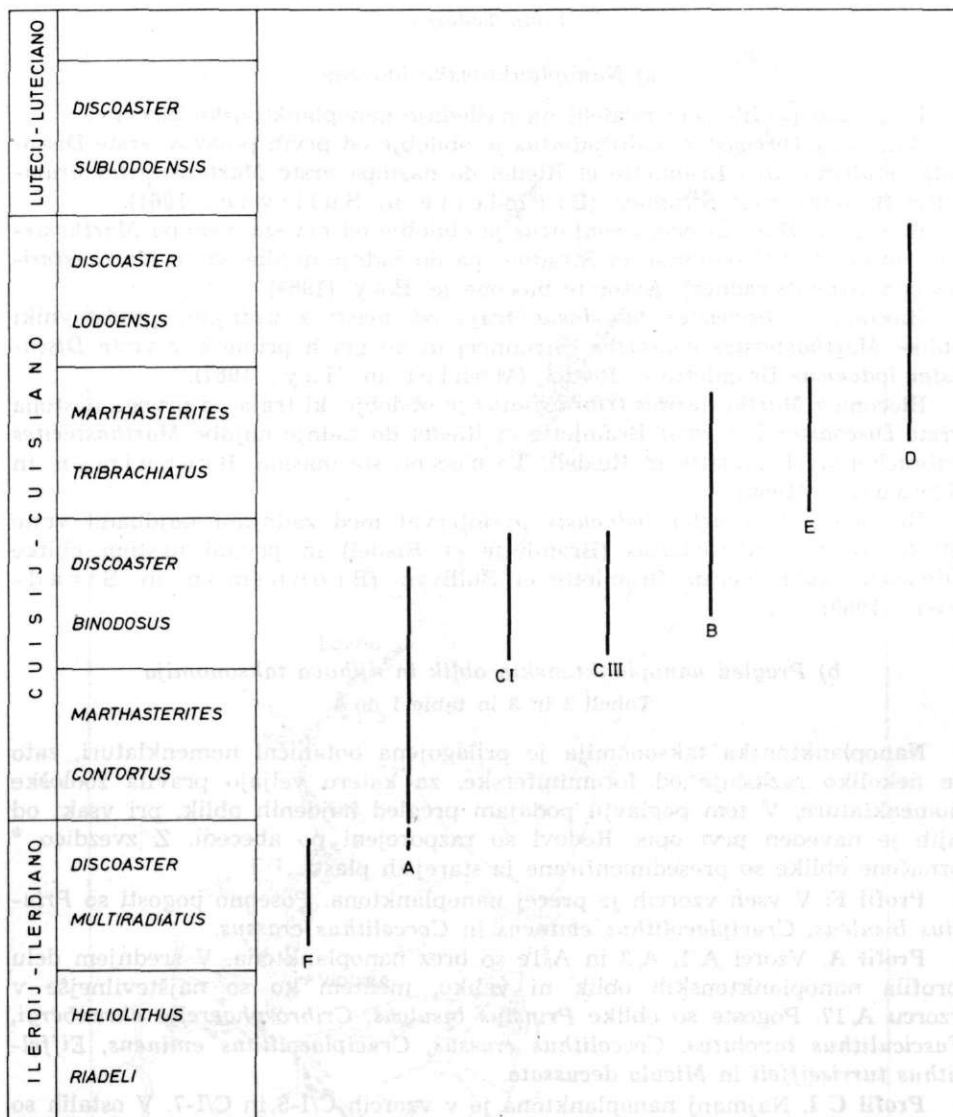


Tabela 2. Nanoplanktonske biocone v posameznih profilih

Table 2. Biozones identified by the occurrence of nanoplankton along the sections examined

Tavola 2. I biozoni di nanoplancton nei singoli profili

Profil E. Vzorci E/1, E/3, E/4 in E/6 vsebujejo malo nanoplanktona. Najpogostejše nanoplanktonske vrste so *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis*, *Coccolithus eopelagicus* in *Cyclococcolithus formosus*.

Profil D. V vzorcih D/2 in D/6 je nanoplanktona zelo malo, veliko pa ga je v vzorcu D/3, kjer je tudi zelo dobro ohranjen. V tem profilu so pogoste vrste *Discoaster lodoensis*, *Cyclococcolithus formosus*, *Stradneria crenulata* in *Cribrosphaerella ehrenbergi*. V vzorcu D/1 je bil najden en sam primerek *Discoaster* cf. *sublodoensis*; samo po tem primerku še ne morem prišteti tega profila bioconi z vrsto *Discoaster sublodoensis*.

c) Pregled najdenih oblik

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina

Tabla 1, sl. 1a, b

1959 *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 66. tabla 2, sl. 3a, b.

Braarudosphaera bigelowi (Gran et Braarud), Deflandre

Tabla 1, sl. 8a, b

1935 *Pontosphaera bigelowi* Gran et Braarud, 389, sl. 67 v besedilu.

1947 *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud), Deflandre 439, sl. 1 do 5 v besedilu.

Braarudosphaera discula Bramlette et Riedel

1954 *Braarudosphaera discula* Bramlette et Riedel, 394, tabla 38, sl. 7.

Campylosphaera dela (Bramlette et Sullivan) Hay et Mohler

Tabla 1, sl. 3a, b

1961 *Coccolithites delus* Bramlette et Sullivan, 151, tabla 7, sl. 1a do c; 2a, b.

1967 *Campylosphaera dela* (Bramlette et Sullivan), Hay in Mohler, 1531, tabla 198, sl. 14.

Chiasmolithus consuetus (Bramlette et Sullivan), Hay et Mohler

1961 *Coccolithus consuetus* Bramlette et Sullivan, 139, tabla 1, sl. 2a do c.

1967 *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette et Sullivan), Hay in Mohler, 1526, tabla 196, sl. 23 do 25; tabla 198, sl. 16.

Chiasmolithus grandis (Bramlette et Riedel), Bukry et Kennedy

Tabla 1, sl. 6a, b

1954 *Coccolithus grandis* Bramlette et Riedel, 391, tabla 38, sl. 1a, b.

1969 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel), Bukry in Kennedy, 42.

Coccolithus crassus Bramlette et Sullivan

1961 *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan, 139, tabla 1, sl. 4a do d.

Coccolithus eopelagicus (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan

Tabla 2, sl. 2a, b, c

- 1954 *Tremalithus eopelagicus* Bramlette et Riedel, 392, tabla 38, sl. 2a, b.
 1961 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel), Bramlette in Sullivan 141.
 1967 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel), Bramlette in Sullivan v: Bramlette in Wilcoxon, 102, tabla 4, sl. 6 do 8.

* *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky), Perch-Nielsen

Tabla 4, sl. 2a, b

- 1912 *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, 412, tabla 6, sl. 19, 20.
 1968 *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky), Perch-Nielsen, 54, tabla 17, sl. 1 do 8; sl. 21 v besedilu.

Cruciplacolithus crux (Deflandre et Fert), Roth

- 1954 *Discolithus crux* Deflandre et Fert, 143, tabla 14, sl. 4; sl. 55 v besedilu.
 1961 *Zygolithus crux* (Deflandre et Fert), Bramlette in Sullivan, 149, tabla 6, sl. 8—10.
 1970 *Cruciplacolithus crux* (Deflandre et Fert), Roth, 844.

Cruciplacolithus eminens (Bramlette et Sullivan), Hay et Mohler

- 1961 *Coccolithus eminens* Bramlette et Sullivan, 139, tabla 1, sl. 3a do d.
 1967 *Cruciplacolithus eminens* (Bramlette et Sullivan), Hay in Mohler, 1527, tabla 196, sl. 26 do 28; tabla 198, sl. 9, 10.

Cruciplacolithus staurion (Bramlette et Sullivan), Gartner

- 1961 *Coccolithus staurion* Bramlette et Sullivan, 140, tabla 2, sl. 5a, b; 6a—c.
 1971 *Cruciplacolithus staurion* (Bramlette et Sullivan), Gartner, 109.

Cruciplacolithus tenuis (Stradner), Hay et Mohler

Tabla 1, sl. 2a, b

- 1961 *Heliorthus tenuis* Stradner, 84, sl. 64, 65 v besedilu.
 1967 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), Hay in Mohler v: Hay in sod. 446.
 1967 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), Hay in Mohler, 1527, tabla 196, sl. 29—31; tabla 198, sl. 1, 17.

Cyclococcolithus formosus Kamptner

Tabla 2, sl. 10a, b

- 1963 *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, 163, tabla 2, sl. 8, sl. 20 v besedilu 4.
 1969 *Cyclococcolithus formosus* Kamptner v: Martini, 132, tabla 1, sl. 1, 2; (cum. syn.).

Cyclococcolithus gammaton (Bramlette et Sullivan), Sullivan

1961 *Coccolithites gammaton* Bramlette et Sullivan, 152, tabla 7, sl. 7a—c; 14a, b.

1964 *Cyclococcolithus gammaton* (Bramlette et Sullivan), Sullivan, 181, tabla 3, sl. 7a, b.

Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok

Tabla 2, sl. 7

1927 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 415.

1967 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, v: Hay in sod., tabla 1, sl. 9 do 11.

Discoaster binodosus Martini

Tabla 2, sl. 4

1958 *Discoaster binodosus* Martini, 362, tabla 4, sl. 18a, b.

Discoaster deflandrei Bramlette et Riedel

Tabla 2, sl. 9

1954 *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, 399, tabla 39, sl. 6; sl. 1a—c v besedilu.

1967 *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, v: Hay in sod., tabla 2, sl. 6 do 9.

Discoaster diastypus Bramlette et Sullivan

1961 *Discoaster diastypus* Bramlette et Sullivan, 159, tabla 11, sl. 6 do 8.

Discoaster distinctus Martini

1958 *Discoaster distinctus* Martini, 363, tabla 4, sl. 17a, b.

Discoaster gemmeus Stradner

1959a *Discoaster gemmeus* Stradner, 1086, sl. 21.

1967 *Discoaster gemmeus*, Stradner v: Hay in Mohler, 1538, tabla 204, sl. 19 do 21; tabla 206, sl. 3, 5, 6, 8.

Discoaster lenticularis Bramlette et Sullivan

1961 *Discoaster lenticularis* Bramlette et Sullivan, 160, tabla 12, sl. 1a, b; 2.

Discoaster lodoensis Bramlette & Riedel

Tabla 2, sl. 5

1954 *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, 398, tabla 39, sl. 3a, b.

Discoaster mirus Deflandre

Tabla 2, sl. 8

1954 *Discoaster mirus* Deflandre, v: Deflandre in Fert, 168, sl. 118 v besedilu.

Discoaster multiradiatus Bramlette et Riedel

Tabla 2, sl. 6

1954 *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, 396, tabla 38, sl. 10.*Discoaster* cf. *sublodoensis* Bramlette et Sullivan

Tabla 3, sl. 1

1961 *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan, 162, tabla 12, sl. 6a, b.*Discoaster wemmelensis* Achutan et Stradner

Tabla 2, sl. 3

1969 *Discoaster wemmelensis* Achutan et Stradner, 5, tabla 4, sl. 3, 4; sl. 2 v besedilu.*Discoasteroides kuepperi* (Stradner), Bramlette et Sullivan1959b *Discoaster kuepperi* Stradner, 478, f. 17, 21.1961 *Discoasteroides kuepperi* (Stradner), Bramlette et Sullivan, 163, tabla 13, sl. 16 do 19.* *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre), Reinhardt

Tabla 3, sl. 2a, b

1954 *Zygolithus turriseiffeli* Deflandre v: Deflandre in Fert, 149, tabla 13, sl. 15, 16; sl. 65 v besedilu.1965 *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre), Reinhardt, 36.*Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan), Sullivan

Tabla 3, sl. 3a, b

1961 *Coccolithites macellus* Bramlette et Sullivan, 152, tabla 7, sl. 11 do 13d.1964 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan), Sullivan, 184, tabla 5, sl. 3.*Fasciculithus involutus* Bramlette et Sullivan

Tabla 3, sl. 4a, b

1961 *Fasciculithus involutus* Bramlette et Sullivan, 164, tabla 14, sl. 1 do 5.*Lophodolithus nascens* Bramlette et Sullivan

Tabla 3, sl. 5a, b, c

1961 *Lophodolithus nascens* Bramlette et Sullivan, 145, tabla 4, sl. 7a do 8c.*Marthasterites bramlettei* Brönnimann et Stradner

Tabla 3, sl. 6

1960 *Marthasterites bramlettei* Brönnimann et Stadner, 366, sl. 17 do 20, 23, 24 v besedilu.

Marthasterites tribrachiatus (Bramlette et Riedel), Deflandre

Tabla 3, sl. 7

- 1954 *Discoaster tribrachiatus* Bramlette et Riedel, 397, tabla 38, sl. 11.
1959 *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), Deflandre, 138.
1963 *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), Deflandre v: Gohrbandt, 80, tabla 11, sl. 10.

* *Microrhabdulus decoratus* Deflandre

Tabla 3, sl. 8

- 1959 *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 140, tabla 4, sl. 1 do 5.

* *Micula decussata* Vekshina

Tabla 3, sl. 9a, b

- 1959 *Micula decussata* Vekshina, 71, tabla 1, sl. 6; tabla 2, sl. 11.
1968 *Micula decussata* Vekshina v: Gartner, 47, tabla 2, sl. 5—8; tabla 4, sl. 18; tabla 9, sl. 18 do 20; tabla 14, sl. 13—14; tabla 18, sl. 17; tabla 20, sl. 15; (cum syn.).

Neococcolithes dubius (Deflandre), Perch-Nielsen

Tabla 4, sl. 9

- 1954 *Zygolithus dubius* Deflandre v: Deflandre in Fert, 149, sl. 43, 44, 68.
1971 *Neococcolithes dubius* (Deflandre), Perch-Nielsen, 968, sl. 21.

Pontosphaera plana (Bramlette et Sullivan), Haq

Tabla 4, sl. 1a, b

- 1961 *Discolithus planus* Bramlette et Sullivan, 143, tabla 3, sl. 7a do c.
1971 *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan), Haq 22, tabla 10; sl. 1; tabla 12, sl. 6.

* *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), Gartner

- 1912 *Coccolithophora cretacea* Arkhangelsky, 410, tabla 6, sl. 12, 13.
1968 *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), Gartner 19, tabla 2, sl. 10 do 14; tabla 3, sl. 8; tabla 4, sl. 19 do 24; tabla 6, sl. 14, 15; tabla 9, sl. 1 do 4; tabla 12, sl. 1; tabla 14, sl. 20—22; tabla 18, sl. 8; tabla 22, sl. 1 do 3; tabla 23, sl. 4 do 6; tabla 25, sl. 12 do 14; tabla 26, sl. 2; (cum syn.).

Prinsius bisulcus (Stradner), Hay et Mohler

- 1963 *Coccolithus bisulcus* Stradner, v: Gohrbandt, 72, tabla 8, sl. 3—6; sl. 3 (1a, b) v besedilu.
1967 *Prinsius bisulcus* (Stradner), Hay et Mohler, 1259, tabla 196, sl. 10 do 13; tabla 197, sl. 6.

Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler et Wade), Roth

Tabla 4, sl. 3a, b

- 1966 *Syracosphaera bisecta* Hay, Mohler et Wade, 393, tabla 10, sl. 1 do 6.
 1970 *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade), Roth, 847, tabla 3, sl. 6, (cum syn.).

Rhabdosphaera perlonga (Deflandre), Bramlette et Sullivan

Tabla 4, sl. 4a, b

- 1952 *Rhabdolithus perlongus* Deflandre, v: Grasse, 465, sl. 362 (I).
 1954 *Rhabdolithus perlongus* Deflandre, v: Deflandre in Fert, 158, tabla 12, sl. 34, 35; sl. v besedilu 86.
 1961 *Rhabdosphaera perlonga* (Deflandre), Bramlette et Sullivan, 146, tabla 5, sl. 7a do c.

Sphenolithus moriformis (Brönnimann et Stradner), Bramlette et Wilcoxon

Tabla 4, sl. 6a, b

- 1960 *Hannoturbella moriformis*, Brönnimann et Stradner, 368, sl. 11 do 16.
 1967 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner), Bramlette et Wilcoxon, 124, tabla 3, sl. 1 do 6.

Sphenolithus radians Deflandre

Tabla 4, sl. 7a, b

- 1952 *Sphenolithus radians* Deflandre, v: Grasse, 466, tabla 343 (I do K); sl. 363 (A—G).
 1961 *Sphenolithus radians* Deflandre, v: Bramlette in Sullivan, 166, tabla 14, sl. 6, do 8b.

Stradneria crenulata (Bramlette et Martini), Noel

Tabla 1, sl. 5, 7a, b; tabla II, sl. 1

- 1964 *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, 300, tabla 2, sl. 21 do 24.
 1970 *Stradneria crenulata* (Bramlette et Martini), Noel, 55, tabla 12, sl. 5; tabla 17, sl. 3a, b.

* *Tetralithus obscurus* Deflandre

Tabla 4, sl. 8

- 1959 *Tetralithus obscurus* Deflandre, 138, tabla 3, sl. 26 do 29.

Toweius craticulus Hay et Mohler

- 1967 *Toweius craticulus* Hay et Mohler, 1530, tabla 196, sl. 7 do 9; tabla 197, sl. 2, 3.

Triquetrorhabdulus inversus Bukry et Bramlette

- 1969 *Triquetrorhabdulus inversus* Bukry et Bramlette, 142, tabla 1, sl. 9 do 14.

Zygolithus distentus Bramlette et Sullivan

1961 *Zygolithus distentus* Bramlette et Sullivan, 150, tabla 6, sl. 4 do 7.

Zygrablithus bijugatus (Deflandre), Deflandre

Tabla 4, sl. 5a, b

1954 *Zygolithus bijugatus* Deflandre, v: Deflandre in Fert, 148, tabla 11, sl. 20, 21.

1959 *Zygrablithus bijugatus* (Deflandre), Deflandre, v: Deflandre, 135.

1969 *Zygrablithus bijugatus* (Deflandre), Deflandre, v: Martini, 140, tabla 2, sl. 19, 20 (cum syn.).

Tabla 1 — Tavola 1 — Plate 1

1a, b. *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina
vzorec B/3, a) pri navadni svetlobi, b) pri faznem kontrastu
camp. B/3, a) luce ordinaria, b) contrasto di fase

2a, b. *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner)
vzorec B/3, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. B/3, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

3a, b. *Campylosphaera dela* (Bramlette et Sullivan)
vzorec E/1, a) pri faznem kontrastu, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. E/1, a) contrasto di fase, b) nicol incrociati

4a, b. *Cruciplacolithus staurion* (Bramlette et Sullivan)
vzorec D/5, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. D/5, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

5. *Stradneria crenulata* (Bramlette et Martini)
vzorec E/2, pri navadni svetlobi
camp. E/2, luce ordinaria

6a, b. *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel)
vzorec D/3, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. D/3, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

7a, b. *Stradneria crenulata* (Bramlette et Martini)
vzorec A/17 pogled od strani, a) pri faznem kontrastu, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, veduta laterale, a) contrasto di fase, b) nicol incrociati

8a, b. *Braarudosphaera bigelowi* Deflandre
vzorec E/2, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. E/2, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

Vse fotografije so 1800 × povečane
Tutte le fotografie × 1800

Tabla 1 — Tavola 1 — Plate 1

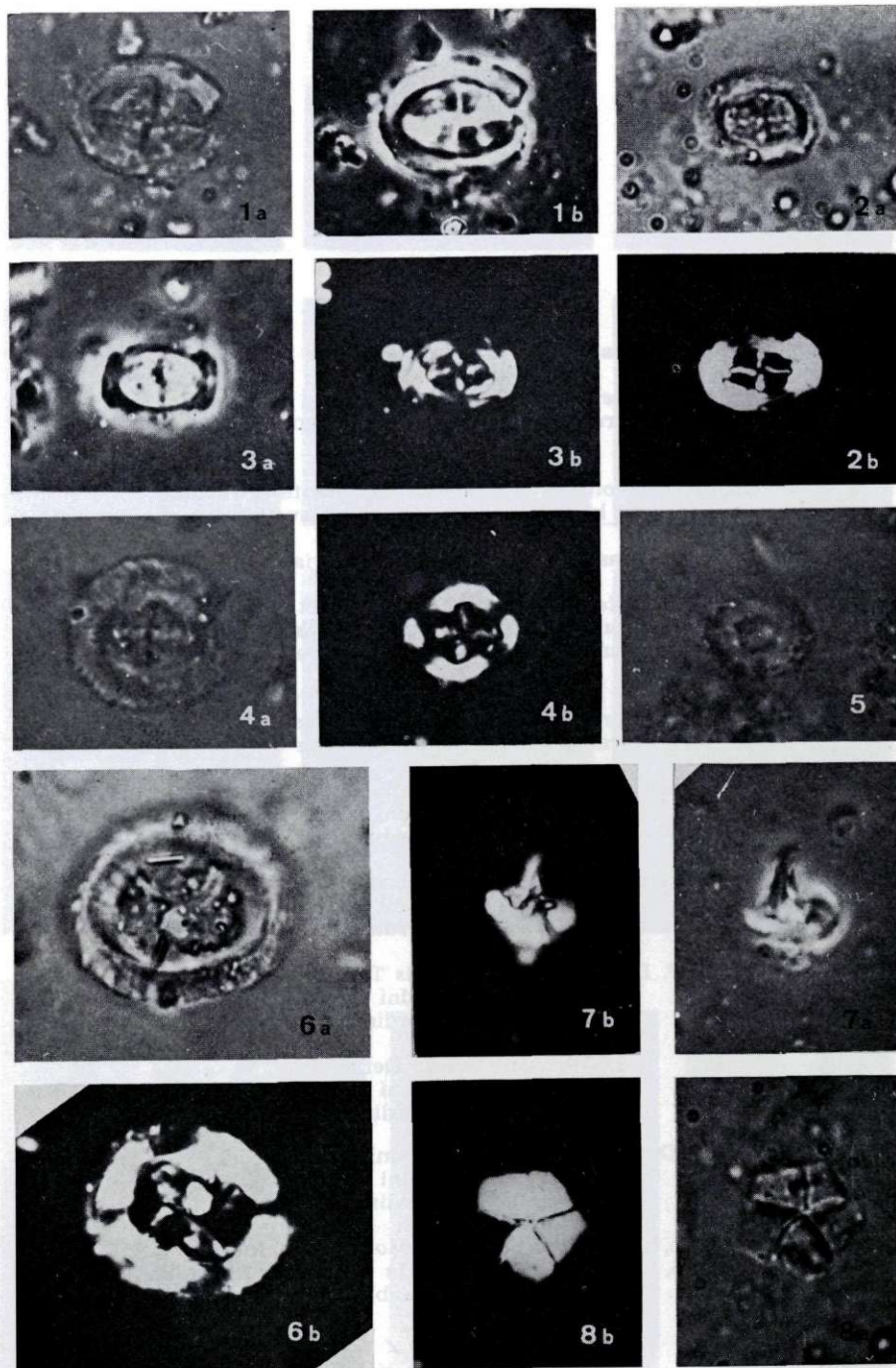


Tabla 2 — Tavola 2 — Plate 2

1. *Stradneria crenulata* (Bramlette et Martini)

vzorec E/2, pri navzkrižnih nikolih

camp. E/2, nicol incrociati

2a, b, c. *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel)

vzorec D/1, a) pri faznem kontrastu, b) pri navadni svetlobi, c) pri navzkrižnih nikolih

camp. D/1, a) contrasto di fase, b) luce ordinaria, c) nicol incrociati

3. *Discoaster wemmelensis* Achutan et Stradner

vzorec A/17, pri faznem kontrastu

camp. A/17, contrasto di fase

4. *Discoaster binodosus* Martini

vzorec A/17, pri faznem kontrastu

camp. A/17, contrasto di fase

5. *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel

vzorec D/3, pri navadni svetlobi

camp. D/3, luce ordinaria

6. *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel

vzorec A/3, pri navadni svetlobi

camp. A/3, luce ordinaria

7. *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok

vzorec D/3, pri navadni svetlobi

camp. D/3, luce ordinaria

8. *Discoaster mirus* Deflandre

vzorec D/3, pri navadni svetlobi

camp. D/3, luce ordinaria

9. *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel

vzorec D/3, pri navadni svetlobi

camp. D/3, luce ordinaria

10a, b. *Cyclococcolithus formosus* Kamptner

vzorec C-I/6, a) v navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih

camp. C-I/6, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

Vse fotografije so 1800 × povečane.

Tutte le fotografie × 1800

Tabla 2 — Tavola 2 — Plate 2

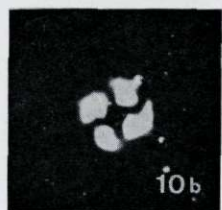
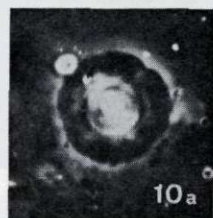
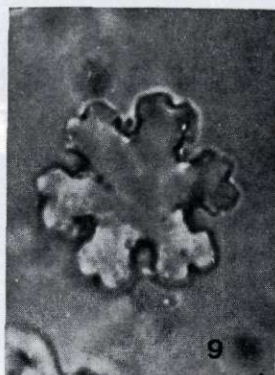
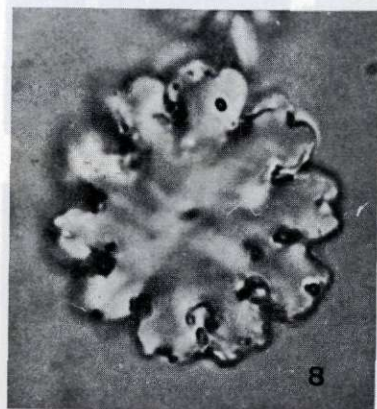
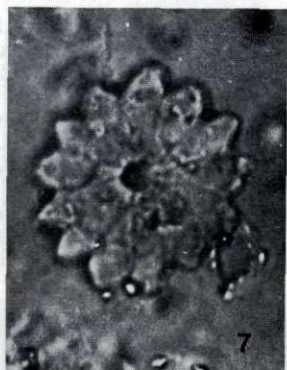
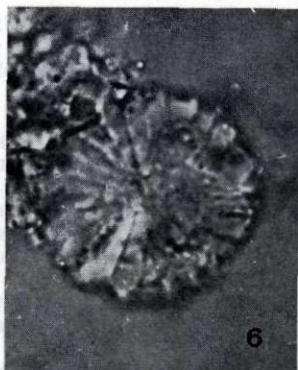
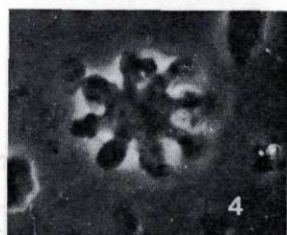
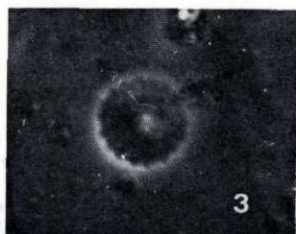
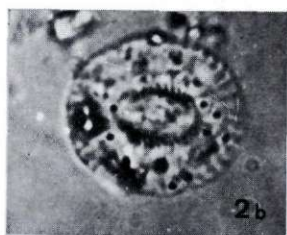
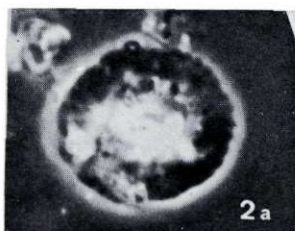


Tabla 3 — Tavola 3 — Plate 3

1. *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan
vzorec D/1, v navadni svetlobi
camp. D/1, luce ordinaria

- 2a, b. *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre)
vzorec C-I/6, a) v navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. C-I/6, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

- 3a, b. *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan)
vzorec A/17, a, b., pri navzkrižnih nikolih, a) pri 0°, b) pri 45°
camp. A/17, a, b, nicol incrociati; a) asse lungo a 0°, b) a 45°

- 4a, b. *Fasciculithus involutus* Bramlette et Sullivan
vzorec A/17, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

- 5a, b, c. *Lophodolithus nascens* Bramlette et Sullivan
vzorec A/17, a) pri navadni svetlobi, b) pri faznem kontrastu, c) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, a) luce ordinaria, b) contrasto di fase, c) nicol incrociati

6. *Marthasterites bramlettei* Brönnimann et Stradner
vzorec A/4, pri navadni svetlobi
camp. A/4, luce ordinaria

7. *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel)
vzorec E/2, pri navadni svetlobi
camp. E/2, luce ordinaria

8. *Microrhabdulus decoratus* Deflandre
vzorec A/5, pri navzkrižnih nikolih
camp. A/5, nicol incrociati

- 9a, b. *Micula decussata* Vekshina
vzorec A/4, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/4, a) luce ordinaria; b) nicol incrociati

Vse fotografije so 1800 × povečane
Tutte le fotografie × 1800

Tabla 3 — Tavola 3 — Plate 3

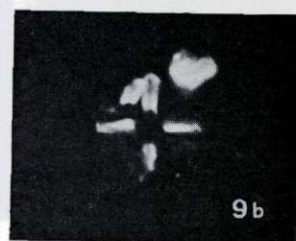
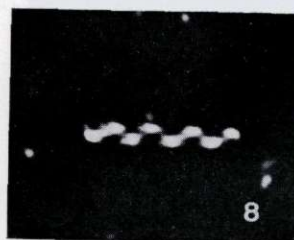
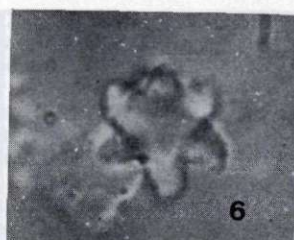
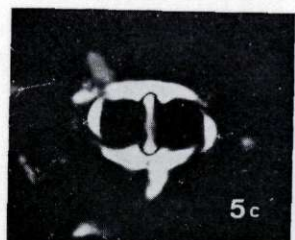
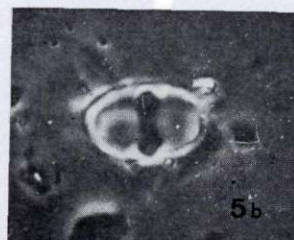
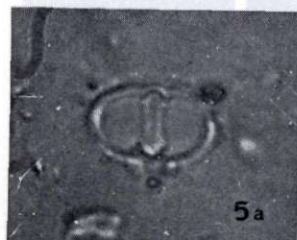
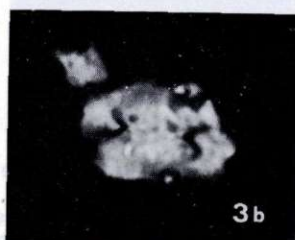
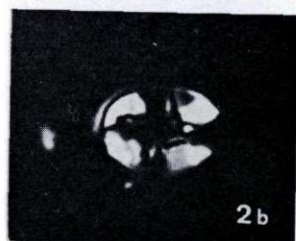
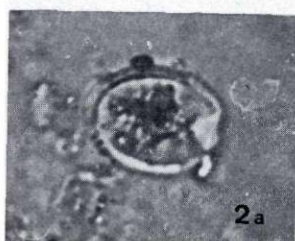
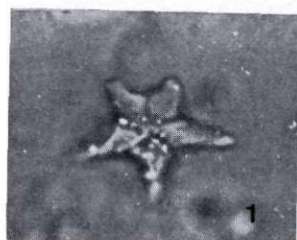


Tabla 4 — Tavola 4 — Plate 4

1a, b. *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan)
vzorec F/2, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. F/2, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

2a, b. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky)
vzorec A/4, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/4, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

3a, b. *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade)
vzorec A/17, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

4a, b. *Rhabdosphaera perlonga* (Deflandre)
vzorec A/17, a) pri faznem kontrastu, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, a) contrasto di fase, b) nicol incrociati

5a, b. *Zygrablithus bijugatus* (Deflandre)
vzorec A/17, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

6a, b. *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner)
vzorec A/17, a) pri navadni svetlobi, b) pri navzkrižnih nikolih
camp. A/17, a) luce ordinaria, b) nicol incrociati

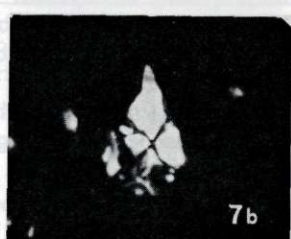
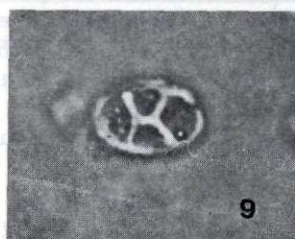
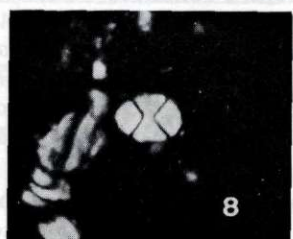
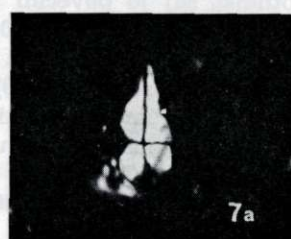
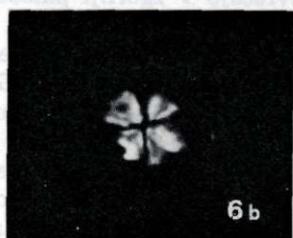
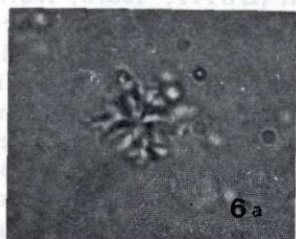
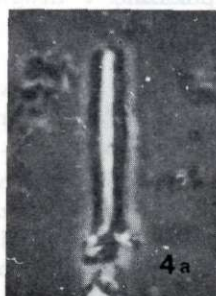
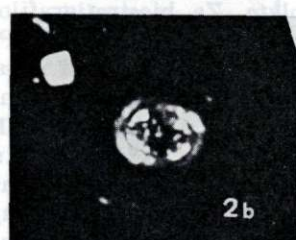
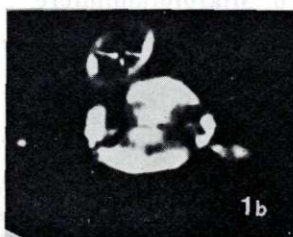
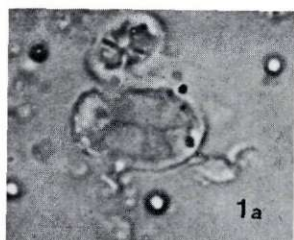
7a, b. *Sphenolithus radians* Deflandre
vzorec 1—6; pri navzkrižnih nikolih, a) pri 0°, b) pri 45°
camp. 1—6; nicol incrociati, a) asse lungo a 0°, b) a 45°

8. *Tetralithus obscurus* Deflandre
vzorec A/3, pri navzkrižnih nikolih
camp. A/3, nicol incrociati

9. *Neococcolithes dubius* (Deflandre)
vzorec D/3; pri navadni svetlobi
camp. D/3; luce ordinaria

Vse fotografije so 1800 × povečane
Tutte le fotografie × 1800

Tabla 4 — Tavola 4 — Plate 4



6. Mikroforaminifere

Franc Cimerman in Jernej Pavšič

a) Biostratigrafski podatki

Tabela 4

Profil F. Foraminifere smo našli samo v vzorcu F/2 iz vrhnjega dela profila. Določili smo tri vrste globorotalij, *Globorotalia velascoensis*, *G. aequa* in *G. subbotinae*, dalje še *Turborotalia primitiva*, *Globigerina linaperta* in *G. prolata*. Za biostratigrafijo so pomembne samo globorotalije. Najstarejša je *Globorotalia velascoensis*. Po tej vrsti so imenovali zgornjepaleocensko biocono. Mlajša je *Globorotalia aequa* in še mlajša *Globorotalia subbotinae*. Vrste *Globorotalia velascoensis* ne najdemo več nad mejo paleocen-eocen (Bolli, 1957a, 63; Postuma, 1971, 218); *G. aequa* je dosegla svoj višek v najmlajšem paleocenu in je živela še v spodnjem eocenu. *Globorotalia subbotinae* je dosegla vrhunec v spodnjem eocenu in po njej so, zlasti na mediteranskem področju, nekateri imenovali tudi najstarejšo eocensko biocono. Po vsem tem sklepamo, da pripada vzorec F/2 vrhnjemu delu biocone z vrsto *Globorotalia velascoensis*, kjer se že pojavijo elementi mlajše favne. Kakor se je pokazalo v drugih profilih, je potekala sedimentacija kožbanskih in medanskih plasti zelo hitro. Zato domnevamo, da ves profil F pripada tej bioconi.

Profil G je najdaljši na obdelanem področju. V njem nastopajo kožbanske in medanske plasti. Čeprav so plasti zelo debele, smo našli v foraminiferni združbi majhne razlike. To pomeni, da je potekala sedimentacija zelo hitro.

Najstarejši je kožbanski konglomerat (vzorca G/5290 in G/1). Mikrofavna iz veziva kaže na mlajši paleocen. Značilna oblika tega dela profila je *Globorotalia velascoensis*, ki je znana od biocone z vrsto *Globorotalia pseudomenardii* do biocone z *G. subbotinae*. Zadnja pri nas ni posebno pogosta, kar kaže na mlajši del biocone z vrsto *G. velascoensis*. Za to biocono so si raziskovalci najenotnejši, saj jo povečini uvrščajo v zgornji paleocen (Bolli, 1957b; 1957c; Bolli in Cita, 1960; Premoli in Palmieri, 1962; Luterbacher, 1964; Premoli in Luterbacher, 1964b). Piccoli in Proto Decima (1969) omenjata biocono z *Globorotalia velascoensis* iz Vrhovelj in Plav v Goriških brdih. Na Kališah in pri Lijaku je bila ta biocona določena v podsabotinskih plasteh in je popolneje razvita kot v kožbanskem konglomeratu (Pavšič, 1971). V Pivški kotlini je Proto Decima (Gospodarič in sod., 1967) našla vrsto *Globorotalia velascoensis*, vendar samostojne biocone s to vrsto ni postavila. Krašeninnikov in drugi avtorji (1968) so uvrstili flišne sedimente na področju Podnanosa v vrhnji paleocen in so določili biocono z *Globorotalia velascoensis*. Poleg te vrste vsebujejo vzorci G/5290 do G/6 še oblike *Globorotalia aequa*, *Globigerina linaperta*, *G. velascoensis*, *G. triangularis*, *Turborotalia primitiva* in *Globorotalia subbotinae*, ki s svojo razširjenostjo potrjuje zgornji del biocone z vrsto *Globorotalia velascoensis*. Poleg omenjenih planktonskih foraminifer nastopajo še bentonske oblike.

V naslednjem delu profila (od vzorca G/7 dalje), ki se tudi litološko loči od spodnjega dela, se v velikem številu pojavlja vrsta *Globorotalia subbotinae*.

LUTECIJ - LUTECIAN	GLOBOROTALIA	
	PALMERAE	
CUISIJ - CUISIAN	GLOBOROTALIA	
	ARAGONENSIS	
	GLOBOROTALIA	
	FORMOSA FORMOSA	
	GLOBOROTALIA	
	SUBBOTINAE	
ILLERDIJ - ILLERDIAN	GLOBOROTALIA	
	VELASCOENSIS	
	GLOBOROTALIA	
	PSEUDOMENARDII	

Tabela 4. Biocone planktonskih foraminifer po profilih v Goriških brdih

Table 4. Biozones identified by the occurrence of planktonic foraminifers along the sections examined

Glede biocone s to vrsto si avtorji niso povsem edini in nekateri namesto nje postavljajo biocono z vrsto *Globorotalia rex* (Bolli, 1957; Bolli in Cita, 1960), ki pa ima enako kronostratigrafsko vrednost kot biocona z vrsto *Globorotalia subbotinae*. Naše foraminifere smo primerjali s primerki iz vzhodnega dela pokrajine Vicentino, kjer imenujejo to biocono po vrsti *Globorotalia subbotinae*. Zato smo tisti del profila, kjer ta vrsta najpogostejše nastopa, imenovali biocono z *Globorotalia subbotinae* (cf. Krašeninnikov, 1964; Morozova, 1959; 1960; 1961; Krašeninnikov in ostali, 1968). Omenjeno vrsto spremljajo *Globorotalia aequa*, *Globigerina linaperta*, *Globigerina triangularis*, *Turborotalia mckannai*, *Turborotalia primitiva*, *Chiloguembelina cubensis* in številne bentonske foraminifere.

Profil A. Po foraminiferni združbi iz profila A sklepamo na biocono z vrsto *Globorotalia subbotinae*, ki se pojavlja v veliki množini in v značilni obliki. Biocona z vrsto *Globorotalia subbotinae* sega od meje paleocen-eocen do biocone z vrsto *G. formosa formosa*. V naših vzorcih nismo našli nobenega primerka vrste *G. velascoensis*, ki bi karakterizirala starejšo biocono, niti *G. formosa formosa*, ki bi označevala višje ležečo biocono. Zato tudi zgornje in spodnje meje biocone z *Globorotalia subbotinae* nismo mogli točneje določiti. Ker je profil kratek in je sedimentacija potekala hitro, sklepamo na del biocone z *G. subbotinae*.

V profilu A smo našli še vrsti *Globorotalia aequa*, znano od biocone z *Globorotalia pseudomenardii* do biocone z *G. formosa*, in *Globigerina velascoensis*, ki s svojo razširjenostjo kaže na nekoliko starejši del biocone z vrsto *G. subbotinae*. Večina avtorjev omenja to vrsto od biocone z *Globorotalia pseudomenardii*, do biocone z *G. velascoensis*. Nadalje smo določili vrste *Globigerina triangularis*, *Globigerina linaperta*, *Turborotalia primitiva*, ki pa imajo veliko vertikalno razširjenost in so za podrobnejšo stratigrafijo manj uporabne. Poleg njih nastopa še vrsta *Chiloguembelina cubensis*, zelo pogosti pa so rod *Ammodiscus* in druge bentonske foraminifere.

Profili C. Profili C-I, C-II in C-III medanskih plasti so vsi približno enako stari. To potrjuje foraminiferna favna, ki sicer po številu vrst ni bogata. Od globorotalij smo določili vrsti *Globorotalia aequa* in *G. subbotinae*. V vzorcih, kjer je favne več, prevladuje *G. subbotinae* nad *G. aequa*. Od drugih vrst in podvrst nastopajo *Turborotalia primitiva*, *Globigerina linaperta*, *Turborotalia soldadoensis* cf. *angulosa*, *G. prolata*, vendar te za biostratigrafijo niso pomembne. Vse tri profile prištevamo bioconi z *Globorotalia subbotinae*. Navzočnost vrste *Globorotalia aequa* pa kaže, podobno kot v profilu A, na starejši del te biocone.

Profil B. V tem profilu smo vzeli pet vzorcev. V vzorcu B/4 ni bilo mikrofavne. V spodnjem delu profila (vzorec B/5) je favna siromašna. Od globorotalij smo našli en sam primerek vrste *Globorotalia subbotinae*. Vzorec B/3 je vseboval oblike *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae* in *G. cf. formosa gracilis*. V vzorcu B/2 je bila favna spet siromašna in v B/1 nekoliko bogatejša; določili smo vrsti *Globorotalia aequa* in *G. subbotinae*. V profilu B nastopajo podobne vrste kot v profilih C; po tem sklepamo, da so profili približno enako stari. Po podvrsti *Globorotalia cf. formosa gracilis* pa bi lahko sklepali celo, da je profil B mlajši kot so profili C. Ta oblika lahko nastopa še v bioconi

z *Globorotalia formosa formosa*, ki leži nad biocono z *Globorotalia subbotinae*. Žal podvrste *Globorotalia formosa gracilis* nismo mogli zanesljivo določiti.

Profil E. V šestih vzorcih iz profila E je foraminiferna favna zelo siromašna. Od planktonskih vrst smo določili samo oblike *Globorotalia* cf. *aequa*, *Turborotalia primitiva* in *Globigerina linaperta*. Vzorcev zato s pomočjo planktonskih mikroforaminifer nismo mogli uvrstiti v biocone. *Globorotalia* cf. *aequa* kaže, da vzorec E/3 ne more biti mlajši od spodnjega cuisija.

Profil D. Pet vzorcev profila D smo vzeli predvsem za preiskave nanoplanktona. Iz vzorcev D/1 in D/5 smo izprali tudi foraminifere. Tretji vzorec, ki smo ga izprali, smo vzeli v nahajališču numulitin nekoliko severno od profila D. V vzorcih nastopata dve stratigrafsko pomembni vrsti: *Globorotalia aragonensis* v D/1 in v nahajališču numulitin, *Globorotalia caucasica* pa v vseh treh vzorcih, to je D/1, D/5 in pri numulitinah. Vrsto *Globorotalia caucasica* navajajo razni avtorji iz spodnjega cuisija do meje z lutecijem, oziroma do konca biocone z *Globorotalia aragonensis*. V našem profilu gre za vrhnji del cuisija, to je za biocono z *Globorotalia aragonensis*. Na to kažejo hišice te vrste, ki so večinoma zavite v levo. V desno zavite hišice prevladujejo v spodaj ležeči bioconi z *Globorotalia formosa formosa*.

b) Opis mikroforaminifer

Table 5 do 8

Superfamilia: Globigerinacea Carpenter, Parker et Jones, 1862

Familia: Globigerinidae Carpenter, Parker et Jones, 1862

Subfamilia: Globigerininae Carpenter, Parker et Jones, 1862

Genus: *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Globigerina linaperta Finlay

Tabla 5, sl. 1a, b

1957 *Globigerina linaperta* Finlay — Bolli, 70, tab. 15, sl. 15, 16 in 17.

1960 *Globigerina linaperta* Finlay — Bolli in Cita, 37, tab. 31, sl. 2a, b in c.

1962 *Globigerina linaperta* Finlay — Hillebrandt, 120, tab. 11, sl. 2, 3.

1968 *Globigerina linaperta linaperta* Finlay — Samuel in Salaj, 120, tab. 2, sl. 4a, b in c, sl. 22.

1971 *Globigerina linaperta* Finlay — Zucchi, 128, tab. 1, sl. 3a, b in c.

Vrsta *Globigerina linaperta* je v pregledanih vzorcih zelo pogosta. Ima bolj ali manj stalno obliko. Možna je zamenjava z vrsto *Globigerina triangularis* White, ker se včasih pojavljajo prehodne oblike. Razlike so opisane pri vrsti *G. triangularis*. Od vrste *Globigerina triloculinoides* Plummer se loči po nežnejšem površju hišice. Skupaj nastopata samo v srednjem delu paleocena (Pavšič, 1971, 42). Pri nas je bila najdena v paleogenu Pivške kotline (Gospodarič in ostali, 1967, 12) in v podsabotinskih plasteh (Pavšič, 1971, 42). Ta vrsta je razširjena od ilerdijske biocone z *Globorotalia pseudomenardii* do srednjega eocena.

Globigerina prolata Bolli

Tabla 5, sl. 2

1957a *Globigerina prolata* Bolli, new species — Bolli, 72, tab. 15, sl. 24, 25 in 26.

1957b *Globigerina prolata* Bolli — Bolli, 162, tab. 35, sl. 7.

1962 *Globigerina* cf. *prolata* Bolli — Hillebrandt, 122, tab. 11, sl. 16a, b, c.

Po tem, kako malokrat razni avtorji opisujejo vrsto *Globigerina prolata*, lahko sklepamo, da je redka. Zato za določitev nismo imeli zadostnega slikovnega materiala, iz katerega bi lahko sklepali na variacijsko širino oziroma na variabilnost vrste. Prav zato smo naše primerke povečini označili s cf. Zanimivo je, da tudi Hillebrandt (1962, 122) pri svojih primerkih ugotavlja nekaj razlik s tipičnimi predstavniki te vrste in jih zato enako označuje s cf.

Globigerina triangularis White

Tabla 5, sl. 3

1957 *Globigerina triangularis* White — Bolli, 71, tab. 15, sl. 12, 13 in 14.

1960 *Globigerina triangularis* White — Bolli in Cita, 372, tab. 31, sl. 3a, b in c.

1971 *Globigerina triangularis* White — Zucchi, 129, tab. 1, Sl. 7a, b in c.

Sorazmerno velika hišica je rahlo trohospiralno zavita. Značilna je trikotna oblika, ki jo vidimo pri pogledu s hrbtni strani. Zadnja in predzadnja kamrica sta si po velikosti precej podobni. V zadnjem zavoju so navadno tri do štiri subglobularne kamrice. Površje je rahlo perforirano. Vrsta se loči od podobne oblike *Globigerina linaperta* Finlay po višji dorzalni strani in po enakomernem naraščanju velikosti kamric proti zadnji kamrici.

Pri nas je bila ta vrsta najdena že v Pivški kotlini (Gospodarič in ostali, 1967, 12) in v podsabotinskih plasteh južnozahodne Slovenije (Pavšič, 1971, 48).

Globigerina triangularis je razširjena od biocone z *Globorotalia pusilla* *pusilla* do biocone z *Globorotalia subbotinae*.

Globigerina varianta Subbotina

Tabla 5, sl. 4

1953 *Globigerina varianta* Subbotina sp. n. — Subbotina (angl. prevod 1971), 74, tab. 3, sl. 5 do 12; tab. 4, sl. 1 do 3; tab. 15, sl. 1 do 3.

1957 *Globorotalia varianta* (Subbotina) — Loeblich in Tappan, 196, tab. 45, sl. 4a, b in c.

V vzorcu C-II/1 smo dobili en sam primerek te vrste. Loeblich in Tappan sta to vrsto prištela rodu *Globorotalia*. Pri edinem našem primerku je del hišice z ustjem toliko zadelan s sedimentom, da nismo mogli potrditi, ali pripada res temu rodu. Zato smo obdržali prvotno ime. Loeblich in Tappan sta upodobila od te vrste dva primerka, enega na tabli 44, drugega na tabli 45. Po našem mnenju je *Globorotalia varianta* samo tista na tabli 45.

Globigerina velascoensis Cushmann

Tabla 5, sl. 5

1957 *Globigerina velascoensis* Cushman — Bolli, 79, tab. 15, sl. 9, 10 in 11.

1960 *Globigerina velascoensis* Cushman — Bolli in Cita, 374, tab. 1; tab. 32, sl. 8.

1962 *Globigerina velascoensis* Cushman — Hillebrandt, 120, tab. 11, sl. 4.

1968 *Globigerina velascoensis* Cushman — Samuel in Salaj, 135, tab. 2, sl. 2a, b in c.

1971 *Globigerina velascoensis* Cushman — Zucchi, 131, tab. 2, sl. 10a, b in c.

Hišica ima za to vrsto značilno obliko. Zadnja kamrica pokriva skoraj celotno hišico in je močno sploščena. Zadnji zavoj vsebuje tri kamrice, ki imajo gladko površje. V naših vzorcih vrsta ni posebno pogosta. Od drugih vrst globigerin se da zanesljivo ločiti po značilni zadnji kamrici in velikosti.

Iz naših krajev omenjajo to vrsto Krašeninnikov in sodelavci (1968, 123) iz okolice Podnanosa, Pavšič (1971, 42) pa iz podsabotinskih plasti na Kališah in pri Lijaku.

Vrsta *G. velascoensis* se pojavlja od ilderijske biocone z vrsto *Globorotalia pseudomenardii* do začetka eocena.

Familia: *Globorotalidae* Cushman, 1927

Subfamilia: *Globorotalinae* Cushman, 1927

Genus: *Globorotalia* Cushman, 1927

Globorotalia aequa Cushman et Renz

Tabla 6, sl. 1a, b in c

1957 *Globorotalia aequa* Cushman et Renz — Bolli, 74, tab. 17, sl. 5a, b in c.

1957 *Globorotalia aequa* Cushman et Renz — Loeblich in Tappan, 186, tab. 46, sl. 7 in 8; tab. 50, sl. 6a, b in c; tab. 55, sl. 8a, b in c; tab. 59, sl. 6a, b in c; tab. 60, sl. 3a, b in c; tab. 64, sl. 4a, b in c.

1960 *Globorotalia aequa* Cushman et Renz — Bolli in Cita, 377, tab. 31, sl. 5a, b in c.

1962 *Globorotalia (Truncorotalia) aequa aequa* Cushman et Renz — Hillebrandt, 133, tab. 13, sl. 1a, b in c, 2, 3a, c, 4.

1964 *Globorotalia aequa* Cushman et Renz — Luterbacher, 670, sl. 63 do 71.

1968 *Globorotalia aequa* Cushman et Renz — Samuel in Salaj, 143, tab. 10, sl. 3a, b, c.

1971 *Globorotalia aequa* Cushman in Renz — Postuma, 168 do 169.

1971 *Globorotalia aequa* Cushman in Renz — Zucchi, 132, tab. 2, sl. 12a, b in c.

Hišica ima zelo grobo površje. V zadnjem zavoju je navadno pet kamric. Najmlajša kamrica zavzema 1/3 do 1/2 celotne hišice. Dorzalna stran je rahlo, ventralna pa močno izbočena. Rob hišice je oster, včasih ga je težko razločiti. V pregledanih vzorcih smo našli nekaj primerkov brez izrazitega roba, tako da dorzalna stran skoraj neopazno preide v ventralno. Kamrice so stransko izbočene in dajejo polnejši videz kot kamrice pri zelo podobni vrsti *Globorotalia subbotinae* Morozova. Od omenjene vrste se loči tudi po grobem površju in slabše izraženem robu. Vrsta je zelo variabilna, kar so opazili tudi številni drugi avtorji. Luterbacher (1964, 670) je postavil skupino z značilnostmi vrste *G. aequa* in vanjo uvrstil kar 17 vrst in podvrst.

Globorotalia aequa je bila najdena že v okolici Podnanosa (Krašeninnikov in ostali, 1968, 123) in v podsabotinskih plasteh južnozahodne Slovenije na Kališah in pri Lijaku (Pavšič, 1971, 34).

Globorotalia aequa se pojavlja od biocone z *Globorotalia pseudomenardii* do biocone z *Globorotalia subbotinae*.

Globorotalia aragonensis Nuttall

Tabla 6, sl. 3a in b

- 1957a *Globorotalia aragonensis* Nuttall — Bolli, 75, tab. 18, sl. 7, 8 in 9.
 1957b *Globorotalia aragonensis* Nuttall — Bolli, 167, tab. 38, sl. 1a, b in c.
 1964 *Globorotalia aragonensis* Nuttall — Luterbacher, 696, sl. 121 do 126.
 1968 *Globorotalia aragonensis aragonensis* Nuttall — Samuel in Salaj, 148, tab. 11, sl. 5a, b in c.
 1971 *Globorotalia aragonensis* Nuttall — Postuma, 172 do 173.

Hišica je umbilikokonvekсна. Na zadnjem zavoju je šest do sedem kamric. Bolli (1957, 75) pravi, da imajo hišice globok in odprt popek. Hišice iz našega vzorca imajo umbilicus zadelan s sedimentom, ki ga tudi z ultrazvokom nismo mogli očistiti. *Globorotalia aragonensis* ni problematična vrsta. Pri njej namreč avtorji redko navajajo med sinonimiko globorotalije z drugimi imeni. Biostratigrafsko je ta vrsta zelo pomembna. V formaciji Lizard Springs nastopa v spodnjem eocenu v conah z *Globorotalia formosa formosa* in z *G. aragonensis* ter seže celo še v cono z *G. bulbrooki*. Večina hišic v naših vzorcih je zavita v levo, kar bi pomenilo, da gre že za cono z *G. aragonensis* in ne za starejšo cono z *G. formosa formosa*, kjer prevladujejo v desno zavite hišice.

To vrsto so našli pri Ustju v Vipavski dolini (De Zanche in sod., 1967).

Globorotalia caucasica Glaessner

Tabla 8, sl. 2a, b

- 1953 *Globorotalia velascoensis* (Cushman) — Subbotina (angl. prevod 1971), 275, tab. 19, sl. 1 do 4.
 1958 *Globorotalia (Truncorotalia) crater* Finlay — Hornibrook, 33, tab. 1, sl. 3, 4 in 5.
 1964 *Globorotalia caucasica* Glaessner — Luterbacher, 685.
 1968 *Globorotalia aragonensis crater* Finlay; emend. Hornibrook 1958 — Samuel in Salaj, 148, tab. 11, sl. 3a, b in c.

Hišica je trohospiralna z ravno ali skoraj ravno dorzalno stranjo in močno vzbočeno ventralno stranjo. V zadnjem zavoju je do šest subkoničnih kamric. Stožčasti vrhovi kamric so v vencu razvrščeni okoli dokaj širokega popka. Vse hišice, ki smo jih izolirali, so slabo ohranjene, tako da nismo mogli opazovati vseh podrobnosti na njih. Vrsto *Globorotalia caucasica* so različni avtorji opisali ali navajali pod različnimi imeni. Zaradi nekaterih navideznih podrobnosti z vrsto *G. velascoensis* so jo navedli tudi pod tem imenom, kar pa je pripeljalo celo do napačnih stratigrafskih sklepov. *Globorotalia velascoensis* je omejena na paleocen (Hillebrandt, 1962, 137; 1964, 198). Najstarejši med vsemi sinonimi je *Globorotalia caucasica*, ki jo je opisal Glaessner (1964, 685), zato smo pri opisu obdržali to ime. Hillebrandt meni, da je z vrsto *G. caucasica* identična celo *G. formosa formosa* Bolli (v: Bolli, 1957a). Glede starosti velja za vse sinonimne vrste, da nastopajo v spodnjem eocenu, razen *G. velascoensis*, ki jo navaja Subbotina; po teh navedbah seže še v srednji eocen. Samuel in Salaj sta poimenovala po vrsti *Globorotalia aragonensis crater* biocono, ki obsega ves cuisij.

Globorotalia cf. formosa gracilis Bolli

Tabla 8, sl. 1a, b

1957a *Globorotalia formosa gracilis* Bolli, new species, new subspecies — Bolli, 75, tab. 18, sl. 4, 5 in 6.

1964 *Globorotalia formosa gracilis* Bolli — Luterbacher, 692, sl. 116 in 117.

Naši primerki iz profila B se po obliki hišice in kamric skladajo z opisom holotipa, razlika je le v številu kamric v zadnjem zavoju. Pri naših hišicah je na zadnjem zavoju največ pet kamric, nikoli šest, medtem ko naj bi jih po originalnem Bollijevem opisu bilo pet do šest. Prav zaradi tega in tudi zaradi premajhnega števila primerkov, ki smo jih našli, smo te oblike navedli z oznako cf. Samuel in Salaj (1968, 156) navajata podvrsto *Globorotalia formosa gracilis* med sinonimiko podvrste *G. subbotinae subbotinae*. Tej možnosti oporekamo. Od podvrste *G. formosa gracilis* imamo za primerjavo na razpolago samo opis in sliko, od *G. subbotinae* pa smo imeli tudi primerjalni material iz severne Italije in iz naših vzorcev dovolj lepih primerkov, ki kažejo, da vrsti nista identični. Pri nas so podvrsto *G. formosa gracilis* našli v eocenu Pivške kotline (Gospodarič in sod., 1967, 12). Holotip je opisal Bolli iz spodnjega eocena na Trinidadu.

Globorotalia quetra Bolli

1957a *Globorotalia quetra* Bolli, new species — Bolli, 79, tab. 19, sl. 1 do 6.

1962 *Globorotalia (Acarinina) quetra* Bolli — Hillebrandt, 144, tab. 14, sl. 2a, b, c.

Najdene hišice imajo ostre periferne robove, pravi gredelj pa manjka. Tudi Bolli pri opisu holotipa pripominja, da je pri starejših kamricah zadnjega zavoja često prisoten periferni gredelj. Verjetno so torej nekatere hišice brez gredlja.

V formaciji Lizard Springs nastopa *Globorotalia quetra* v bioconah z *Globorotalia formosa formosa* in *G. aragonensis*. Hillebrandt (1962, 144) jo navaja samo iz biocone »G« (= biocona z *Globorotalia rex*).

Globorotalia subbotinae Morozova

Tabla 6, sl. 2

1939 *Globorotalia subbotinae* Morozova — fide Catalogue of Foraminifera.

1953 *Globorotalia crassata* Cushman — Subbotina (angl. prevod 1971), (partim) 266, tab. 17, sl. 13a, b, c.

1964 *Globorotalia subbotinae* Morozova — Luterbacher, 676, sl. 85 do 90.

1968 *Globorotalia subbotinae subbotinae* Morozova — Samuel in Salaj, 156, sl. 40.

1970 *Globorotalia subbotinae* Morozova — Le Calvez, 172, tab. 38, sl. 6, 7.

Po vrsti *Globorotalia subbotinae* so razni avtorji imenovali najnižjo eocensko biocono. V njeni sinonimiki navajajo različne druge vrste, ki pa so stratigrafsko približno enako stare. Včasih navajajo vrsto *G. subbotinae* v sinonimiki drugih oblik. Take vrste in podvrste so *Globorotalia crassata* (Cushman), *G. simulatilis* (Schwager), *G. formosa gracilis* Bolli in *G. rex* (Martin).

To kaže, da imajo te vrste precejšnjo variacijsko širino, oziroma, da avtorji različno vrednotijo različne taksonomske znake. Variabilnost se kaže zlasti

v velikosti zadnje kamrice, v širini periferne gredlja in v različni vzbočenosti dorzalne strani hišice. Naše primerke smo primerjali z literaturnimi podatki in originalnim materialom iz severne Italije. To nam je pomagalo do ugotovitve, da gre v našem primeru za vrsto *Globorotalia subbotinae* in ne morda za kako drugo stratigrafsko enako vrsto iz njenega oblikovnega kroga. Posamezni primerki so znani iz fliša pri Podnanosu (Krašeninnikov in sod., 1968, 123).

Globorotalia velascoensis Cushman

Tabla 7, sl. 1a, b in c

- 1956 *Truncorotalia velascoensis* Cushman — Said in Kenawy, 168, tab. 6, sl. 4.
 1957 *Globorotalia velascoensis* Cushman — Bolli, 76, tab. 20, sl. 1 do 4.
 1957 *Globorotalia velascoensis* Cushman — Loeblich in Tappan, 186, tab. 64, sl. 1a, b in c.
 1960 *Globorotalia velascoensis* Cushman — Bolli in Cita, 380, tab. 33, sl. 7a, b in c.
 1962 *Globorotalia velascoensis velascoensis* Cushman — Hillebrandt, 139, tab. 13, sl. 16 do 21.
 1964 *Globorotalia velascoensis* — Luterbacher, 670, tab. 3, sl. 16.
 1968 *Globorotalia velascoensis* Cushman — Samuel in Salaj, 158, sl. 41.
 1971 *Globorotalia velascoensis* Cushman — Postuma, 218 do 219.

Dorzalna stran hišice je ravna ali rahlo izbočena, ventralna pa močno izbočena. Kamrice so podaljšane in imajo navadno popkovni venec, ki je pri naših primerkih zelo slabo razvit in včasih celo manjka. Kamrice so navadno na lateralni strani rahlo konkavne. Hišico obrobja bolj ali manj razvit vozlast in trničast rob. Kamric je v zadnjem zavoju navadno več ko pet. Pri naših primerkih jih je pet do sedem. Primerki s Trinidada imajo tudi po pet kamric, katerih velikost proti zadnji narašča. Zanimiva je smer zavijanja, ki se pomika proti mlajšim oblikam vse bolj na levo (Bolli, 1967, 69). Levo zavite hišice imajo tudi naši primerki. *Globorotalia velascoensis* nastopa od biocone z *G. pusilla* do konca biocone z *G. velascoensis*.

Vrsta *Globorotalia velascoensis* je bila najdena v podsabotinskih plasteh pri Studenu v Pivški kotlini (Gospodarič in sod., 1967, 12), v flišu v Vipavski dolini (Krašeninnikov in sod., 1968, 123) in skupaj z bogato planktonsko in bentonsko favno v podsabotonskih plasteh na Kališu in Lijaku (Pavšič, 1971, 42).

Genus: *Turborotalia* Cushman et Bermudez, 1949

Turborotalia crassaformis (Galloway et Wissler)

- 1953 *Acarinina crassaformis* (Galloway et Wissler) — Subbotina (angl. prevod 1971), 290, tab. 21, sl. 1 do 7.
 1957a *Globorotalia whitei* Weiss — Bolli, 79, tab. 19, sl. 10, 11 in 12.

To je ena tistih variabilnih vrst, pri katerih ne vemo, kdaj določene oblike še spadajo v njeno variacijsko širino in kdaj gre za drugo vrsto. Različni avtorji si o tem niso edini; to vidimo iz sinonimike. Pri Subbotini (1953, angl. prevod 1971, 290) je med sinonimiko celo recentna vrsta »*Pulvinulina*

crassa» Brady. Samuel in Salaj navajata vrsto *Turborotalia crassaformis* med sinonimiko podvrste *Turborotalia (Acarinina) crassata densa*. Starost vseh sinonimnih vrst niha med zgornjim paleocenom in srednjim eocenom.

Turborotalia mckannai (White)

- 1957 *Globorotalia mckannai* White — Bolli, 79, tab. 19, sl. 16, 17 in 18.
1957 *Globigerina mckannai* White — Loeblich in Tappan, 181, tab. 47, sl. 7a, b in c; tab. 53, sl. 1 in 2; tab. 57, sl. 8a, b in c; tab. 62, sl. 5, 6 in 7.
1968 *Turborotalia (Acarinina) ex gr. mckannai* (White) — Samuel in Salaj, 169, tab. 15, sl. 1a, b in c; 2a, b in c; sl. 44.

Hišica je trohospiralna. Površje je rahlo vozlasto ali trnasto. Zadnji zavoj vsebuje pet kamric. Po številu kamric vrsta zelo variira. Loeblich in Tappan (1957, 181) omenjata primerke, ki imajo 5 do 7 kamric. Rob hišice ni izrazit in dorzalna stran enakomerno preide v ventralno. Kamrice so zaobljene. Vsi ti znaki kažejo na rod *Globorotalia* (Bolli, 1957, 79), oziroma na rod *Turborotalia* (Loeblich in Tappan, 1964) in ne na rod *Globigerina*, kot menita Loeblich in Tappan (1957, 181).

Pri nas je bila *Turborotalia mckannai* najdena že v paleocenskem flišu na območju Podnanosa (Krašeninnikov in sod., 1968).

Ta vrsta nastopa v bioconi z *Globorotalia pseudomenardii*.

Turborotalia primitiva (Finlay)

Tabla 7, sl. 2a, b in c

- 1957a *Globigerina primitiva* Finlay — Bolli, 71, tab. 15, sl. 6, 7 in 8.
1962 *Globorotalia (Acarinina) primitiva* (Finlay) — Hillebrandt, 141, tab. 14, sl. 2a, b; 4a, c.
1968 *Turborotalia (Acarinina) primitiva* (Finlay) — Samuel in Salaj, 171, tab. 15, sl. 4a, b in c; tab. 16, sl. 1a, b.

Vrsta *Turborotalia primitiva* je malo variabilna. To kaže tudi sinonimika po različnih avtorjih, v njej ni vrstno ime nikoli dvomljivo. Vprašljivo je kvečjemu rodovno ime. To pa je problem sistematike družin *Globorotalidae* in *Globigerinidae*. *Turborotalia primitiva* nastopa v eocenskem flišu Pivške kotline (Gospodarič in sod., 1967, 12) in v podsabotinskih plasteh na Kališah, Grčarevcu in Lijaku (Pavšič, 1971, 40). Po literarnih podatkih nastopa *Turborotalia primitiva* v zgornjem paleocenu in spodnjem eocenu.

Turborotalia soldadoensis angulosa (Bolli)

- 1957a *Globigerina soldadoensis angulosa* Bolli, new subspecies — Bolli, 71, tab. 16, sl. 4, 5 in 6.
1957b *Globigerina soldadoensis angulosa* Bolli — Bolli, 162, tab. 35, sl. 8a, b in c.

Vzorec C-I/1 je vseboval en sam primerek te podvrste. Od upodobljenega holotipa se naš primerek razločuje po tem, da ima na zadnjem zavoju samo štiri kamrice in ne pet, kolikor jih ima holotip. Podoba hišice in oblika kamric pa se skladata s holotipom. To podvrsto so našli v eocenskem flišu Pivške kotline (Gospodarič in sod., 1967, 12).

Familia: Heterohelicidae Cushman, 1927
Subfamilia: Heterohelicinae Cushman, 1927
Genus: *Chiloguembelina* Loeblich et Tappan, 1956

Chiloguembelina cubensis (Palmer)

Tabla 8, sl. 3

1957 *Chiloguembelina cubensis* (Palmer) — Beckmann, 83, tab. 21, sl. 21.

Kamrice so razvrščene biserialno. Ustje je na bazi zadnje kamrice in je jasno vidno. Površje je precej gladko. Nekateri primerki so rahlo upognjeni. Začetek je spiralno zavit.

Ta vrsta je po navedbah raznih avtorjev razširjena od eocena dalje.

Pojasnila k tablam 5 do 8
Explanations of Plates 5—8

Tabla 5 — Plate 5

- 1a, b. *Globigerina linaperta* Finlay, 1a: pogled od spodaj — umbilical view, 100 ×;
1b: pogled s strani — side view, 120 ×
2. *Globigerina prolata* Bolli, pogled s strani — side view, 150 ×
3. *Globigerina triangularis* White, pogled z vrha — spiral view, 100 ×
4. *Globigerina varianta* Subbotina, pogled z vrha — spiral view, 150 ×
5. *Globigerina velascoensis* Cushman, pogled od strani — side view, 120 ×
Slikal je asistent Vili Bukovšek na elektronskem (scanning) mikroskopu na Inštitutu
za tekstilno tehnologijo ljubljanske univerze

Tabla 6 — Plate 6

- 1a, b, c. *Globorotalia aequa* Cushman & Renz, 1a: pogled z vrha — spiral view, 120 ×;
1b: pogled od spodaj — umbilical view, 120 ×; 1c: pogled s strani — side view, 126 ×
2. *Globorotalia subbotinae* Morozova, pogled od spodaj — umbilical view, 90 ×
3a, b. *Globorotalia aragonensis* Nuttall, 3a: pogled z vrha — spiral view, 80 ×;
3b: pogled od spodaj — umbilical view, 90 ×

Tabla 7 — Plate 7

- 1a, b, c. *Globorotalia velascoensis* Cushman, 1a: pogled v vrha — spiral view, 100 ×;
1b: pogled od spodaj — umbilical view, 120 ×; 1c: pogled s strani — side view, 120 ×
2a—c. *Turborotalia primitiva* (Finlay), 2a: pogled z vrha — spiral view, 130 ×
2b: pogled od spodaj — umbilical view, 140 ×; 2c: pogled od spodaj — umbilical
view, 140 ×

Tabla 8 — Plate 8

- 1a, b. *Globorotalia cf. formosa gracilis* Bolli, 1a: pogled z vrha — spiral view, 90 ×;
1b: pogled od spodaj — umbilical view, 90 ×
2a, b. *Globorotalia caucasica* Glaessner, 2a: pogled z vrha — spiral view, 90 ×;
2b: pogled s strani — side view, 90 ×
3. *Chiloguembelina cubensis* (Palmer), pogled s strani — side view, 120 ×
4. Kokoliti na površju hišice vrste *Globorotalia aequa*. — Coccolithes on the test's
surface of species *Globorotalia aequa*, 1000 ×

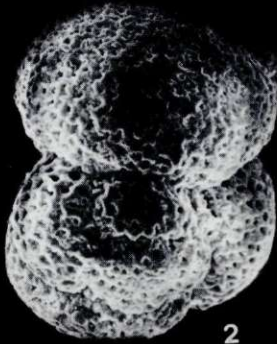
Tabla 5 — Plate 5



1a



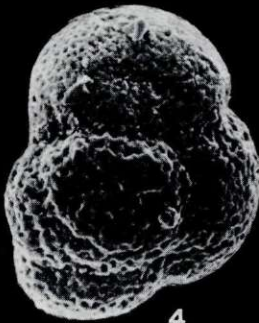
1b



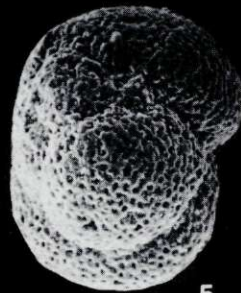
2



3



4



5

Tabla 6 — Plate 6



1a



1b



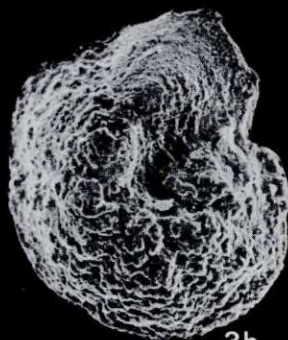
1c



2



3a



3b

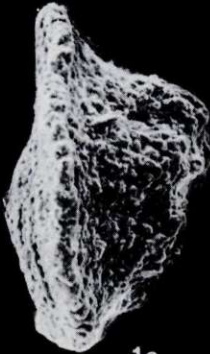
Tabla 7 — Plate 7



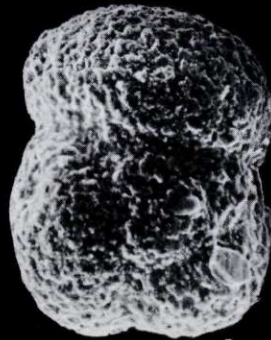
1a



1b



1c



2a



2b

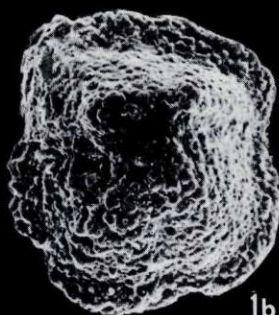


2c

Tabla 8 — Plate 8



1a



1b



2a



2b



3



4

7. Makroforaminifere

Rajko Pavlovec

a) Nahajališče numulitin pri Vipolžah

V južni in zahodni Sloveniji je marsikje zelo veliko numulitin, med njimi največ numulitov in asilin, ponekod pa tudi precej operkulin. Ta favna nastopa v ilerdijskem in spodnjecuisijskem alveolinsko numulitnem apnencu pa tudi v paleocenskem, cuisijskem in spodnjelutecijskem flišu. Numulitine najdemo v flišu samo v nekaterih plasteh na drugotnem mestu. Največkrat so sinhrono s plastmi, zakaj stratigrafsko so v večini nahajališč enotne. Če bi bile presedimentirane, bi se pomešala favna različnih stratigrafskih horizontov (cf. Pavlovec, 1962; 1969, 186).

Numulitine v flišu pri nas niso najboljše ohranjene. Hišice so zapolnjene s sedimentom, zato jih ne moremo dobro razpoloviti po ekvatorialni ravnini z metodo segrevanja in hitrega ohlajanja. Vrste *Assilina major* Heim iz Vipolž skoraj ni mogoče razpoloviti, podobno velja za mikrosferično generacijo vrste *Nummulites millecaput* Boubée iz zelo bogatega nahajališča numulitin v srednjeccenskem flišu pri Gradišču v Istri. Pri prepariranju teh numulitov sem poskušal tudi z naslednjo metodo. Če močno segretim in hitro ohlajenih hišic nisem mogel normalno razpoloviti po ekvatorialni ravnini z rahlim udarjanjem ali s stiskanjem s pinceto, sem jih nalepil na objektno stekelce. Za lepilo sem uporabljal kanadski balzam ali AKEMI. Nato sem skušal zgornji, nenalepljeni del hišice odstraniti z majhnimi dleti in konicami. Vendar tudi na ta način nisem prišel do uporabnega ekvatorialnega prereza. Takšno metodo sem brez večjega uspeha preskušal tudi na materialu iz Vipolž. Poliranje numulitinskih hišic do sredine pa ima to pomanjkljivost, da ekvatorialna ravnina skoraj nikoli ni povsem ravna. Zato z brušenjem ne zadenemo prave ekvatorialne ravnine, kar seveda onemogoča natančno determinacijo.

Majhne naravne razlike med zavojnim robom numulitinske hišice, septi in flišnim sedimentom v notranjosti hišice sem poskusil umetno povečati z metilensko modrim barvilom. Vendar tudi s to metodo ni bilo uspeha. Vipolška favna je torej slabo ohranjena. Izredno veliko število hišic pa nam omogoči, da tu in tam le dobimo uporaben presek.

Nahajališče leži kakih 500 m vzhodno od vasi Vipolže pri hiši »pri Mazere-tovih« s hišno številko Vipolže 31. Največ numulitin je na pobočju nad dolino Berše (koordinate: 5387.600 km, 5093.100 km). Numulitine nastopajo v flišni breči in flišnem laporju. Pri Vipolžah je najbogatejše doslej znano nahajališče numulitin v flišu Slovenije. Zato ni čudno, da ga je našel tudi Seidl (1913), ki je bil dober poznavalec goriške okolice. Seidl je numulitom tudi nadel slovensko ime, in sicer novčarji. Po bogastvu numulitin podobno nahajališče je v flišni obalni steni pri Fiesi (Pavlovec, 1963, 510; 1966, 243), vendar tam nastopa samo vrsta *Nummulites millecaput*.

Poleg numulitov in asilin najdemo pri Vipolžah še ostanke školjk in polžev, veliko je tudi planktonskih in bentonskih mikroforaminifer.

De Zanche, Pavlovec in Proto Decima (1967, 216 do 217) so ugotovili, da prevladujejo v Vipolžah hišice mikrosferične generacije. Primerjali so nahajališči v Vipolžah in pri Ustju v Vipavski dolini. Po načinu živ-

Tabela 5 — Table 5
Številčni podatki za vrsto *Assilina reicheli* Schaub
Numerical data of the species *Assilina reicheli* Schaub

Oblika B — B Form												
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀
1875	9,6	10	12	15	18	21	21	24	28	34	36	36
1849	10	9			14	16	21	20	25			
Oblika C — C Form												
Inv. št. Inv. No.	L ₄	L ₅	L ₆	L ₇	L ₈	L ₉	L ₁₀					
1875	0,13	0,05	0,04	0,19	0,02	0,17	0,05					
1849	0,13	0,08	0,19	0,31	0,28							
Oblika A — A Form												
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	M	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅				
1857	5,2	4	0,54	8	16	24	36					
1868	6	5			16	26	28	24				
Oblika D — D Form												
Inv. št. Inv. No.	L ₁	L ₂		L ₃		L ₄		L ₅				
1857	0,51	0,03		0,12		0,9						
1868	0,8	0,06		0,02		0,1		0,11				

Dm = premer hišice; W = število zavojev; M = notranji premer megalosfere;
 S₁, S₂, S₃ ... = število sept v prvem, drugem, tretjem ... zavoju;
 L₁ = višina prvega zavoja; L₂, L₃ ... = prirastek višine v drugem, tretjem ... zavoju;
 Dm = test diameter; W = whorls number; M = internal diameter of the megalosphere;
 S₁, S₂, S₃ ... = number of the septa in the first, second, third ... whorl;
 L₁ = height of the first whorl; L₂, L₃ ... = height increase in the second, third ... whorl

ljenja numulitin in flišni sedimentaciji so sklepali, da so prevladujoče oblike B mogle nastati v večji globini. Seveda pri tem ne gre za posebno velike globine, ampak samo za relativno globlje morje od tistega, v katerem so živele oblike A. V globokem morju namreč numulitine po današnjem pojmovanju sploh niso živele.

Najštevilnejši med favno iz Vipolž so predstavniki razvojnega niza *Nummulites burdigalensis* — *N. perforatus*. Mnogo manj je zastopnikov razvojnih nizov *Nummulites planulatus* — *N. puschi*.

Assilina reicheli Schaub

Tabla 9

1951 *Assilina reicheli* n. sp. — Schaub, 215, tab. 9, sl. 25—27.

1966b *Assilina reicheli* Schaub, 1951 — Schaub, 376.

Oblika B. Ploščata hišica se samo v srednjem delu nekoliko odebeli, proti zunanjemu robu se počasi tanjša in na robu hitro konča. Zunanji rob hišice ni oster, vendar je nekoliko manj zaokrožen kot pri vrsti *Assilina major*. V sredini je neizrazit stebriček, sestavljen iz okroglih trnov. Radialni grebeni so granulirani zlasti proti sredini hišice, medtem ko je granul proti zunanjemu robu manj.

Notranji zavoji so nizki, tesno skupaj in se enakomerno višajo. V zunanjem delu hišice se zavoji hitro dvigajo. Septa so rahlo upognjena ali skoraj ravna v notranjih zavojih, medtem ko so v zunanjih, višjih zavojih bolj nagnjena. V notranjih zavojih so kamrice nekoliko bolj visoke kot dolge, v mlajših zavojih postajajo izometrične ali ponekod celo bolj dolge kot visoke.

Oblika A. Kot pri večini vipolških numulitin tudi pri vrsti *Assilina reicheli* prevladuje mikrosferična generacija. Vendar je bilo najdenih nekaj hišic oblike A, ki imajo na površju v sredini izrazite okrogle trne. V zunanjem delu hišice se trni izgube, tako da so tam samo jasni radialni grebeni. Okrogel in velik protokonh je sploščen samo ob mnogo manjšem devterokonhu. Prvi in zadnji zavoj se hitro višata, drugi in tretji pa počasi. Zavojni rob je močan. Septa so ravna ali rahlo nagnjena in upognjena.

Schaub je vrsto *Assilina reicheli* prvotno prišteval srednjemu cuisiju (Hottinger, Lehmann in Schaub, 1964, tab. 2). Pozneje je ugotovil, da je živela še v zgornjem cuisiju (Schaub, 1966b, 376). Takšno starost potrjujejo tudi podatki iz nahajališča v Vipolžah. *Assilina reicheli* je sedaj prvič najdena na jugoslovanskem ozemlju.

Assilina major Heim

Table 10, 11, 12 in 13, sl. 1

1908 *Assilina granulosa* var. *major* n. — Heim, 247, tab. 6, sl. 26.

1951 *Assilina major* Heim — Schaub, 208—209.

1963 *Assilina major* (Heim) — Schaub, 293—294.

1963 *Assilina major* Schaub — Pavlovec, 474 do 475, sl. 35.

1966a *Assilina major* Heim — Schaub, 294.

Pri vrsti *Assilina major* iz Vipolž je bilo prvotno napačno navedeno ime avtorja te vrste (Pavlovec, 1963, 474). Prvič jo je namreč opisal Heim (1908) kot podvrsto vrste *Assilina granulosa*. Schaub (1951, 209) jo je postavil za samostojno vrsto, zaradi česar sem leta 1968 pomotoma navedel Schaub a kot avtorja te oblike.

Assilina major je v Vipolžah ena najpogostejših oblik, pa tudi po nekaterih nahajališčih v Furlaniji ni redka, npr. v Abazzia di Rosazzo. Večkrat jo omenjajo tudi med stratigrafsko pomembnimi oblikami (Schaub, 1951; Hottinger, Lehmann in Schaub, 1964). Kljub temu doslej še ni bila podrobneje opisana.

Oblika B. Numulitinske hišice v Vipolžah so precej različno velike. Njihov premer Dm variira od 13 mm do 24 mm; Heim (1908, 247) je našel celo 27 mm veliko hišico, kar je najbrž doslej največja znana *Assilina major*. Izmeril sem dvajset primerkov in dobil naslednje velikosti Dm: 13,2; 13,6; 16,3; 16,6; 17; 17; 17,2; 17,6; 17,7; 18; 18,6; 18,9; 19,6; 19,8; 19,8; 20; 20; 21; 21,3; 23,1 mm. Najpogostejše velikosti so torej med 16 in 21 mm.

Po Heim u (1908, 247) je razmerje med debelino in premerom hišice 1:11 do 1:17, povprečno pa 1:15. Vipolške hišice so debele 2 do 3 mm. Njihova najbolj značilna oblika je skoraj ravna ploščica, v sredini prav malo nabrekla, na periferiji pa se hitro zaključuje z okroglim robom. Bolje ohranjene hišice imajo na sredini centralni stebriček ali več gostih trnov. Pogosto vidimo na površju tudi spiralne in radialne grebene, ki potekajo enako kot septa in zavojni rob v notranjosti hišice. Na teh grebenih je zlasti v centralnem delu hišice jasna granulacija. Zato je Heim to obliko pripisal vrsti *Assilina granulosa* D'Archiac.

Zelo značilni so širši grebeni, potekajoči vzporedno z robom krog hišice. Zaradi njih je površje hišice videti valovito. Ti grebeni so na vipolški asilini zelo izraziti (Pavlovce, 1963, 474).

Na ekvatorialnem prerezu vidimo, da zelo močan zavojni rob omejuje zlasti notranje zavoje, ki se v notranjem delu višajo počasi, v zunanjem pa precej hitro. Septa so največkrat postavljena nekoliko poševno na zavojni rob, redko so skoraj pravokotna nanj. V notranjih zavojih so rahlo in po vsej dolžini enakomerno upognjena. Šele v zunanjih zavojih so v zgornjem delu močnejše zapognjena in so v bolj zapognjenem delu nekoliko debelejša. Kamrice so bolj visoke kot dolge. Redkeje so izometrične, medtem ko oblik, pri katerih bi dolžina presegala višino, v normalno potekajočih zavojih nisem našel.

Pri vipolških hišicah vrste *Assilina major* sem našel zelo veliko anomalij. Največkrat so to nepravilni zavoji, ki se nenormalno zvišajo ali znižajo, včasih so tudi zlomljeni in so potem rasli naprej. Glede na višje ali nižje zavoje se spreminjajo tudi oblike kamric; v nižjih so normalno kamrice daljše kot v višjih.

Oblika A. Hišice so velike 4,5 do 7,5 mm, debele pa okrog 1,5 mm. Kakor hišice mikrosferične generacije so tudi megalosferične hišice skoraj ravne ploščice in na robu lepo zaokrožene. Povečini so na sredini rahlo vdrte, nekatere pa rahlo odebeljene. Zanimivo je, da oblika hišic vrste *Assilina major* zelo variira. Omenil sem že (Pavlovce, 1963, 475), da največje hišice niso vedno najbolj debele. Tanke hišice imajo majhne in velike asiline, vmesne oblike so relativno debelejšje. To si razlagam z načinom rasti. Majhna hišica je še povsod tanka. V naslednji fazi rastejo zavoji tako, da se hišica debeli, medtem ko se ob rasti zunanjih zavojev hišica veča, manj pa se takrat debeli. Kakor pri oblikah B se tudi na megalosferičnih hišicah vidijo radialni in spiralni grebeni, ki so zlasti v osrednjem delu granulirani. Pri nekaterih hišicah sega granulacija do zunanjega roba, vendar je pri večini omejena na srednji del.

Megalosferična oblika ima velik in skoraj okrogel protokoh. Devterokoh je ovalen. Prvi zavoj se hitro viša. Vsi ostali zavoji zelo počasi naraščajo in večkrat ostanejo enako visoki ali pa se pri nekaterih primerkih celo nekoliko znižajo. Zavojni rob je močan. Septa so tanka in rahlo upognjena, v zunanjih zavojih pa bolj nagnjena kot v notranjih. Kamrice so bolj visoke kot dolge, včasih so izometrične.

Assilina cf. spira (De Roissy)

Tabla 13, sl. 2

V Vipolžah je bil najden en sam primerek (inv. št. 1785, zbirka R. Pavlovca) mikrosferične generacije velike asiline, ki je ne moremo šteti v vrsto *Assilina major*. Primerke vrste *Ass. major* presega po velikosti hišice, po višini

Tabela 6 — Table 6

Številčni podatki za vrsto *Assilina major*
Numerical data of the species *Assilina major*

Oblika B — B Form												
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁
1800	13,6	12		15	20	21	24	26	28	42	42	45
1780	16,3	12										
432	16	11										
433	17	12										
1788	18,6	12	10	12	16	19	24	26	28	32		
1790	19,8	11						30	31	39	47	54
1789	21	11										
Oblika A — A Form												
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	M	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄
1831	6,4	4	1,0	7	15	22	28		0,58	0,2	0,05	0
1815	6,5	4	0,9	8	15	20	22		0,63	0,03	0	
1886	6,7	4	0,8	11	15	20	25		0,65	0,12	0,1	0,03
1895	6,8	5		8	15	26	24	29	0,5	0,04	0	
1903	7	4		9	16	22	28		0,78	0	—0,05	
1851	7,5	5	1,1	10	16	20	23	28	0,6	0,03	0,21	0

zavojev in po dolžini kamric. Po teh znakih se mnogo bolj približa vrstama *Assilina spira* 1 (= Pavlovec, 1969, 16 do 17) in *Assilina spira* 2 (= Pavlovec, 1969, 16 do 17). Vendar se nekoliko razločuje tudi od teh oblik. Za obliko *Assilina spira* 1 sem prepričan, da je nova vrsta, in sicer ena od prehodnih oblik med *Assilina major* in tipom *Assilina spira* (= *Assilina spira* 2). Je manjša, ima nižje zavoje in mnogo gostejša septa kot omenjeni primerek iz Vipolž. *Assilina spira* 2 (= tipični predstavnik te vrste) pa ima večjo hišico in nekoliko krajše kamrice. Potemtakem je *Assilina* cf. *spira* iz Vipolž povsem

svojevrstna oblika, ki je ne moremo uvrstiti v nobeno od omenjenih vrst. Po mojem mnenju je ta asilina nenormalno velik primerek iz oblikovnega kroga *Assilina major* — *Ass. spira* 1.

Da ima ta primerek iz Vipolž zaradi anomalij tako nenavadno obliko, kaže tudi hišica vrste *Assilina major* iz istega nahajališča (primerke z inv. št. 1789). V delu te hišice so nepravilno raščeni zavoji in prav tam se pojavijo znatno višji zavoji kot so normalni, kamrice pa so tam daljše. Velikost hišice in oblika ostalih kamric pa sta še vedno značilni za vrsto *Assilina major*.

Assilina cf. spira ima hišico z osmimi zavoji, Dm pa je 25 mm. Hišica je ploščata in ima nagubano površje, kakor vidimo to pri hišicah vrste *Assilina major*. Kamrice so povečini bolj visoke kot dolge. Najdemo pa tudi kamrice, pri katerih se višina zelo približuje dolžini, vendar so take kamrice redke. Septa so ravna in se šele v zgornjem delu nekoliko upognejo nazaj. Na enem kraju sem našel večkratne abortivne kamrice.

Assilina sp. (n. sp. Peyrac, Schaub)

Tabla 14

1963 *Assilina* n. sp., *exponens* — Vorläufer (Peyrac) — Schaub, 292 in 294, sl. 4.

1964 *Assilina* n. sp. Peyrac — Hottinger, Lehmann in Schaub, tab. 2.

Za to vrsto še nimamo podrobnega opisa, pač pa dobro risbo (Schaub, 1963, sl. 4), iz katere razberemo glavne značilnosti ekvatorialnega prereza. Poleg tega sem dobil od prof. H. Schaub a originalne primerke iz nahajališča še neopisanega holotipa, po katerih sem lahko določil asiline iz Vipolž. Vendar sem se na začetku motil, da je *Assilina* n. sp. Peyrac v Vipolžah zelo pogosta. Pri podrobnejših analizah se je pokazalo, da je ta vrsta izredno redka in da večina prvotno njej prišteti primerkov pripada podobni vrsti *Assilina medanica* n. sp. Doslej v Vipolžah tudi nisem zanesljivo našel nobenega primerka megalosferične generacije.

Hišica mikrosferične generacije je v sredini nekoliko dvignjena, proti robovom pa stanjšana. Na površju ima radialne in koncentrične grebene, ki sledijo notranji strukturi in so granulirani.

Zavoji se počasi višajo. Septa so le malo nagnjena in upognjena. Omejujejo kamrice, ki so nekoliko bolj visoke kot dolge, vendar se marsikdaj približujejo izometrični obliki.

Mikrosferična generacija vrste *Assilina tenuimarginata* je večja od *Assilina* n. sp. Peyrac, manjša pa od vrste *Assilina exponens*. Nobeden od primerkov iz Vipolž ne doseže velikosti vrste *Assilina tenuimarginata*. Od vrste *Assilina reicheli* pa se ločijo po večji hišici, višjih zavojih, daljših kamricah in tanjšem zavojnem robu. Zaradi vsega tega sem primerke iz Vipolž prištel obliki *Assilina* n. sp. Peyrac. Tej vrsti zelo podobna je nova vrsta iz Vipolž *Assilina medanica*.

Castellarin in Zucchi (1963) sta našla v Furlaniji obliko, ki sta jo označila kot *Assilina cf. tenuimarginata*. Njuna furlanska nahajališča so zelo verjetno enako stara kot nahajališče pri Vipolžah, zato moremo omenjeno vrsto primerjati z vipolškimi asilinami. Ker pa Castellarin in Zucchi nimata slike omenjene asiline, ni mogoče zanesljivo ugotoviti, ali pripada vrsti *Assilina medanica* ali *Ass. n. sp. Peyrac*.

V nahajališču numulitin se pojavljajo nekateri problematični primerki, ki jih zaenkrat imenujem *Assilina* cf. n. sp. Peyrac. Imajo ploščato in proti robu stisnjeno hišico. Radialni stebrički na površju so največkrat prekinjeni z neizrazitimi koncentričnimi grebeni. V srednjem delu hišice so trni redki, v notranji polovici hišice jih pa sploh ni.

Po ekvatorialnem prerezu se primerki iz Vipolž zelo približujejo tipičnim predstavnikom vrste *Assilina* n. sp. Peyrac. Protokonh je velik. Prvi zavoje se hitro zviša, naslednji zavoji pa se višajo podobno kot pri vrsti *Assilina* n. sp. Peyrac. Po višanju zavojev ti primerki nekoliko spominjajo na vrsto *Assilina reicheli*. Malo nagnjena septa omejujejo kamrice, ki so bolj visoke kot dolge. Po obliki kamric spominjajo na vrsto *Assilina exponens*, ki pa je večja in ima nekoliko višje zavoje.

Najbolje ohranjen primerek (inv. št. 1846) te vrste ima naslednje karakteristike:

Dm	W	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁	S ₁₂	L ₆	L ₇	L ₈	L ₉	L ₁₀	L ₁₁	L ₁₂	L ₁₃
9,3	13	22	28	36	36	42	44	0,08	0,1	0,1	0,02	0,09	0,19	—0,03	—0,03

Assilina medanica n. sp.

Tabla 15

Čeprav je asilinskih vrst precej manj kot numulitnih, vseeno ne moremo trditi, da poznamo večino ali celo vse. Asilinam tudi na splošno posvečajo manj pozornosti kot numulitom, čeprav so za stratigrafijo prav tako uporabne, za določanje pa celo enostavnejše kot numuliti. Marsikatera raziskava pa pri-nese nove asilinske oblike. Takšna nova vrsta je bila najdena tudi v Vipolžah. To ni samo oblika, ki doslej v literaturi še ni bila opisana, ampak odpira nekatere probleme filogenetskega razvoja asilin.

Diagnosis: *Asilina* s ploščato hišico, z nizkimi, počasi se dvigajočimi zavoji in dolgimi, večkrat skoraj kvadratnimi kamricami.

Derivatio nominis: Po vasi Medana v Goriških brdih, po kateri imenujemo tudi medanske plasti.

Holotypus: Oblika B, inv. št. 1910 iz zbirke Rajka Pavlovca, Katedra za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

Paratipi: Inv. št. 1803, 1809, 1850, 1889, 1891, 1902 in 1917 oblike B, vsi iz iste zbirke kot holotip.

Locus typicus: Nahajališče numulitin vzhodno od Vipolž, Goriška brda, zahodna Jugoslavija.

Stratum typicum: najmlajši cuisij.

Oblika B. Srednje velike hišice so v sredini nekoliko odebeljene, večkrat tudi ravne ali celo rahlo upognjene navznoter. Srečamo se torej s pojavom, da se zunanja oblika hišic močno spreminja. Zato razni avtorji različno razlagajo posamezne oblike oziroma vrste. Dober primer je oblika »*exponens*«, ki jo zaradi nekoliko različne granulacije in zaradi zunanje oblike hišice nekateri ločijo od oblike »*mamillata*«. Drugi pa imajo obliko »*mamillata*« za mlajši sinonim vrste »*exponens*« (cf. Pavlovec, 1963, 482 do 483).

Zunanji rob hišice pri vrsti *Assilina medanica* ni posebno oster, hišica pa se proti robu nekoliko tanjša. Na površju nosi značilno asilinsko skulpturo.

V sredini hišice so gosti trni, pri nekaterih primerkih združeni v osrednji stebriček, na katerem so granule. Drugi elementi na površju hišice sledijo poteku sept in zavojnega roba, zato se zlasti proti sredini hišice vidijo radialni grebeni, ki so večkrat prekinjeni ali sestoje iz podolgovatih granul. Oblika kamric zadnjih dveh zavojev je jasno vidna tudi na površju.

Večina zavojev se vsaj nekoliko dviga, vendar ne v vseh odsekih hišice enako. Dva ali trije notranji zavoji so nizki. Četrti, peti in šesti zavoj se nekoliko hitreje zvišajo, vendar višina najbolj naraste od šestega zavoja naprej. Naslednji, najmlajši zavoji se višajo zelo malo ali ostanejo skoraj enako visoki.

Zunanji zavoji imajo precej močan zavojni rob, medtem ko je zavojni rob v notranjih zavojih tanjši. Septa so rahlo upognjena ali skoraj ravna. Višina kamric največkrat presega dolžino, vendar niso redke izometrične kamrice, mnogo manj pa je kamric, pri katerih je dolžina večja od višine.

Pri mnogih primerkih vrste *Assilina medanica* iz Vipolž vidimo anomalije. Največkrat so zavoji stisnjeni, verjetno mehanično poškodovani. Zaradi takšnih poškodb se spremenijo oblike kamric in potek zavojnega roba. Toda tudi pri mehanično nepoškodovanih primerkih so pogosto zavoji zdaj nekoliko višji zdaj nižji.

Oblika A. Podobno kot pri mikrosferični generaciji se tudi pri obliki A hišica proti sredini debeli. Zunanji rob je oster. V sredini hišice so trni najmočnejši, večkrat pa so združeni v centralni stebriček. Radialni grebeni so ravni, na njih so granule.

Zavoji se enakomerno in počasi dvigajo. Včasih se kak zavoj celo nekoliko zniža. Zavojni rob je tanek, septa pa so malo nagnjena ali skoraj ravna. Odebele se samo na vrhu, kjer so nekoliko izraziteje upognjena. Protokonh je ovalen, devterokonh je manjši od protokonha. Pri kamricah v notranjih zavojih prevladuje oblika, pri kateri je višina večja kot dolžina. V zunanjih zavojih so kamrice bolj dolge kot visoke, v vmesnih zavojih pa so največkrat izometrične.

Assilina medanica je najbolj podobna vrsti *Ass. n. sp.* iz okolice dvorca Ferme Peyrac, Chaupenne in Bergouey, Chalosse, oboje v pokrajini Landes, od koder imam za primerjavo originalni material. Od nje se *Assilina medanica* loči po nižjih zavojih, bolj sploščeni hišici (*Ass. n. sp.* Peyrac ima v sredini rahlo nabreklo hišico).

Po teh znakih se *Assilina medanica* nekoliko približa vrsti *Ass. exponens* (Sowerby). Vendar je *Ass. exponens* veliko večja in ima višje zavoje, ki tudi nekoliko hitreje naraščajo.

Zanimiva je oblika *Assilina tenuimarginata* Heim (= *Ass. exponens* J. de C. Sowerby var. *tenuimarginata* n., in *Ass. mamillata* D'Archiac var. *tenuimarginata* n.; Heim, 1908, 243—146, tab. 7, sl. 19—22, 38—39). Schaub (1963, 294) imenuje to obliko *Assilina exponens tenuimarginata* Heim in jo torej prišteva vrsti *Ass. exponens*. Zelo značilna zanjo je hišica, ki je proti zunanjemu robu zelo stisnjena. To opazamo tudi pri nekaterih primerkih vrste *Assilina n. sp.* Peyrac. Nikakor pa ni to značilno za vrsto *Ass. medanica*.

Oblika *Assilina tenuimarginata* se razločuje od *Ass. exponens* po manjši hišici, nižjih zavojih in daljših kamricah. To so značilnosti, ki v precejšnji meri označujejo tudi vrsto *Assilina n. sp.* Peyrac. Zato je obliko *Ass. tenuimarginata* tako po morfoloških karakteristikah, kakor po filogenezi težko šteti

Tabela 7 — Table 7

Številčni podatki za vrsto *Assilina medianica* n. sp.
 Numerical data of the species *Assilina medianica* n. sp.

Oblika B — B Form											
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁
1850	8,5	12	11	14	20	21	22	23	26		
1875	9	1									
1809	10,2										
1832	10,8	14	15	15	18	18	21	27	?	28	
1812	10,9	12	16	22	23	25	25	31	31	33	39
1807	11,2	14			20	24	30	36	37	41	44
Inv. št. Inv. No.	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	L ₆	L ₇				
1850					0,07	0,04	0,12				
1875	0,11	0,06	0	0,06	0,39	0,11	0,9				
1809						0,05	0,05				
1832	0,1	0,02	0,03	0,07	0,03	0,08	0,06				
1812	0,12	0,02	0,06	0,09	0,05	0,05	0,13				
1807			0,01	0,06	0	0,12	0,05				
Inv. št. Inv. No.	L ₈	L ₉	L ₁₀	L ₁₁	L ₁₂	L ₁₃	L ₁₄				
1850	0,05	0,23	—0,12	0,23	0,64						
1875	—0,05	0,11	0,29	0,39							
1809	0,08	0,05	0,08	0,08	—0,13	0,18					
1832	0,22	0,22	0,08	0,2							
1812	0	0,33	0	0,9							
1807	0,09	0,11	0,11	0,13	0,13	0	0,14				

Oblika A — A Form

Inv. št. Inv. No.	Dm	W	M	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆
1925	3	4 ½	0,3	5	13	15	20		
1764	4,1	5 ½	0,98	8	15	18	22	25	28
1828	5	6	0,44	6	15	23	25	31	28
1837	5,1	5 ½			16	18	30	32	

Inv. št. Inv. No.	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	L ₆
1925	0,33	0,03	0,06	—0,03		
1764	0,38	—0,05	0,02	—0,02	—0,03	
1828	0,37	—0,03	0,02	—0,02	—0,02	0,03
1837	0,33	0,06	0	0,01	—0,01	0,02

za podvrsto vrste *Assilina exponens*. Zelo verjetno izhaja iz oblike, sorodne vrsti *Assilina* n. sp. Peyrac. Zato mislim, da mora biti oblika *Assilina tenuimarginata* samostojna vrsta.

Poglejmo še problem filogenetske pripadnosti vrste *Assilina medianica*. Po starosti nastopa lahko skupaj z vrsto *Assilina* n. sp. Peyrac ali pa se je pojavila celo nekoliko pozneje.

Po nežnih elementih v ekvatorialnem prerezu in po dolžini kamric vrste *Assilina medanica* nikakor ne moremo šteti v razvojni niz *Assilina spira*, ampak pripada nizu *Ass. exponens*. Ima nizke zavoje in dolge kamrice, zaradi česar ne more biti ena od prehodnih oblik med *Ass. n. sp.* Peyrac in *Ass. tenuimarginata*. Tudi ob robu stisnjene hišice pri vrstah *Ass. n. sp.* Peyrac in *Ass. tenuimarginata* odstopajo od vrste *Ass. medanica*. Po vsem tem mislim, da imata vrsti *Assilina medanica* in *Ass. n. sp.* Peyrac skupne prednike, vendar je potekal razvoj proti vrsti *Ass. medanica* nekoliko samostojno po shemi:

skupen prednik — $\left\{ \begin{array}{l} \rightarrow \text{Ass. n. sp. Peyrac} \rightarrow \text{Ass. tenuimarginata} \\ \rightarrow \text{Ass. medanica} \rightarrow ? \end{array} \right.$

Skupen prednik ni znan, saj vrste *Assilina reicheli* Schaub po sorazmerno hitro se dvigajočih zavojih in močnih strukturnih elementih v ekvatorialnem prerezu ne moremo neposredno vezati na vrsto *Assilina medanica*. Odpira se torej problem veliko večje zamotanosti razvoja asilin, kot ga poznamo doslej. Brez dvoma se je filogenetski razvoj obeh glavnih razvojnih nizov *Assilina exponents* in *Ass. spira* cepil na več stranskih vej. Obenem še ni dovolj raz-

iskan izvor obeh nizov, zakaj vrsti *Assilina pustulosa* Doncieux pri razvojnem nizu *Assilina exponens* in *Ass. leymeriei* D'Archiac et Haime pri nizu *Ass. spira* po nekaterih karakteristikah nista preveč prepričljiva predhodnika poznejših asilin enega ali drugega razvojnega niza.

Nummulites friulanus Schaub

Tabla 16

1915 *Nummulites obtusus* Sowerby — Dainelli, 184 (partim; cf. Schaub, 1962a), tab. 21, sl. 6 do 10, 15 do 18.

1962a *Nummulites friulanus* nov. sp. — Schaub, 538 do 541, sl. 5 do 6, tab. 3, sl. 1 do 13.

1962b *Nummulites* n. sp. Rosazzo — Schaub, sl. 2.

1963 *Nummulites friulanus* Schaub — Pavlovec, 465 do 467, sl. 26 do 28.

Po pokrajini Furlaniji imenovana numulitna vrsta je pogosta tako v nahajališču holotipa pri Rožacu (Abbazia di Rosazzo), kakor v nahajališču pri Vipolžah. Prvič jo je omenil Dainelli (1915), vendar jo je napačno prištel vrsti *Nummulites obtusus* Sowerby (tab. 21, sl. 6—10 in 15—18) in deloma vrsti *Nummulites perforatus* De Montfort (tab. 21, sl. 1 do 4; cf. Schaub, 1962a, 538). Iz nahajališča pri Vipolžah je bila omenjena že pred desetimi leti (Pavlovec, 1963, 465 do 467). Takrat so bili numuliti iz Goriških brd določeni po originalnem materialu, ki mi ga je dal prof. H. Schaub in ki je že bil označen kot *Nummulites friulanus*. Ob oddaji rokopisa ta vrsta še ni bila objavljena. Preden pa je prišla moja razprava iz tiska, je Schaub (1962a) že objavil opis nove vrste *Nummulites friulanus*. Tako je tudi po nomenklatoričnih pravilih Schaubovo ime veljavno kot ime avtorja nove vrste.

Poleg vrste *Assilina major* je *Nummulites friulanus* med najznačilnejšimi predstavniki numulitin iz okolice Vipolž. Vendar ni najpogostejša vrsta, čeprav je med vipolško favno zelo veliko predstavnikov razvojnega niza *Nummulites perforatus* s. l., kamor spada tudi *Nummulites friulanus*.

Oblika B. Hišica je debela in nabrekla. Proti zunanjemu robu se hitro tanjša. Rob je oster. Premer hišic iz Vipolž je povečini manjši od 10 mm, medtem ko je po Schaubu $Dm = 5$ do 12 mm. Debelina hišic je 3,5 do 4 mm; pri Schaubovem podatku (1962a, 539) je očitno napaka; navaja namreč debelino 2,5 do 0,6 mm.

Značilni za to vrsto so številni močni trni na površju. Največ jih je blizu središča. Radialni grebeni nastopajo šele proti zunanemu robu in so ravni ali malo valoviti.

V ekvatorialnem prerezu vidimo, da se zavoji dvigajo počasi in enakomerno. Zunanji so večkrat nepravilni in pogosto slabo ohranjeni. Zavoji ob zunanjem robu so nekoliko nižji kot zavoji v notranjosti hišice. Na takšno zniževanje zavojev je opozoril Schaub (1962b) tudi pri drugih vrstah razvojnega niza *Nummulites perforatus* s. l.

Kamrice so v sredini bolj visoke kot dolge. V nadaljnjih zavojih se podaljšujejo, tako da so najprej izometrične in nato bolj dolge kot visoke. Septa so rahlo upognjena in zelo nagnjena. Na njihovi bazi je majhna noga.

Oblika A. Tudi na površju hišice megalosferične oblike so gosti in okrogli trni. Zavoji se enakomerno višajo, le prvi se dvigne zelo hitro. Zavojni rob je

Tabela 8 — Table 8

Številčni podatki za vrsto *Nummulites friulanus*
Numerical data of the species *Nummulites friulanus*

Oblika B — B Form														
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	L ₆	L ₇	L ₈				
1879	10	15	0,15	0,02	0,11	0,01	0,06	0,02	0,05	0,04				
Inv. št. Inv. No.	L ₉	L ₁₀	L ₁₁	L ₁₂	L ₁₃	L ₁₄	L ₁₅							
1879	—0,13	0,04	0,05	—0,02	—0,15	0,11	—0,01							
Oblika A — 9 Form														
Inv. št. Inv. No.	Dm	W	M	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	
1924	3,2	5	0,34	8	13	20	21	22	0,28	0,06	—0,05	0	0,07	
Pavlovec, 1963, 467	3,4	6	0,5	8	17	23	28	30	—	—	—	—	—	

debel, septa pa so tanka in nagnjena. Podobno kot pri mikrosferični obliki so tudi pri obliki A kamrice bolj visoke kot dolge samo v notranjih zavojih. Ostale kamrice so izometrične, medtem ko takšnih z večjo dolžino kot višino ni toliko kot pri obliki B.

V Vipolžah je bil najden primerek oblike B (inv. št. 1774) s polmerom $R = 4,8$ mm in 18 zavoji. Na površju hišice so okrogli trni, podobno kot pri vrsti *Nummulites friulanus*. V ekvatorialnem prerezu pa se vidijo zelo nizki zavoji, po katerih se približuje vrsti *Nummulites verneuili* D'Archiac et Haime (D'Archiac in Haime, 1853, 123, tab. 7, sl. 1 do 3; Schaub, 1962a, 539). Vendar ima vipolški primerek v srednjem delu hišice nekoliko višje zavoje, zunanji zavoji od 15. naprej pa se znižujejo, kar se pri *Nummulites verneuili* pojavi šele pozneje. Po višini zavojev, obliki sept in kamric je omenjeni primerek zelo blizu vrsti *N. friulanus* iz furlanskih nahajališč. Med predstavniki te vrste iz Vipolž pa je omenjeni numulit med ekstremno velikimi, ki pa še vedno sodijo v variacijsko širino vrste *N. friulanus*.

Takšni veliki predstavniki vrste *Nummulites friulanus* iz Vipolž se sicer res nekoliko približujejo vrsti *N. verneuili*. Toda če pogledamo slike obeh vrst, to je *Nummulites friulanus* (Schaub, 1962a, 539, sl. 5b) in *N. verneuili* (Schaub, 1962a, 539, sl. 5a), vidimo, da ima *N. friulanus* v notranjem delu hišice sorazmerno visoke zavoje, kakršnih pri *N. verneuili* ni. Če sta si obe vrsti res tako sorodni, bi pričakovali pri vrsti *N. verneuili* skoraj enake notranje zavoje kot pri *N. friulanus*. V resnici pa so zavoji pri *N. verneuili* precej nižji kot pri *N. friulanus*. Zato se mi vsiljuje misel, da *N. friulanus* le ni neposreden predhodnik vrste *N. verneuili*, oziroma da razvoj od *Nummulites friulanus* ni potekal neposredno k *N. verneuili*.

Nummulites campesinus Schaub

Tabli 17 in 18

1966b *Nummulites campesinus* nov. sp. — Schaub, 361 do 367, tab. 1, sl. 13—14, 16—21.

1973 *Nummulites campesinus* Schaub, 1966 — Kapellos, 77 do 80, tab. 47, sl. 1 do 9, tab. 48, sl. 1 do 4.

Pri Vipolžah sem našel numulita, ki ga je po obliki hišice, značilni granulaciji, poteku zavojev in obliki kamric lahko prišteti oblikovnemu krogu *Nummulites friulanus* — *Nummulites lehneri*. Prvotno sem ga postavljaj v bližino vrste *N. lehneri*, vendar je vipolški numulit manjši in se zlasti pri mlajših zavojih razločuje od omenjene oblike. Leta 1966 je Schaub opisal novo vrsto *Nummulites campesinus*, ki je identična z numulitom iz Vipolž. Ta vrsta doslej v Jugoslaviji še ni bila najdena.

Oblika B. Hišica je debela in enakomerno narašča do sredine, zunanji rob je zaokrožen. Na površju so močni trni, kakršni so značilni tudi za druge sorodne vrste. Schaub (1966b, 366) pravi, da je *Nummulites campesinus* zelo podoben vrsti *N. friulanus*, ki ima trne nežnejše in razporejene bolj po celotnem površju. Pri naših primerkih te razlike ni lahko ugotoviti, zakaj pri obeh vrstah se pojavljajo prehodi od enega tipa površja hišice do drugega. Tudi po ekvatorialnem preseku sta si vrsti *Nummulites friulanus* in *N. campesinus* podobni. Notranji zavoji se počasi višajo, nekako od šestega zavoja naprej pa ostanejo skoraj enako visoki. Zavojni rob je močan. Na bazi sept je noga, medtem ko so septa zelo nagnjena in enako debela po vsej dolžini. V notranjih zavojih so kamrice bolj visoke kot dolge, v zunanjih pa se podaljšajo.

Oblika A. Megalosferična oblika ima velik protokonh in močan zavojni rob. Zavoji se počasi dvigajo, septa pa so podobna kot pri mikrosferični obliki.

Schaub (1966b) je vrsto *Nummulites campesinus* našel v zgornjem cuisiju, v Vipolžah pa nastopa v najvišjem cuisiju. Omeniti moram še, da sta *Nummulites campesinus* in *N. friulanus* iz Vipolž zelo variabilna. Spreminjajo se višina zavojev, oblika sept in kamric, debelina zavojnega roba, našli pa smo tudi zelo različno velike hišice. Nadalje je pri teh primerkih veliko anomalij. Nekatere so posledica mehaničnih poškodb, druge so nastale pri rasti. Našel sem tudi hišice z jasnim »rovom«, zapolnjenim s sedimentom. Tak »rov« je potekal ponekod skozi zavoj, drugod pa prečno nanje (tabla 9, sl. 1).

Nummulites div. sp.

Tabla 19

Razvoj različnih numulitnih skupin ni potekal vedno enako hitro. To velja za posamezne odseke istega razvojnega niza, kakor tudi za primerjavo različnih razvojnih nizov med seboj. Deloma je vzrok temu okolje, ki je pospeševalo ali oviralo razvoj, deloma pa razvojne sposobnosti raznih numulitnih oblik. Vse to tako zamota položaj razvojnih nizov, da pri numulitih ne moremo najti potrditve teorije tipostrofizma (Schindewolf, 1950). Prepričan sem, da za celotno skupino numulitov ni skupne tipogeneze, tipolize in tipostaze. Lahko pa najdemo nekaj teh tipostrofičnih faz pri posameznih razvojnih nizih. Včasih se celo dozdeva, da so isti numulitni razvojni nizi v posameznih odsekih paleogena doživljali več tipoliz, oziroma tipostaz. V takšna razmišljanja nas

silijo tudi nekateri zgornjecuisijski ali spodnjelutecijski numuliti. To je na eni strani razvojni niz *Nummulites laevigatus* — *N. perforatus*, na drugi strani pa *Nummulites perforatus* s. l. (ta obsega več razvojnih nizov). Na prehodu cuisij—lutecij se pojavlja veliko podobnih oblik (Pavlovce, 1969a, b). Takšna je tudi »vrsta« *Nummulites laevigatus* (Bruguère), od katere je Schaub (Hottinger, Lehmann in Schaub, 1964) ločil več zelo sorodnih oblik. Pojavlja se tudi več numulitov, ki so podobni vrstam *Nummulites gallensis* Heim, *N. lehneri* Schaub in *N. obesus* D'Archiac et Haime. Vprašanje je, ali gre pri teh skupinah na meji cuisij—lutecij za tipolizo. Vendar ne najdem jasne tipogeneze in tipostaze. Če pa je tak pospešen razvoj na meji cuisij—lutecij res tipoliza, se mora ta nadaljevati v neke vrste tipostaze.

Iz vsega tega sledi, da pri numulitih tipostrofizma ne moremo dovolj zanesljivo zagovarjati. Čeprav najdemo v posameznih odsekih razvojnih nizov nekatere faze tipostrofizma, si te faze le ne sledijo tako idealno, kot je to npr. Schindewolf (1950) ugotovil pri amonitih. Pri razvojnem nizu *Nummulites laevigatus* — *N. brongniarti* sta dve možnosti: tipogeneza naj bi bila od ilerdija do začetka lutecija. Sledila naj bi tipostaza. Lahko pa bi bila prva tipogeneza v ilerdiju, druga pa nekje ob koncu cuisija in v začetku lutecija. Vendar nobena od teh razlag ne ustreza popolnoma Schindewolfovemu pojmovanju tipostrofizma.

Nekaj podobnega velja tudi za razvojni niz *Nummulites perforatus* s. l., od katerega imamo v Vipolžah več problematičnih oblik: *Nummulites* cf. *obesus*, *N.* cf. *lehneri* in *N.* cf. *gallensis*. Nobena od teh oblik ni povsem enaka tipičnim primerkom omenjenih vrst, podobne pa so si tudi med seboj. Do enakih ugotovitev je prišel Schaub (1963a) pri preučevanju numulitov iz profila Sorde-l'Abbaye. Tako nastaja še drug problem, kako ločiti tako zelo podobne oblike. Glede na variabilnost teh vrst je zelo težko potegniti mejo med posameznimi oblikami in smo zato še vedno povsem odvisni od subjektivne presoje. Vipolški numuliti so v najmlajšem cuisiju, zato je jasno, da imamo pri navedenih primerkih opraviti s predhodniki vrst *Nummulites obesus*, *N. lehneri* in *N. gallensis*.

Mikrosferična generacija *Nummulites* cf. *obesus* iz Vipolž ima notranje zavoje zelo stisnjene. Nato se zavoji hitreje višajo in v nekaterih delih hišice dosežejo precejšnjo podobnost z vrsto *Nummulites gallensis*. Primerki *N.* cf. *obesus* iz Vipolž so manjši od tipičnih predstavnikov te vrste, zato se ne pojavljajo znižani zunanji zavoji z nizkimi in dolgimi kamricami, kakršne poznamo pri pravem *N. obesus*. Naši primerki se tudi razločujejo od oblik, ki jih je Schaub (1963a, tab. 9, sl. 12) našel v spodnjem luteciju v profilu Sorde-l'Abbaye in jih označil kot *Nummulites* aff. *obesus*. Schaubovi numuliti imajo nižje zavoje in tudi nekoliko manj nagnjena septa.

Nummulites cf. *gallensis* iz Goriških brd se loči od tipičnih primerkov te vrste po višjih zavojih in po septih, ki so nekoliko bolj nagnjena in upognjena. Našim primerkom so precej podobni numuliti iz profila Sorde-l'Abbaye (Schaub, 1963a, tab. 9, sl. 9 in 11; = *Nummulites* aff. *gallensis*).

Nummulites cf. *lehneri* ima manj zavojev kot holotip te vrste (Schaub, 1962a, tab. 1, sl. 1) ter krajše kamrice. Ima pa podobno upognjena in nagnjena septa kot tipični predstavniki vrste *Nummulites lehneri*. Stratigrafsko pa je

N. lehneri še nekoliko mlajši od *N. gallensis* in torej še bolj oddaljen od zgornje-cuisijskih primerkov v Vipolžah.

Nummulites manfredi Schaub

Tabli 20 in 21

1964 »*Nummulites* n. sp. Rosazzo« — Hottinger, Lehmann in Schaub, 1964, tab. 2.

1966b *Nummulites manfredi* n. sp. — Schaub, 371—375, sl. 6 h do i, tab. 4, sl. 6, 8, 9, 10.

1973 *Nummulites manfredi* Schaub, 1966 — Kapellos, 72—74, tab. 46, sl. 5 do 6.

Oblika B. Pri Vipolžah je bila doslej najdena samo mikrosferična generacija. Hišica je rahlo valovita in ploščata. Nekateri primerki so tako sploščeni, da je celotna hišica enako debela. Drugi primerki so nekoliko debelejši, vendar še vedno zelo tanki. V osrednjem delu so trni, ki so proti robu hišice vedno redkejši. V delu hišice blizu zunanjega roba se pojavijo srpasto zavite in valovite septalne linije z zelo močnimi »trabécules transverses«, ki jih omenja tudi Schaub (1966b, 373).

V ekvatorialnem prerezu vidimo, da se notranji štirje do šest zavojev le počasi višajo. Nato se do 12. ali 13. zavoja dvigajo znatno hitreje, zadnji zavoji pa so enako visoki ali celo nekoliko nižji. Zavoji potekajo precej nepravilno. Zavojni rob je tanek, debelejši pa je na mestih, kjer se zavoji znižajo. Podobno kakor zavoji tudi septa nimajo povsod enakih oblik. Največkrat so precej močno in enakomerno upognjena. V spodnjem delu so bolj ravna, v zgornjem pa zavita nazaj. Pri znižanih ali zvišanih zavojih so septa različnih oblik, od ravnih do skoraj ležečih. V zunanjih zavojih so septa bolj nepravilna kot v notranjih. Kamrice so največkrat bolj visoke kot dolge, v zunanjih zavojih pa so ponekod izometrične.

Tabela 9 — Table 9

Številčni podatki za vrsto *Nummulites manfredi* oblika B
Numerical data of the species *Nummulites manfredi* B — form

Inv. št. Inv. No.	Dm	W	L ₁	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	L ₆	L ₇	L ₈
1801	13	14				0,1	0,09	0,12	0,06	—0,09
1799	14	14	0,11	0,04	0,08	0,01	0,06	0,09	0,06	0,16
1905	14	14	0,12	0,02	0,1	0,07	0,05	0,13	—0,2	0,11

Inv. št. Inv. No.	L ₉	L ₁₀	L ₁₁	L ₁₂	L ₁₃	L ₁₄	L ₁₅
1801	—0,04	0,14	0	—0,03	0,02	0,05	
1799	0,2	—0,2	0,04	0,01	—0,3		
1905	0,2	0	0,016	0,13	0,03	—0,3	0,04

Doslej poznamo tri zelo podobne vrste, *Nummulites manfredi* Schaub, *N. hagni* Pavlovec in *N. britannicus* Hantken. Najmanjši je *Nummulites manfredi*, ki ima redkejša septa kot *N. britannicus*. Kamrice so pri vrsti *N. manfredi* nekoliko daljše in višje kot pri *N. britannicus* in *N. hagni*. Najtežje je ločiti vrsti *N. hagni* in *N. britannicus*, ki sta skoraj enako veliki, vendar ima *N. britannicus* tanjšo hišico in se po tem bolj približa vrsti *N. manfredi*. Med vsemi tremi ima *N. manfredi* najbolj pravilne zavoje.

Glede na starost je položaj sorodnih vrst naslednji: *Nummulites praelaevigatus* Schaub je srednjecuisijski, *N. quasilaevigatus* n. sp. zgornjecuisijski, iz te dobe pa je tudi *N. manfredi*, medtem ko sta *N. hagni* in *N. britannicus* spodnjelutecijska.

Schaub (1966b, 375) je primerjal predstavnike vrste *Nummulites manfredi* iz nahajališča Campo v Španiji in iz Rožaca v Furlaniji. Pravi, da se malokateri numuliti tako ujemajo kot ti. Edina razlika je v tem, da so hišice furlanskih primerkov nekoliko debelejše kot pri španskih, čeprav razlika ni velika. Omenil sem že, da smo pri Vipolžah našli primerke vrste *N. manfredi* z izredno tankimi hišicami in primerke, ki so imeli nekoliko debelejšo hišico. To pomeni, da oba tipa hišic spadata v variacijsko širino vrste *Nummulites manfredi*.

Kapellos (1973) omenja vrsto *Nummulites manfredi* iz zgornjecuisijskih plasti gurnigelskega fliša. Nekateri primerki (sl. 133b in tab. 46, sl. 5) med njimi pa niso značilni predstavniki te vrste. Od nje se ločijo po nižjih zavojih, ki se enakomerno odvijajo, po daljših kamricah in septih, ki so večkrat v spodnjem delu malo nazaj upognjena. Te primerke prištevam vrsti *Nummulites quasilaevigatus*.

Nummulites quasilaevigatus n. sp.

Tabli 22 in 23

1966b *Nummulites* aff. *praelaevigatus* — Schaub, 375, sl. 6c, d, tab. 6, sl. 4 do 8.

1973 *Nummulites manfredi* Schaub, 1966 — Kapellos, sl. 133b, tab. 46, sl. 5.

Derivatio nominis: Numulit je podoben vrsti *Nummulites laevigatus*.

Holotypus: oblika B, inv. št. 3791, Katedra za geologijo in paleontologijo pri univerzi v Ljubljani (zbirka R. Pavlovca).

Paratypi: oblika B, inv. št. 1848, 1867 in 3792 v isti zbirki kot holotip.

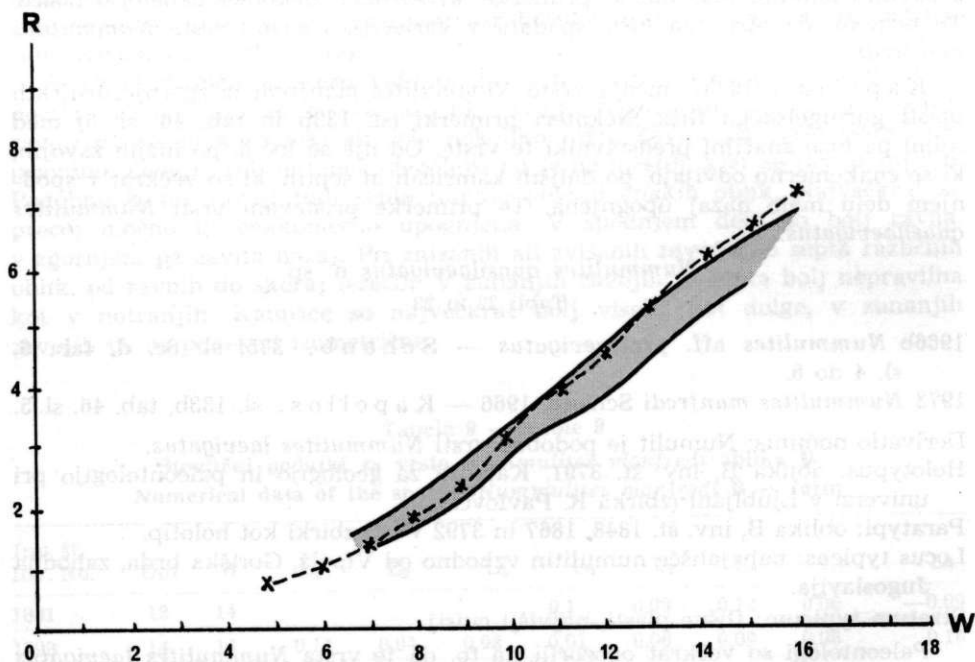
Locus typicus: nahajališče numulitin vzhodno od Vipolž, Goriška brda, zahodna Jugoslavija.

Stratum typicum: flišne plasti, najvišji cuisij.

Paleontologi so večkrat opozorili na to, da je vrsta *Nummulites laevigatus* (Bruguière) izredno variabilna. Do neke mere to drži, vendar postaja vse bolj jasno, da mnogi prištevajo isti vrsti različne oblike, ki so celo iz različnih stratigrafskih horizontov. Vrsta *Nummulites laevigatus* izhaja iz Pariške kotline. Tej vrsti, ki ima nizke zavoje in dolge kamrice, so prištevali numulita z visokimi zavoji in visokimi kamricami — ta pa je dejansko samostojna vrsta *Nummulites britannicus* Hantken. V to skupino dodamo še zelo podobnega *Nummulites hagni* Pavlovec, ki je vrsti *N. laevigatus* kaj malo podoben, precej težko pa ga je ločiti od *N. britannicus* (cf. Pavlovec, 1969).

Navedeni primeri so vsi iz spodnjega lutecija. Podobna slika je tudi v zgornjem in srednjem cuisiju. Leta 1951 je Schaub opisal vrsto *Nummulites praelaevigatus* Schaub, leta 1966 pa drugo obliko, ki jo je našel v Campu v severni Španiji in katero je imenoval *Nummulites* aff. *praelaevigatus* (Schaub, 1966b, 375). Tega numulita sem že leta 1965 našel tudi pri Vipolžah in ga v rokopisnem poročilu (Pavlovec, 1965, 19 do 21, tab. 8) opisal kot *Nummulites* sp., *quasilaevigatus* n. sp. Takrat znani primerek iz Goriških brd je slabo ohranjen in je bil edini, tako da z njim nisem mogel zanesljivo opisati nove vrste. Pozneje sem našel še druge primerke, vendar je ta vrsta pri Vipolžah redka. Te numulite sem primerjal s Schaubovimi primerki iz Španije (sl. 5). Prišel sem do prepričanja, da je to dejansko nova vrsta, ki sem ji ohranil prvotno ime »*quasilaevigatus*«.

Oblika B. V nahajališču pri Vipolžah, ki je poleg Campa sedaj edino znano nahajališče te vrste, sem dobil samo primerke mikrosferične generacije. Hišica je tanka in njeno površje značilno za skupino *Nummulites laevigatus*. V sred-



Sl. 5. Diagram poteka zavojev $\left(\frac{W}{R}\right)$ pri vrsti *Nummulites quasilaevigatus* n. sp., B oblika $\times \dots \times$ = holotip, Goriška brda, inv. št. 3791; temno polje = Campo (Schaub, 1966, sl. 9); R = polmer, W = število zavojev

Fig. 5. Diagram of the whorls course $\left(\frac{W}{R}\right)$ of the species *Nummulites quasilaevigatus* n. sp. B form $\times \dots \times$ = holotypus, Goriška brda, No. 3791; dark field = Campo (Schaub, 1966, Fig. 9); R = radius, W = number of whorls

Tabela 10 — Table 10

Številčni podatki za vrsto *Nummulites quasilaevigatus* oblika B
Numerical data of the species *Nummulites quasilaevigatus* B — form

	R	W	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁	S ₁₂
Vipolže, inv. št. 3791 (holotip)	7,3	15									
Vipolže, inv. št. 1848	5,2	11	24	?	32	36	36	44	52		
Campo (Schaub, 1966b, sl. 6c)	6,6	15		27	26	27	38	41	45	46	56

	L ₄	L ₅	L ₆	L ₇	L ₈	L ₉	L ₁₀	L ₁₁	L ₁₂	L ₁₃	L ₁₄	L ₁₅
Vipolže, inv. št. 3791 (holotip)	0,26	0,45	0,42	0,50	0,65	0,75	0,30	0,65	0,8	0,7	0,6	0,7
Vipolže, inv. št. 1848	0	0,75	0	0,04	0	0,02—0,06	0,1	—	—	—	—	—
Campo (Schaub, 1966b, sl. 6c)			0,3	0,62	0,64	0,76	0,88	0,8	0,7	0,34	0,78	0,78

njem delu ima na površju več trnov, proti zunanjemu robu pa so septalni podaljški z jasnimi in zelo tankimi »trabécules transverses«.

V ekvatorialnem prerezu vidimo počasi in enakomerno naraščajoče zavoje (sl. 5). Septa so nagnjena in rahlo upognjena, včasih tudi močneje ukrivljena. Zlasti v zunanjih zavojih so nekatera septa močno nazaj potegnjena, vendar so poleg njih takoj druga septa, ki so zelo malo upognjena. Redka septa so v spodnjem delu nazaj zapognjena, kar je značilno za vrsto *Nummulites praelaevigatus* (Schaub, 1951, 188 do 190). Na bazi sept je izrazita noga. Kamrice so pri vrsti *Nummulites quasilaevigatus* daljše kot pri *N. praelaevigatus* in krajše kot pri *N. laevigatus*. Streha kamric je usločena zlasti pri krajših kamricah, medtem ko je pri daljših skoraj ravna. Zavojni rob je zlasti pri srednjih zavojih močan, tanjši pa je pri notranjih in v zadnjem ter predzadnjem zavoju.

Že Schaub (1966b, 375) poudarja, da se *Nummulites* aff. *praelaevigatus* (= *N. quasilaevigatus*) razločuje od *N. praelaevigatus* po večji hišici. V ekvatorialnem prerezu ima *N. quasilaevigatus* daljše kamrice, septa močneje nagnjena in upognjena, vendar spodaj redkeje zavihana nazaj. Po teh znakih se približuje vrsti *N. laevigatus*, ki pa je večja in ima še daljše kamrice. Vsekakor je *N. quasilaevigatus* v ozki zvezi s srednjecuisijskim *N. praelaevigatus*. Ni pa jasno, ali lahko to vejo nadaljujemo proti pravemu *N. laevigatus*, ali proti *N. manfredi*, *N. hagni* in *N. britannicus*. Po zniževanju zavojev in podaljševanju sept se mi namreč *N. quasilaevigatus* zdi bližji tipu *N. laevigatus* kot vrsti *N. manfredi*, ki je že izrazit predstavnik razvojnega niza z visokimi zavoji in visokimi kamricami.

Schaubovo obliko *Nummulites* aff. *praelaevigatus* iz Campa sem že pri reviziji nekaterih numulitov (Pavlovec, 1969, 256) omenil kot verjetno novo vrsto. Zdi pa se, da imajo numuliti iz Campa nekoliko manj nagnjena in upognjena septa kot primerki iz Vipolž. Omenil sem tudi, da so Dainelli-jevi primerki (Dainelli, 1915, tab. 20, sl. 1 do 5 in 11 do 13) morda pripadniki nove vrste, ki jo sedaj opisujem. To je toliko bolj verjetno, ker našteva Schaub (1966b, 375) to vrsto iz Rožaca skupaj z *N. manfredi* in *Alveolina violae*.

b) Druga nahajališča

Z makroforaminiferami tako bogatega nahajališča, kot je pri Vipolžah, v Goriških brdih doslej ne poznamo. V kožbanskih plasteh nastopa največ krednih ali terciarnih makroforaminifer v breči, kjer niso vedno najboljše ohranjene. V medanskih plasteh so makroforaminifere še redkejša, zakaj med temi sedimenti je malo debelo zrnatih kamenin — zlasti breč in konglomeratov, v katerih največkrat najdemo hišice makroforaminifer. Edina nahajališča makroforaminifer, v katerih sem dobil izolirane hišice, so v zgornjem delu kožbanskih plasti že blizu meje z medanskimi plastmi in sicer ob cesti na Sabotin. Našli smo vrste *Nummulites* aff. *subplanulatus* Doncieux, *Nummulites* sp. in *Operculina* cf. *subpustulosa* Doncieux.

Nummulites aff. *subplanulatus* Hantken et Madarasz

Hišice megalosferične oblike so lečaste, v sredini nekoliko odebeljene. Proti zunanemu robu potekajo skoraj ravne septalne linije, od katerih se zlasti v perifernem delu odcepljajo »trabécules transverses«. V osrednjem delu hišice se septalne linije združujejo v stebriček, viden tudi na površju.

Protokonh je okrogel in velik $M = 0,23$ mm. Devterokonh je ob protokonhu rahlo sploščen, vendar je še vedno skoraj okrogel. Primerek z inv. št. 3723 ima pri premeru hišice $D_m = 3$ mm tri zavoje, ki se enakomerno in precej hitro dvigajo. Septa so največkrat ravna ali rahlo in enakomerno usločena. Nekoliko bolj so upognjena šele v najvišjem delu. Redka septa so močnejše nagnjena ali upognjena. Število sept je naslednje: $S_1 = 8$, $S_2 = 18$ in $S_3 = 24$. Višina kamric je večja kot dolžina. Septa imajo na bazi majhno nogo.

Numuliti v Goriških brdih so zelo podobni primerkom iz nahajališča Moussoulens, ki jih omenja Schaub (1951, 99, sl. 30). Ti se od tipičnega *Nummulites subplanulatus* razločujejo po močnem zavojnem robu, zato jih je Schaub označil kot *Nummulites* aff. *subplanulatus*. Če se bo pri preučevanju bogatejšega materiala iz Goriških brd pokazalo, da imajo vsi znatno debelejši zavojni rob, bo treba to obliko opisati vsaj kot novo podvrsto.

Vrsti *Nummulites subplanulatus* zelo podobna oblika je *N. globulus* Leymerie. Od numulitov iz Goriških brd se loči po nekoliko nepravilnejših septih, ki so bolj nagnjena in upognjena. Zavoji se pri *Nummulites globulus* nekoliko počasneje dvigajo kot pri *N. aff. subplanulatus*.

Nummulites sp.

1962 *Nummulites* cf. *partschii tauricus* (De la Harpe) — Pavlovec, 250 do 251, sl. 1.

1963 *Nummulites partschi tauricus* (De la Harpe) — Pavlovec, 452—453, sl. 11.

Iz zgornjega dela kožbanskih plasti pri Gonjačah je znan numulit, ki sem ga najprej samo približno, nato celo zanesljivo prištel podvrsti *Nummulites partschi tauricus*. To sem storil na podlagi ekvatorialnega prereza, ki se ujema s holotipom te podvrste iz Sevastopola na Krimu (Schaub, 1951, 152, sl. 187). Zelo značilen je močan zavojni rob, ki se odvija tako kot pri skupini *N. partschi*. Protokonh je velik ($M = 0,65$ mm) in je celo nekoliko večji kot pri holotipu ($M = 0,5$ mm). Oblike kamric in sept so kljub slabo ohranjenima doslej najdenima primerkoma izredno podobne oblikam pri numulitu iz Sevastopola. Sedaj pa mi je uspelo ugotoviti značilnosti na sicer slabo ohranjenem površju hišice. Prav s tem sem prišel do prepričanja, da je bila dosedanja determinacija napačna. *Nummulites partschi tauricus* ima značilno granulacijo »*partschi*«: močne trne, ki so po površju spiralno razporejeni. Pri numulitu iz Goriških brd nikakor ni mogoče videti trnov, pač pa so samo močne septalne linije, ki so na nekaterih mestih odebeljene. Takšno površje močno odstopa od podvrste *Nummulites partschi tauricus*.

Numulit iz Goriških brd, določen kot *Nummulites partschi tauricus*, torej ne pripada tej podvrsti. Doslej pa mi tudi ni uspelo ugotoviti, kateri vrsti naj bi pripadal, zakaj po znanih karakteristikah združuje znake več oblik. Vsekakor bo za točno determinacijo treba počakati na nove najdbe teh numulitov, ki so očitno v Goriških brdih zelo redki.

Numulit, opisan kot podvrsta *Nummulites partschi tauricus* je bil kot eden redkih numulitov iz kožbanskih plasti tudi vodilo pri določanju starosti plasti. Po ugotovljeni napačni determinaciji seveda ti primerki nimajo nobene stratigrafske vrednosti. Obenem je *Nummulites »partschi tauricus«* iz Goriških brd lep primer, kako zamotano in problematično je določanje numulitov. Pri specifičnih in subspecifičnih determinacijah se je treba opreti prav na vse elemente hišice od površja do ekvatorialnega prereza. To pa je v mnogih primerih težko ali skoraj nemogoče. V flišnih plasteh so včasih numulitne hišice zelo slabo ohranjene, pri favni iz apnencev pa je velika redkost, če lahko pri istem primerku vidimo površje hišice in njen ekvatorialni presek.

c) Makroforaminifere v zbruskih

V zbruskih sem določil naslednjo mikrofavno (Table 24 do 34):

1. V starejšem delu kožbanskih plasti med Plavami in Vrhovljami

Siderolites sp.

Orbitoides sp.

Miscellanea sp.

Nummulites sp.

Alveolina sp.

Lituonella sp.

2. V srednjem delu kožbanskih plasti v širši okolici Kožbane

Siderolites calcitrapoides (Lamarck)

Omphalocyclus macroporus (Lamarck)

Orbitoides media (D'Archiac)

Lepidorbitoides sp.
Distichoplax sp.
Orbitolinidae
Miscellanea sp.
Nummulites sp.
Operculina sp.
Alveolina sp.
Discocyclus sp.
Asterocyclus aff. *stella* Gumbel
Globigerina sp.
Globorotalia sp.
Discocyclus cf. *trabayensis* Neumann
Discocyclus cf. *marthae* Schlumberger
Discocyclus cf. *archiaci* (Schlumberger)
Helicolepidinidae

3. V višjem delu kožbanskih plasti okrog Vrhovelj

Orbitoides div. sp.
Cuneolina sp.
Nummulites ex gr. *planulatus*
Alveolina sp.
Discocyclus cf. *augustae* Weijden
Discocyclus div. sp.
? *Orbitolites* sp.
Microcodium sp.
Dentalium sp.

4. V zgornjem delu kožbanskih plasti med Gonjačami in Sabotinom

Siderolites calcitrapoides (Lamarck)
Orbitoides media (D'Archiac)
Orbitoides div. sp.
Nummulites aff. *subplanulatus* (Doncieux)
Nummulites div. sp.
Alveolina sp.
Discocyclus sp.
Spondylus sp.

5. V starejših delih medanskih plasti iz okolice Pristave, Vedrijana in Gonjač

Assilina sp.
Nummulites sp.
Operculina sp.
Alveolina sp.
Discocyclus sp.
? *Pellatispira* sp.
Coscinolina sp.
Globigerina sp.
Globorotalia sp.

6. V mlajših delih medanskih plasti med Neblim, Medano, Vipolžami in Cerovim

Assilina sp.
Nummulites sp.
Operculina sp.
Alveolina sp.
Discocyclus sp.
Orbitolites sp.
Globigerina sp.
Globorotalia sp.
Rotalia sp.

Pojasnila k tablam 9 do 34
Explanations of Plates 9—34

Table — Plates 9—34

Slike numulitin iz okolice Vipolže. Vse fotografije je naredil Ciril Gantar.
 The figures of nummulitins from the surroundings of Vipolže (Goriška brda, W. Yugoslavia). All the photographs made by Ciril Gantar.

Tabla 9 — Plate 9

- Sl. 1 — Fig. 1. *Assilina reicheli* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1849
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina reicheli* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1909
 Sl. 3 — Fig. 3. *Assilina reicheli* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1875; nekoliko počasneje naraščajoči zavoji — somehow slowly increasing whorls
 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 10 — Plate 10

- Sl. 1 — Fig. 1. *Assilina major* Heim, oblika B — B form, inv. št. 1790
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina major* Heim, oblika B — B form, inv. št. 1787
 4 × povečano, 4 × enlarged

Tabla 11 — Plate 11

- Sl. 1 — Fig. 1. *Assilina major* Heim, oblika B — B form, inv. št. 1780
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina major* Heim, oblika B — B form, inv. št. 1788
 5 × povečano — 5 × enlarged

Tabla 12 — Plate 12

- Sl. 1 — Fig. 1. *Assilina major* Heim, oblika A — A form, inv. št. 1886, ekvatorialni prerez — equatorial section
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina major* Heim, oblika A — A form, inv. št. 1886, površina — surface
 Sl. 3 — Fig. 3. *Assilina major* Heim, oblika A — A form, inv. št. 1815
 Sl. 4 — Fig. 4. *Assilina major* Heim, oblika A — A form, inv. št. 1831
 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 13 — Plate 13

- Sl. 1 — Fig. 1. *Assilina major* Heim, oblika B — B form, inv. št. 1812, precej nizki zavoji — with slightly lower whorls, 10 × povečano — 10 × enlarged
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina cf. spira* (De Roissy), oblika B — B form, inv. št. 1785, 5 × povečano — 5 × enlarged

Tabla 14 — Plate 14

- Sl. 1. — Fig. 1. *Assilina* sp. (n. sp. Peyrac, Schaub), oblika B — B form, inv. št. 1846, ekvatorialni prerez — equatorial section, 10 × povečano — 10 × enlarged
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina* sp. (n. sp. Peyrac, Schaub), oblika B — B form, inv. št. 1807, površina — surface, 8 × povečano — 8 × enlarged

Tabla 15 — Plate 15

- Sl. 1 — Fig. 1. *Assilina medianica* n. sp., oblika B — B form, inv. št. 1910 (holotip — holotypus), notranji zavoji — inner whorls, 10 × povečano — 10 × enlarged
 Sl. 2 — Fig. 2. *Assilina medianica* n. sp., oblika B — B form, inv. št. 1902, površina — surface, 5 × povečano — 5 × enlarged
 Sl. 3 — Fig. 3. *Assilina medianica* n. sp., oblika A — A form, inv. št. 1820, površina — surface, 10 × povečano — 10 × enlarged
 Sl. 4 — Fig. 4. *Assilina medianica* n. sp., oblika A — A form, inv. št. 1925, 10 × povečano — 10 × enlarged
 Sl. 5 — Fig. 5. *Assilina medianica* n. sp., oblika A — A form, inv. št. 1764, 10 × povečano — 10 × enlarged
 Sl. 6 — Fig. 6. *Assilina medianica* n. sp., oblika A — A form, inv. št. 1897, 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 16 — Plate 16

- Sl. 1 — Fig. 1. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1774
 Sl. 2 — Fig. 2. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1911, notranji zavoji — inner whorls
 Sl. 3 — Fig. 3. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1774, površina — surface
 Sl. 4 — Fig. 4. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika A — A form, inv. št. 1769, ekvatorialni prerez z visokimi zavoji — equatorial section with high whorls
 Sl. 5 — Fig. 5. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika A — A form, inv. št. 1775, aksialni prerez — axial section
 Sl. 6 — Fig. 6. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika A — A form, inv. št. 1924
 Sl. 7 — Fig. 7. *Nummulites friulanus* Schaub, oblika A — A form, inv. št. 1924, površina — surface
 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 17 — Plate 17

- Sl. 1 — Fig. 1. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1869
 Sl. 2 — Fig. 2. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1847
 Sl. 3 — Fig. 2. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1747
 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 18 — Plate 18

- Sl. 1 — Fig. 1. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1735
 Sl. 2 — Fig. 2. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1738
 Sl. 3 — Fig. 3. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika A — A form, inv. št. 1757
 Sl. 4 — Fig. 4. *Nummulites campesinus* Schaub, oblika A — A form, inv. št. 1757, površina — surface
 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 19 — Plate 19

- Sl. 1 in 2 — Figs. 1 and 2. *Nummulites* cf. *obesus* D'Archiac et Haime, oblika B — B form, inv. št. 1752, obe polovici iste hišice — both parts of the same test, 5 × povečano — 5 × enlarged
 Sl. 3 — Fig. 3. *Nummulites* cf. *obesus* D'Archiac et Haime, oblika B — B form, inv. št. 1752, 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 20 — Plate 20

- Sl. 1 — Fig. 1. *Nummulites manfredi* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1905
 Sl. 2 — Fig. 2. *Nummulites manfredi* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1905, površina in septalni podaljški — surface and septal filaments
 5 × povečano — 5 × enlarged

Tabla 21 — Plate 21

- Sl. 1 — Fig. 1. *Nummulites manfredi* Schaub, oblika B — B form, inv. št. 1799
 10 × povečano — 10 × enlarged

Tabla 22 — Plate 22

- Nummulites quasilaevigatus* n. sp.
 oblika B, inv. št. 3791 (holotip), Vipolže, najvišji cuisij, 5 × povečan
 Sl. 1. površina hišice
 S. 2. ekvatorialni prerez
 B form, inv. No. 3791 (holotypus), Vipolže, Upper Cuisian, 5 × enlarged
 Fig. 1. the surface of the test
 Fig. 2. equatorial section

Tabla 23 — Plate 23

- Nummulites quasilaevigatus* n. sp.
 oblika B, Vipolže, najvišji cuisij, 10 × povečan
 B form, Vipolže, Upper Cuisian, 10 × enlarged
 Sl. 1 — Fig. 1. inv. No. 1867
 Sl. 2 — Fig. 2. inv. No. 1848

Tabla 24 — Plate 24

- Zgoraj:** Drobnozrnat peščenjak z redkimi globigerinami in globorotalijami. Kožbanske plasti pri Beli južno od Kožbane, zbrusek št. 570. 9 × povečano
Upper: Fine-grained sandstone with occasional globigerinas and globorotalias. Kožbana beds near Bela to the south of Kožbana, thin section No. 570. 9 × enlarged
Spodaj: Breča s *Siderolites*, *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina* in koralinacejami. V teh plasteh se pojavlja tudi *Discocyclina* cf. *trabayensis*. Kožbanske plasti južno od Kožbane, zbrusek št. 3739. 9 × povečano
Lower: Breccia (calcirudite) with *Siderolites*, *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina* and *Corallinaceae*. In this strata also *Discocyclina* cf. *trabayensis* is to be found. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 3739. 9 × enlarged

Tabla 25 — Plate 25

- Zgoraj:** Breča z *Orbitoides*, koralami, hidrozoji in drobci mikro- in makrofavne. Kožbanske plasti južno od Kožbane (nahajališče 56), zbrusek št. 638. 9 × povečano
Upper: Breccia (calcirudite) with *Orbitoides*, corals, hydrozoans and fragments of micro- and macrofauna. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 638. 9 × enlarged
Spodaj: Breča s *Siderolites calcitrapoides*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, miliolidami in koralinacejami. Kožbanske plasti severnovzhodno od Nožnega, zbrusek št. 3741. 9 × povečano
Lower: Breccia (calcirudite) with *Siderolites calcitrapoides*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, miliolids and *Corallinaceae*. Kožbana beds north-east of Nožno, thin section No. 3741. 9 × enlarged

Tabla 26 — Plate 26

- Zgoraj:** Breča z *Orbitoides*, *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclina* (tudi *D. cf. trabayensis*), miliolidami in ? briozoji. Kožbanske plasti pri Vrhovljah, zbrusek št. 3726. 9 × povečano

Upper: Breccia (calcirudite) with *Orbitoides*, *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclus* (also *D. cf. trabayensis*), miliolids and ? bryozoans. Kožbana beds near Vrhovlje, thin section No. 3726. 9 × enlarged

Spodaj: Brečja s *Siderolites*, *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclus* (tudi *D. cf. trabayensis*) in koralinacejami. Kožbanske plasti južno od Kožbane, zbrusek št. 3739. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Siderolites*, *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclus* (also *D. cf. trabayensis*) and *Corallinaceae*. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 3739. 9 × enlarged

Tabla 27 — Plate 27

Zgoraj: Brečja z ? *Lepidorbitoides*, *Miscellanea*, *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclus*, koralinacejami in drugimi algami ter drobci rudistov. Kožbanske plasti južno od Kožbane, zbrusek št. 3735. 9 × povečano

Upper: Breccia (calcirudite) with ? *Lepidorbitoides*, *Miscellanea*, *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclus*, *Corallinaceae* and other algae and with the fragments of rudists. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 3735. 9 × enlarged

Spodaj: Brečja z *Orbitoides media*, *Siderolites*, *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclus*, koralinacejami, miliolidami in ? bryozoji. Kožbanske plasti severnovzhodno od Nožnega, zbrusek št. 3742. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Orbitoides media*, *Siderolites*, *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclus*, *Corallinaceae*, miliolids and ? bryozoans. Kožbana beds north-east from Nožno, thin section No. 3742. 9 × enlarged

Tabla 28 — Plate 28

Zgoraj: Brečja z *Orbitoides*, *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclus* (tudi *D. cf. trabayensis*), ? *Orbitolites*, koralinacejami in drobci rudistov. Kožbanske plasti pri Vrhovljah, zbrusek št. 3729. 9 × povečano

Upper: Breccia (calcirudite) with *Orbitoides*, *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclus* (also *D. cf. trabayensis*), ? *Orbitolites*, *Corallinaceae* and fragments of rudists. Kožbana beds near Vrhovlje, thin section No. 3729. 9 × enlarged

Spodaj: Brečja z *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclus*, rotalidami, orbitolinidami in koralinacejami. Kožbanske plasti južno od Kožbane, zbrusek št. 3737. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclus*, ritalids, orbitolinids and *Corallinaceae*. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 3737. 9 × enlarged

Tabla 29 — Plate 29

Zgoraj: Brečja z *Orbitoides*, *Nummulites*, *Discocyclus* in drobci rudistov. Kožbanske plasti južno od Kožbane (nahajališče 50), zbrusek št. 519. 9 × povečano

Upper: Breccia (calcirudite) with *Orbitoides*, *Nummulites*, *Discocyclus* and fragments of rudists. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 519. 9 × enlarged

Spodaj: Brečja z *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides*, *Discocyclus* (tudi *D. cf. marthae* in *D. cf. archiaci*) in koralinacejami. Kožbanske plasti južno od Kožbane, zbrusek št. 3738. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Omphalocyclus macroporus*, *Orbitoides*, *Discocyclus* (also *D. cf. marthae* and *D. cf. archiaci*) and *Corallinaceae*. Kožbana beds to the south of Kožbana, thin section No. 3738. 9 × enlarged

Tabla 30 — Plate 30

Zgoraj: Debelo zrnata brečja z *Nummulites* (*Nummulites ex gr. planulatus*), *Discocyclus* in koralinacejami. V teh plasteh najdemo še *Dentalium* in *Microcodium*. Kožbanske plasti pri Vrhovljah, zbrusek št. 3728. 9 × povečano

Upper: Coarse-grained breccia with *Nummulites* (*Nummulites ex gr. planulatus*), *Discocyclus* and *Corallinaceae*. In this strata occur also *Dentalium* and *Microcodium*. Kožbana beds near Vrhovlje, thin section No. 3728. 9 × enlarged

Spodaj: Breča z *Orbitoides*, *Nummulites*, *Discocyclina*, *Dentalium* in koralinacejami. Kožbanske plasti vzhodno od Kojškega (nahajališče 60), zbrusek št. 552, 9 × povečano
Lower: Breccia (calcirudite) with *Orbitoides*, *Nummulites*, *Discocyclina*, *Dentalium* and Corallinaceae. Kožbana beds to the east of Kojško, thin section No. 552. 9 × enlarged

Tabla 31 — Plate 31

Zgoraj: Drobno zrnata breča s številnimi hišicami mikroforaminifer in nekaj fragmenti makroforaminifer. Medanske plasti pri Pristavi v zahodnem delu Goriških brd (nahajališče 67), zbrusek št. 557. 9 × povečano

Upper: Fine-grained breccia with numerous tests of microforaminifers and some fragments of macroforaminifers. Medana beds near Pristava in the western part of Goriška brda, thin section No. 557. 9 × enlarged

Spodaj: Breča z *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globorotalia* in *Rotalia*. Medanske plasti vzhodno od Vipolže (nahajališče 25), zbrusek št. 647. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globorotalia* and *Rotalia*. Medana beds to the east of Vipolže, thin section No. 647. 9 × enlarged

Tabla 32 — Plate 32

Zgoraj: Drobneje zrnata breča z *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globorotalia* in miliolidami. Medanske plasti vzhodno od Zgornjega Cerovega (nahajališče 20), zbrusek št. 624. 9 × povečano

Upper: Finer-grained breccia with *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globorotalia* and miliolids. Medana beds to the east of Zgornje Cerovo, thin section No. 624. 9 × enlarged

Spodaj: Breča z *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globigerina* in *Rotalia*. Medanske plasti vzhodno od Vipolže (nahajališče 25), zbrusek št. 648. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Nummulites*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globigerina* and *Rotalia*. Medana beds to the east of Vipolže, thin section No. 648. 9 × enlarged

Tabla 33 — Plate 33

Zgoraj: Breča z *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globorotalia* in koralinacejami. Medanske plasti vzhodno od Vipolže (nahajališče 2), zbrusek št. 641. 9 × povečano

Upper: Breccia (calcirudite) with *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Discocyclina*, *Globorotalia* and Corallinaceae. Medana beds to the east of Vipolže, thin section No. 641. 9 × enlarged

Spodaj: Breča z *Nummulites*, *Assilina*, *Alveolina* in številnimi drobci foraminifernih hišic Medanske plasti vzhodno od Vipolže (nahajališče 23), zbrusek št. 586. 9 × povečano

Lower: Breccia (calcirudite) with *Nummulites*, *Assilina*, *Alveolina* and numerous fragments of foraminifers tests. Medana beds to the east of Vipolže, thin section No. 586. 9 × enlarged

Tabla 34 — Plate 34

Zgoraj: Breča z *Nummulites*, *Alveolina* in *Discocyclina*. Medanske plasti severno-vzhodno od Vipolže (nahajališče 40), zbrusek št. 615. 9 × povečano

Upper: Breccia (calcirudite) with *Nummulites*, *Alveolina* and *Discocyclina*. Medana beds north-east of Vipolže, thin section No. 615. 9 × enlarged

Spodaj: Apnenec s številnimi alveolinami, redkejšimi numuliti, asilinami in diskociklinami. Blok v medanskih plasteh vzhodno od Vipolže (nahajališče 1 b), zbrusek št. 531. 9 × povečano

Lower: Limestone with numerous alveolinas, occasional nummulits, assilinas and discocyclinas. The block of stone in Medana beds to the east of Vipolže, thin section No. 351. 9 × enlarged

Tabla 9 — Plate 9

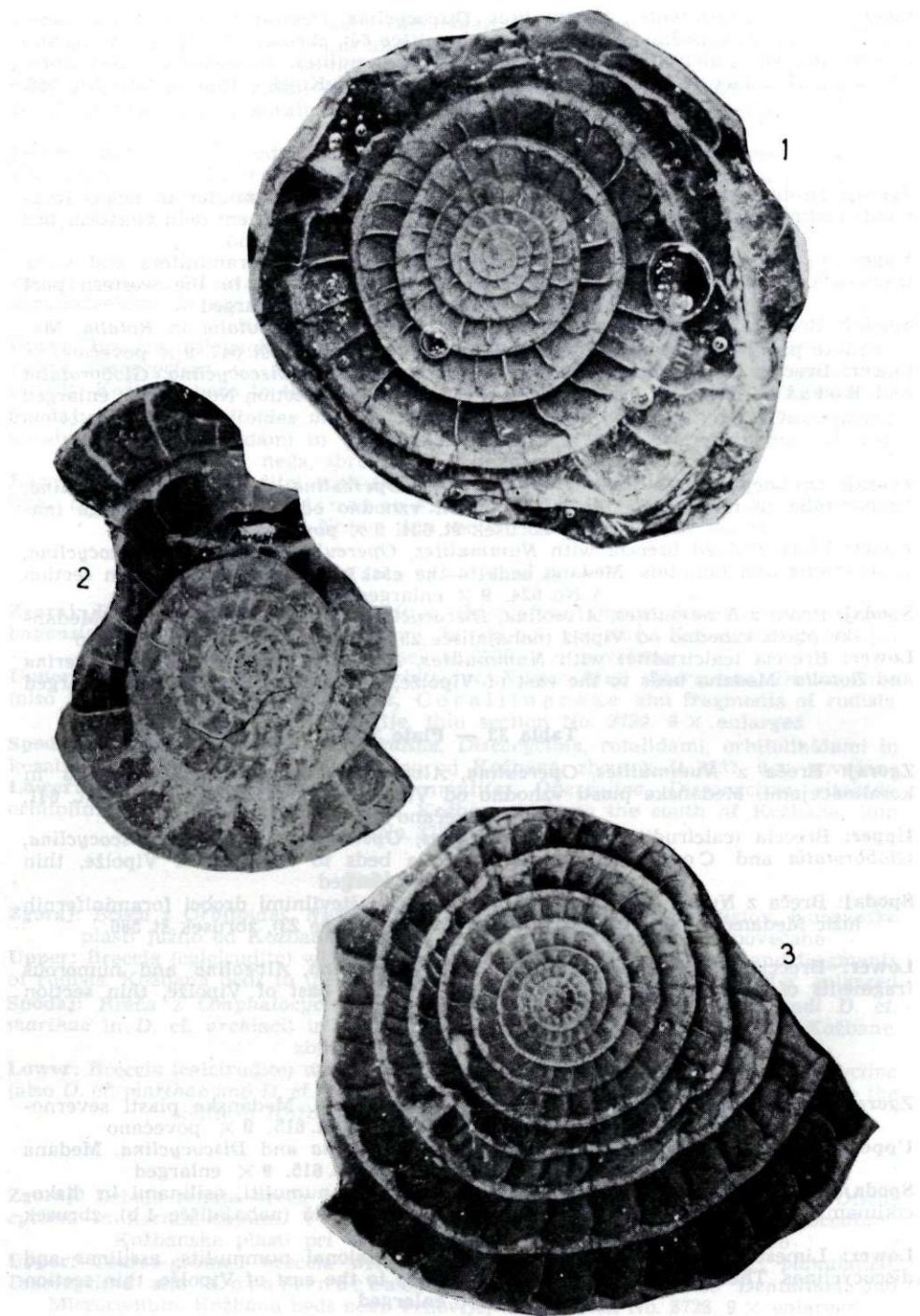




Tabla 11 — Plate 11

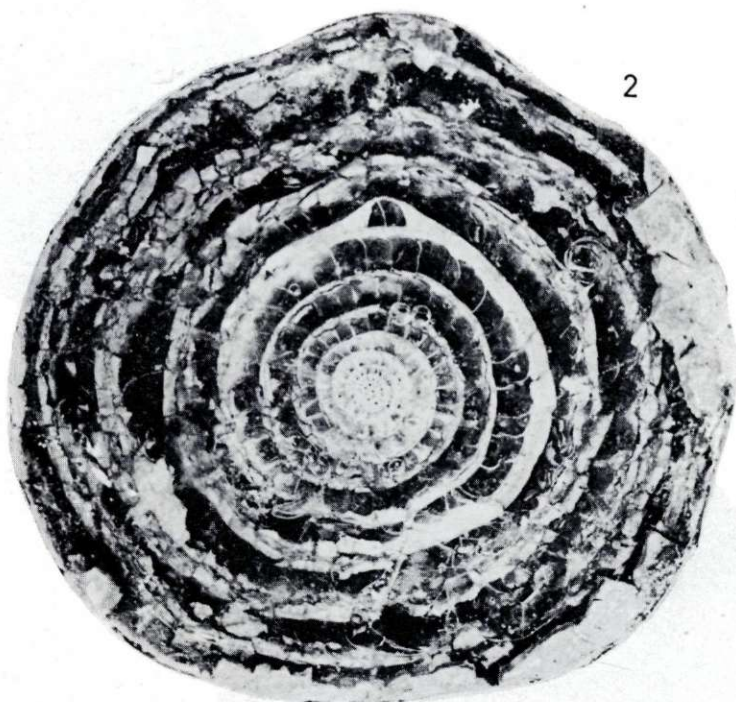


Tabla 12 — Plate 12

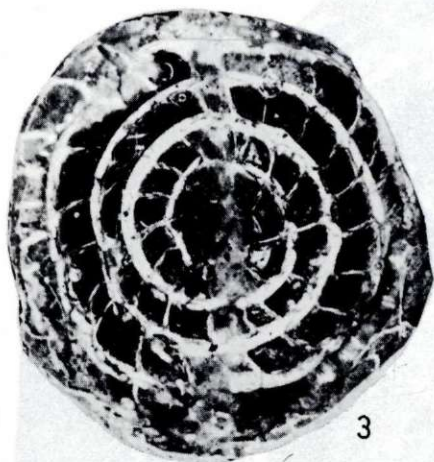
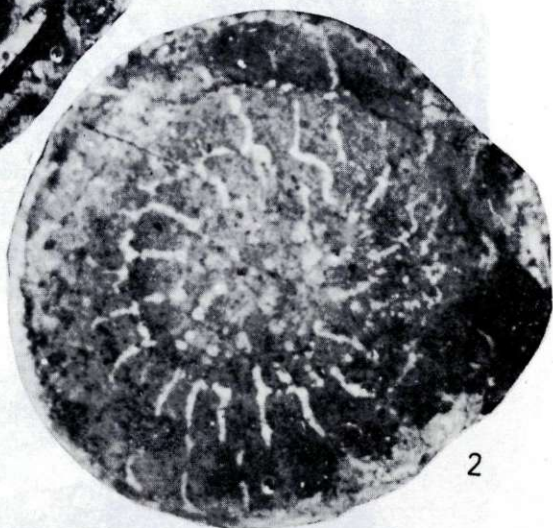


Tabla 13 — Plate 13



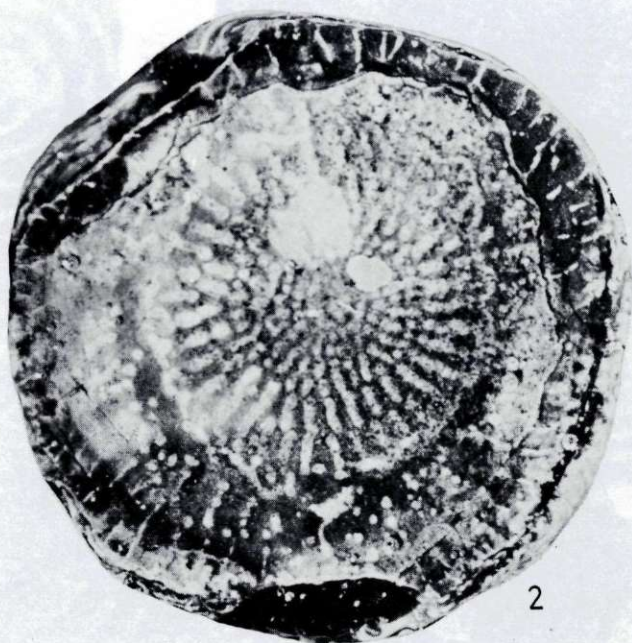


Tabla 15 — Plate 15

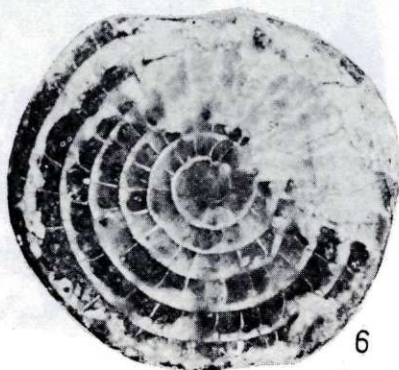
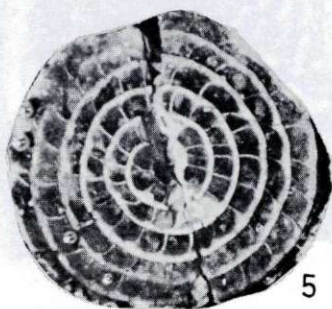
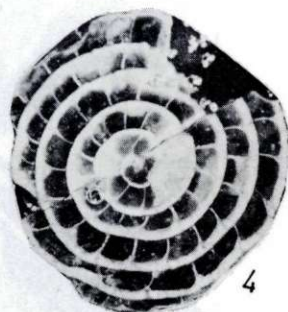
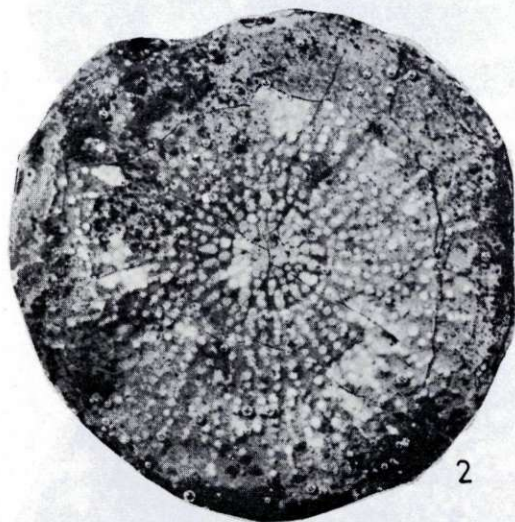
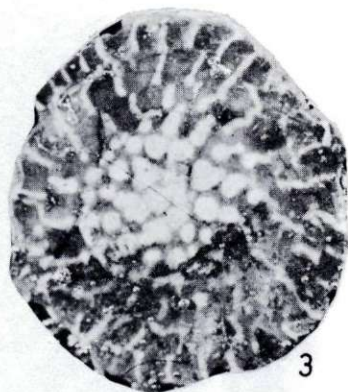


Tabla 16 — Plate 16

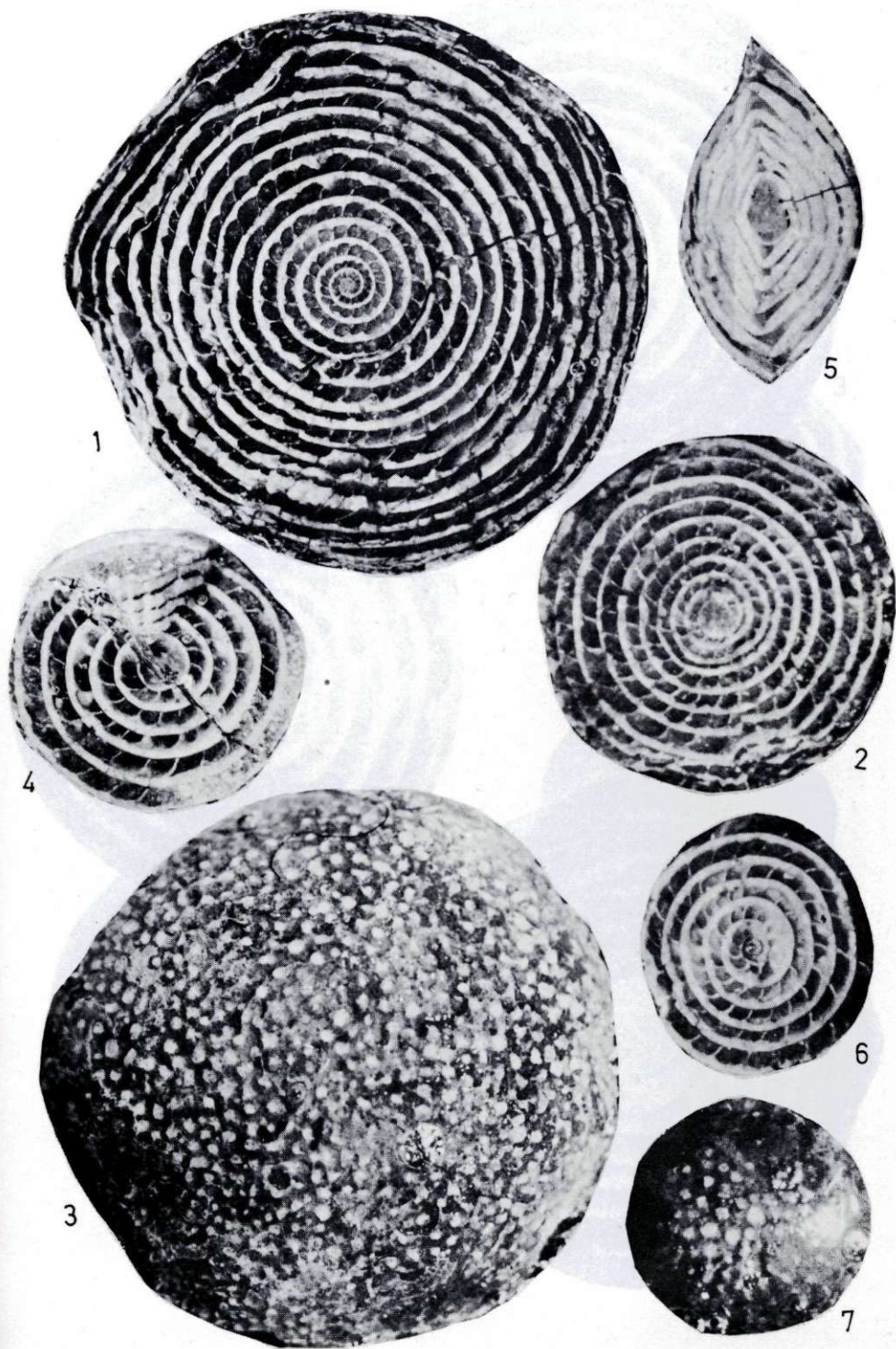


Tabla 17 — Plate 17

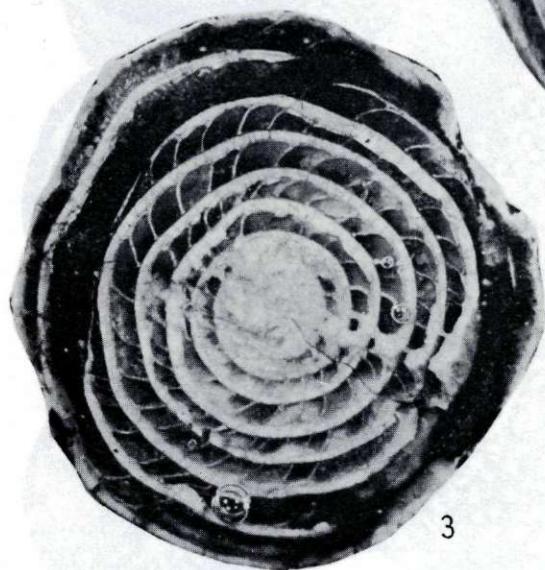


Tabla 18 — Plate 18

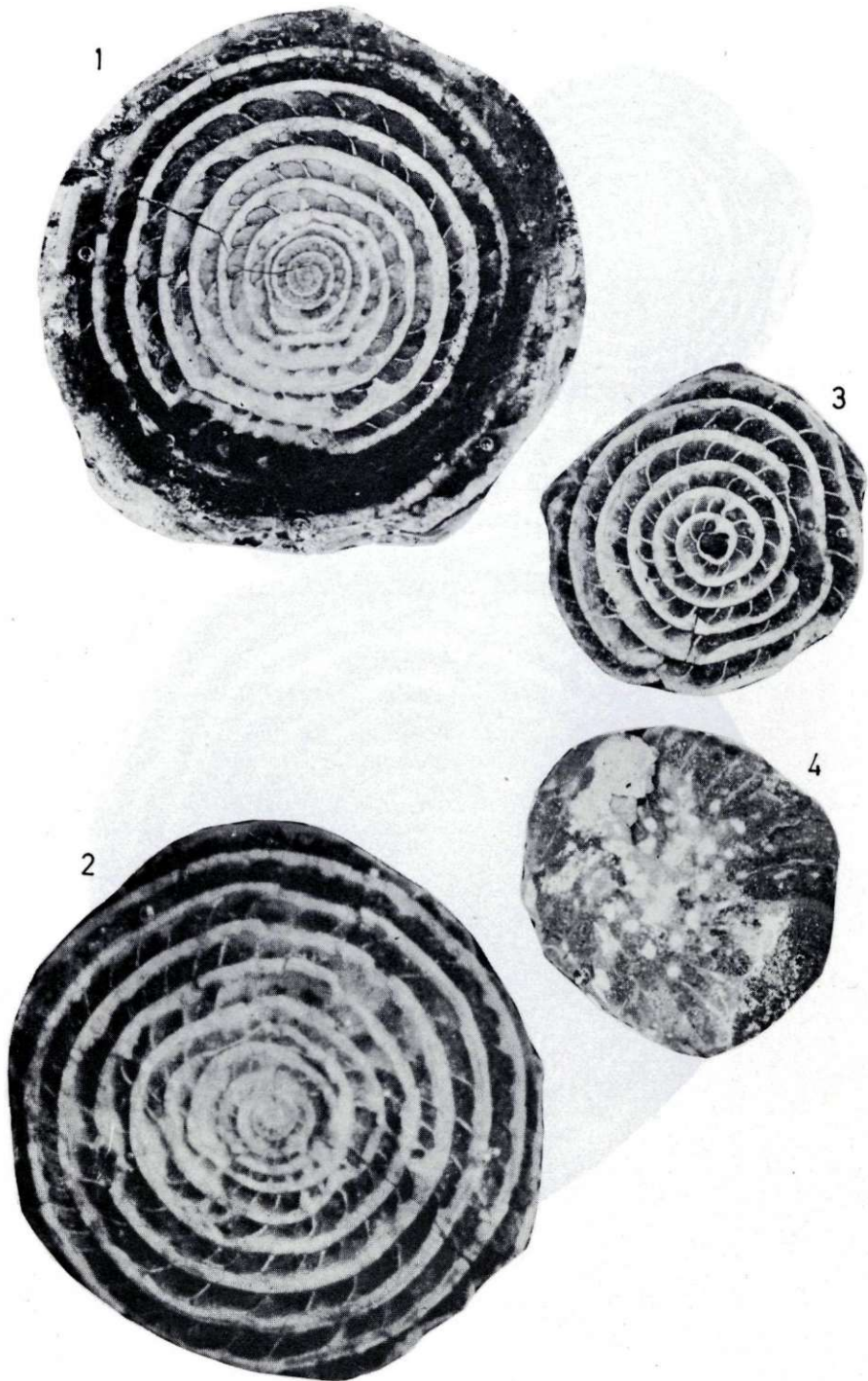


Tabla 19 — Plate 19

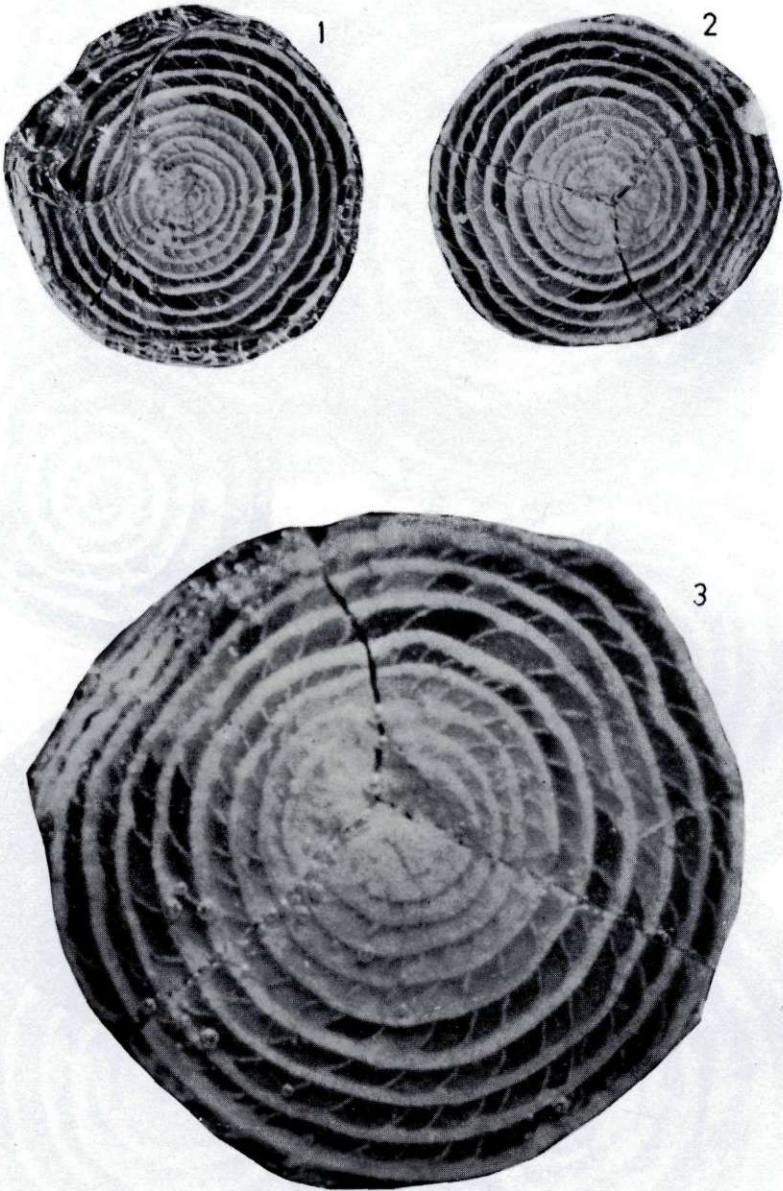


Tabla 20 — Plate 20

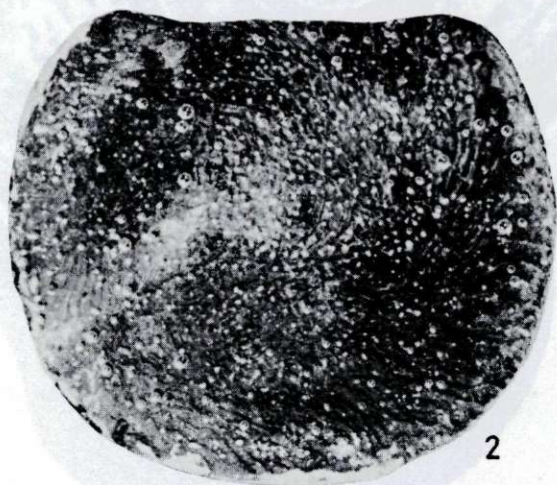




Tabla 22 — Plate 22

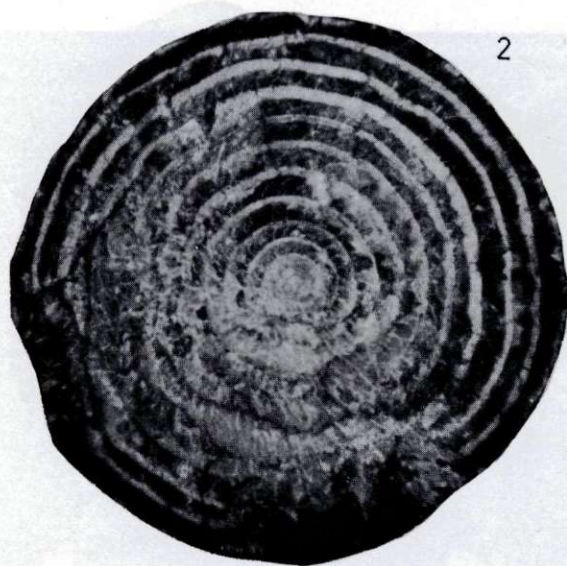
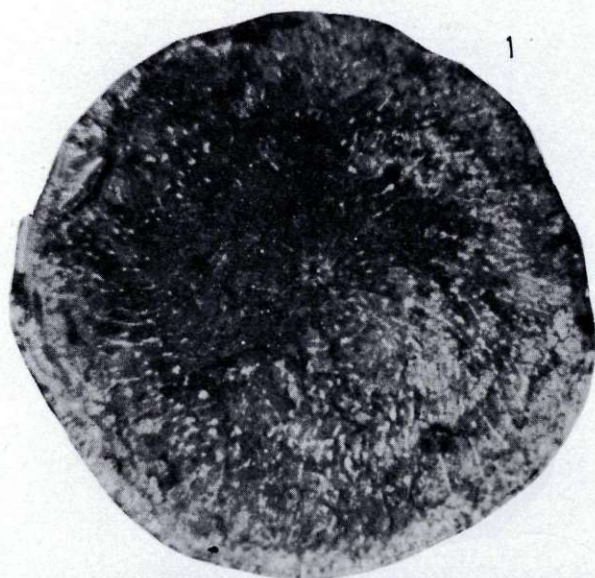


Tabla 23 — Plate 23

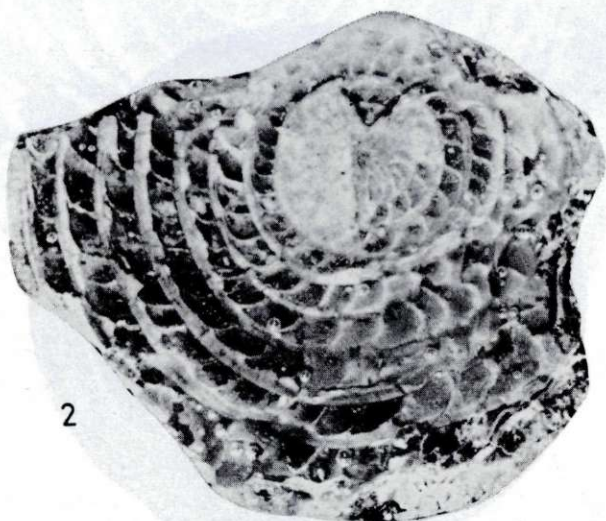
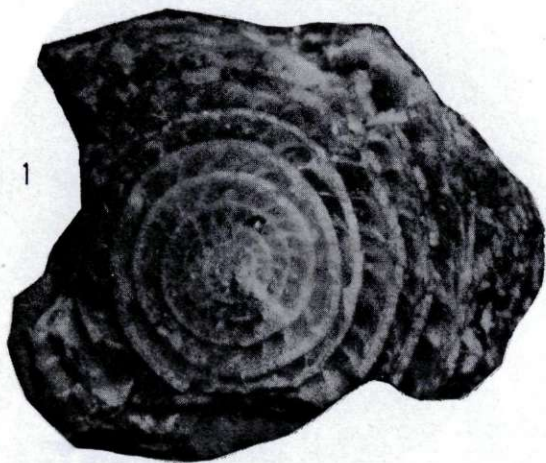


Tabla 24 — Plate 24



Tabla 25 — Plate 25

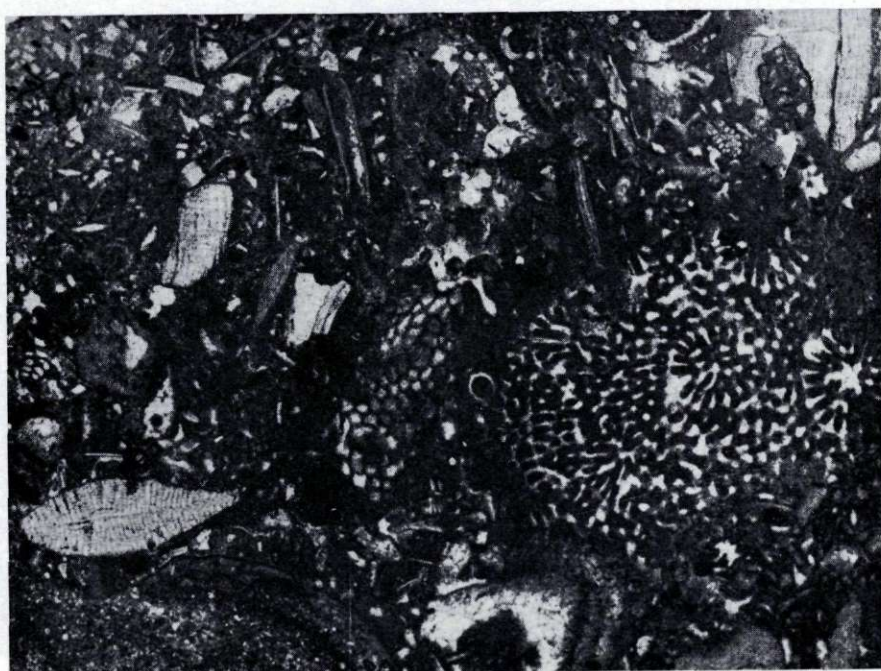


Tabla 26 — Plate 26



Tabla 27 — Plate 27

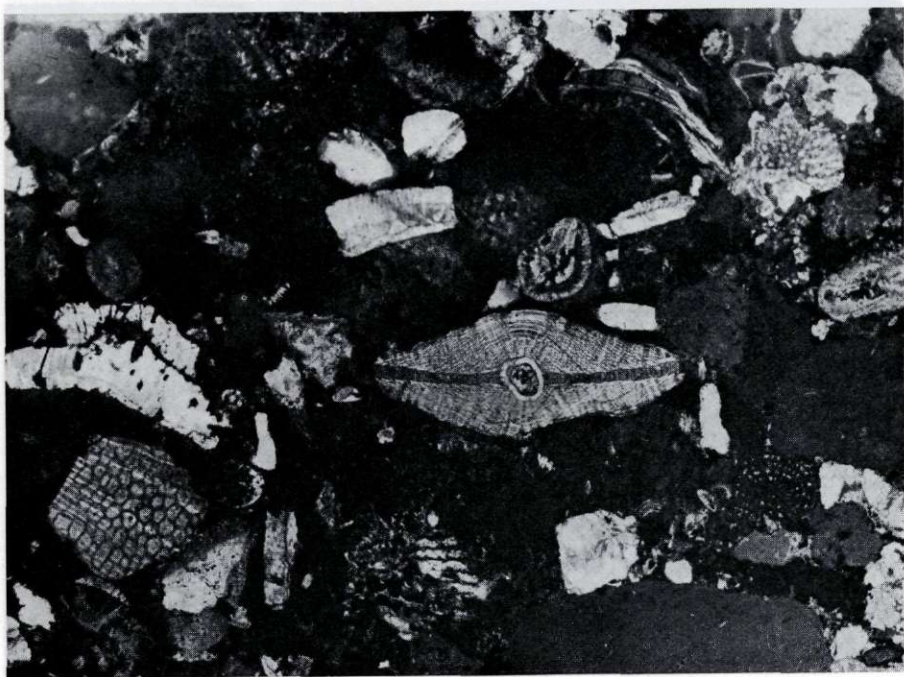


Tabla 28 — Plate 28



Tabla 29 — Plate 29



Tabla 30 — Plate 30

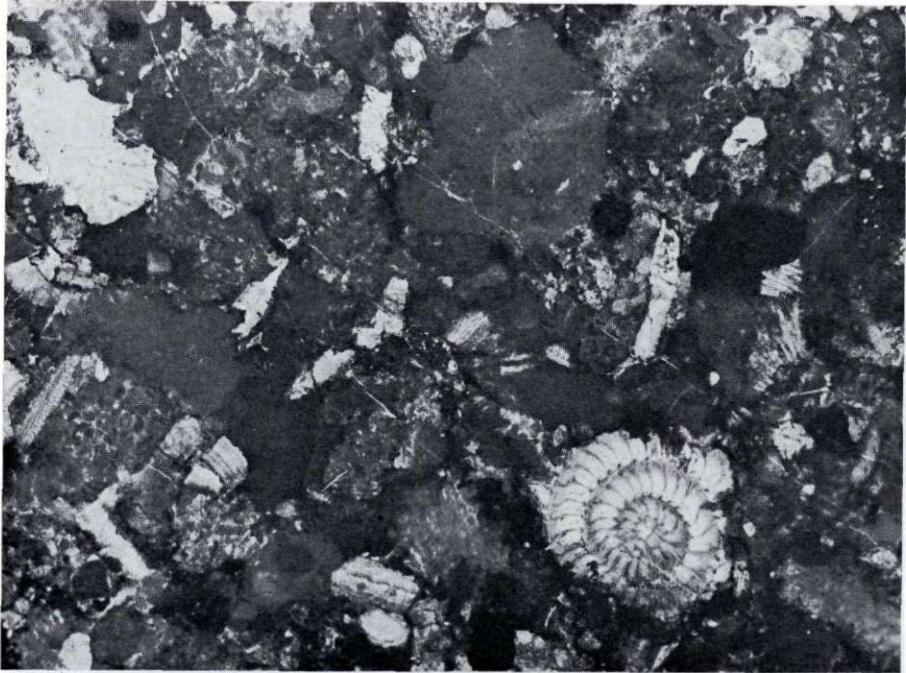


Tabla 31 — Plate 31

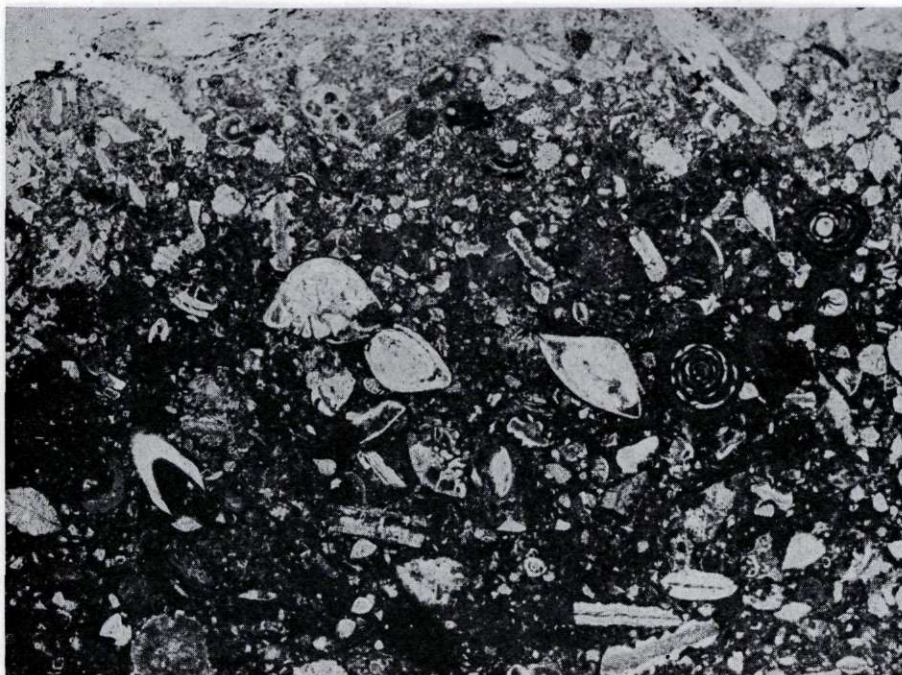
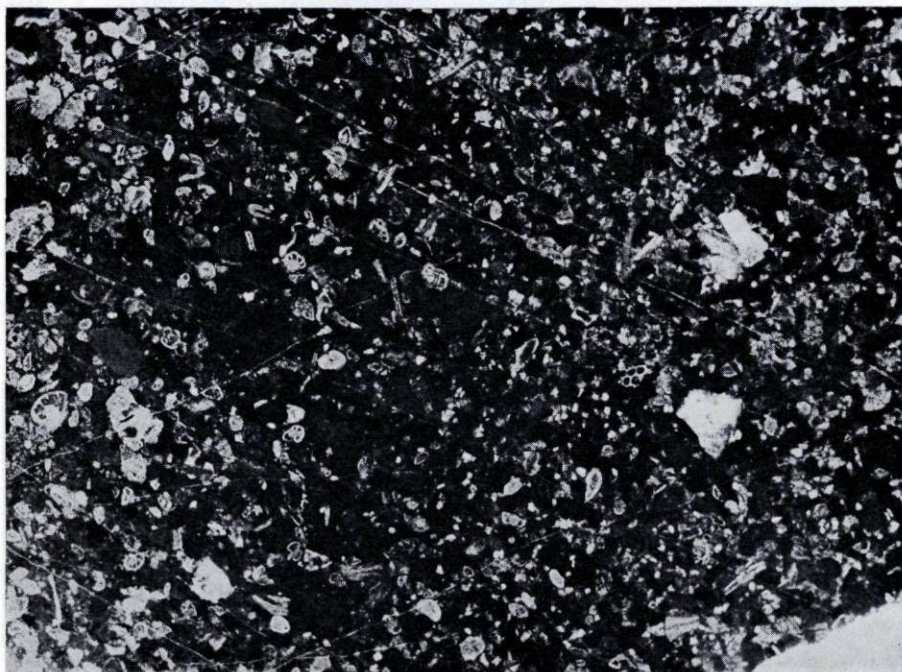


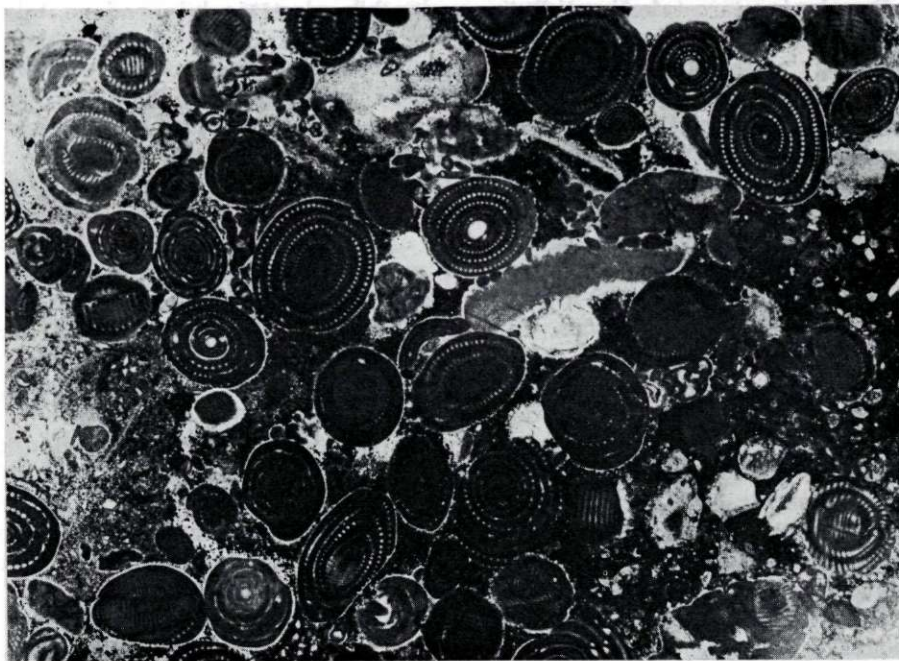
Tabla 32 — Plate 32



Tabla 33 — Plate 33



Tabla 34 — Plate 34



8. Stratigrafija kožbanskih in medanskih plasti

Rajko Pavlovec

Tabela 11

Po raziskavah mikrofosilov v kožbanskih in medanskih plasteh je bilo mogoče natančno določiti starost teh sedimentov. Plasti smo uvrstili v nanoplanktonske, planktonske in makroforaminiferne biocone. Čeprav drugod še vedno niso zadovoljivo usklajene takšne različne biocone, nam v Goriških brdih uskladitev ni povzročala bistvenih težav. Problemi uskladitve biocon nastajajo zato, ker redko najdemo profile, kjer je mogoče na istem mestu preučevati biocone s pomočjo različnih fosilnih ostankov. Zato paleontologi in stratigrafi kombinirajo biocone več profilov, pri tem pa seveda nastanejo netočnosti, ki jih še poveča vpliv subjektivne presoje. To vodi tako daleč, da isto biocono postavljajo različni avtorji v različni čas. Današnje stanje pri preučevanju biocon je takšno, da poznamo zaporedje različnih biocon. So pa še različne interpretacije pri njihovi kronologiji ali pri korelaciji biocon raznih skupin.

Pri raziskavah v Goriških brdih smo se odločili za naslednje. Makroforaminiferne biocone so v Goriških brdih le redko uporabne, ker so bogata nahajališča teh mikrofosilov redka, daljših profilov z makroforaminiferami pa sploh ni. Tudi za planktonske biocone ni mogoče vedno najti dovolj in dobro ohranjenih značilnih vrst; še največ je nanoplanktona. Zato smo se naslonili predvsem na nanoplanktonske biocone in s tem na stratigrafsko interpretacijo, ki jo zagovarjata *Proto Decima* in *Todesco* (cf. 1968, 73 do 75). Na nanoplanktonske biocone smo potem navezali tudi planktonske in makroforaminiferne.

Dosedanja starost kožbanskih in medanskih plasti je bila podana takole (Pavlovec, 1966, 244). Po erozijski fazi, ki je sledila odložitvi podsabotinskih plasti, so se v paleocenu začele usedati kožbanske plasti; del teh naj bi bil še spodnjeocenski. Nato so se sedimentirale medanske plasti. Opora za takšne razlage je bila zlasti podvrsta *Nummulites partschi tauricus*, ki je živela v cuisiju. V paleontološkem opisu makroforaminifer sem omenil, da je bila dosedanja določitev te vrste napačna. Nadalje sem v zgornjem delu kožbanskih plasti našel *Nummulites* aff. *subplanulatus* in *Operculina* cf. *subpustulosa*, kar oboje govori za ilerdijsko starost, najbrž njen srednji ali zgornji del. To potrjujejo tudi raziskave nanoplanktona v profilih G in F. Kožbanske plasti so nastajale v času biocon z *Discoaster multiradiatus*, oziroma *Globorotalia pseudomenardii* in *G. velascoensis*. Spodnji del medanskih plasti (profil A) sega vsaj še v cono z *Globorotalia velascoensis*. Potemtakem so vsi doslej znani deli kožbanskih plasti paleocenske starosti, medanske plasti pa so se začele usedati v spodnjem delu cuisija ali morda celo v zgornjem ilerdiu.

Vprašanje je, kdaj so začele nastajati kožbanske plasti? Po planktonskih foraminiferah doslej nismo našli starejših plasti od biocone z *Globorotalia pseudomenardii*. Nadalje smo v breči iz spodnjega dela kožbanskih plasti našli hišice numulitov. Ti pa niso živeli pred ilerdijem. Iz tega sledi, da je celotno zaporedje kožbanskih plasti nastalo v ilerdiu. To pa pomeni izredno hitro sedimentacijo, zakaj kožbanske plasti so debele vsaj nekaj sto metrov.

Po prejšnji stratigrafski interpretaciji (Pavlovec, 1966, 244) naj bi medanske plasti nastajale od nižjega dela cuisija do meje cuisij-lutecij. Sedaj

smo jih preučevali v profilih A, C, B in D. Ugotovili smo, da sega njihova sedimentacija od biocone z *Globorotalia velascoensis* do biocone z *Discoaster lodoensis* oziroma *Globorotalia aragonensis*, kar pomeni, od najvišjega ilerdijskega do najvišjega cuisija, pri čemer spodnja meja ni najbolj zanesljiva.

V najvišjem delu medanskih plasti je pri Vipolžah bogato nahajališče numulitin. To najdišče prištevamo bioconi z vrsto *Assilina major*, oziroma *Alveolina violae* ali *Nummulites polygyratus*. Po značilni makroforaminiferni favni — *Assilina major*, *Nummulites friulanus*, *N. manfredi* — prištevamo te fosiliferne plasti najvišjemu cuisiju (cf. Schaub, 1962a, 538). Castellarin in Zucchi (1963, 209—211) omenjata plasti pri Rožacu in Noaksu v Furlaniji, ki so zaradi enakega favnističnega inventarja brez dvoma enake starosti kot vipolške plasti. Italijanska paleontologa sicer dopuščata možnost, da so fosiliferno plasti v Furlaniji spodnjelutecijske (str. 209). Do te misli ju je privedla favna, ki po nekaterih elementih nekoliko spominja na lutecijsko in zaradi česar sem bil tudi sam dolgo prepričan, da so ta nahajališča spodnjelutecijska. Ob natančni preučitvi numulitin iz Vipolž pa sem ugotovil, da so te »lutecijske« oblike spodnjecuisijski sorodniki pravih lutecijskih vrst. Tako Castellarin in Zucchi omenjata iz Furlanije obliko *Assilina cf. tenuimarginata*, ki je prav verjetno *Assilina medianica* n. sp., njun *Nummulites cf. laevigatus* pa *N. quasilaevigatus* n. sp. Na zgornjecuisijsko starost kažejo tudi planktonske foraminifere, najdene v nahajališču pri Vipolžah.

Tabela 11 — Table 11
Starost kožbanskih in medanskih plasti
The age of Kožbana and Medana beds

Starost Age	Plast Bed	Biocona — Biozone			
cuisij Cuisian	Medanske plasti	<i>Discoaster lodoensis</i>	<i>Globorotalia aragonensis</i>	<i>Assilina major</i>	<i>Nummulites polygyratus</i>
		<i>Marthasterites tribrachiatus</i>	<i>G. formosa formosa</i>		
	Medana beds	<i>Discoaster binodosus</i>	<i>Globorotalia subbotinae</i>		
		<i>Marthasterites contortus</i>			
ilerdij Ilerdian	Kožbanske plasti	<i>Discoaster multiradiatus</i>	<i>Globorotalia pseudomenardii</i>		
	Kožbana beds				

Biostratigraphy of the Paleogene Beds of Goriška Brda Biostratigrafia degli strati paleogenici in Goriška Brda

Franc Cimerman

Prirodoslovni muzej Slovenije, Ljubljana, Prešernova 20

Rajko Pavlovec and Jernej Pavšič

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

Livio Todesco

Istituto di geologia, paleontologia e geologia applicata dell'Università di Padova. C. N. R.

Contributo di ricerca, Padova, Via Giotto 20

From the Paleogene Flysch of Goriška Brda (Gorica Hills) the 49 species and subspecies of nannoplankton, 17 species of planktonic foraminifers and 11 species of nummulitins were determined. The new species are *Assilina medanica* and *Nummulites quasilaevigatus*. Flysch is divided in Kožbana beds belonging to Ilerdian, and Medana beds of Cuisian age. The Kožbana beds belong to the *Discoaster multiradiatus* respectively *Globorotalia velascoensis* zone, and the Medana beds to the *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus*, *M. tribrachiatus* and *D. lodoensis*, respectively *Globorotalia subbotinae*, *G. formosa formosa* and *G. aragonensis* zone.

Dal Flysch paleogenico di Goriška Brda (Colli Goriziani) erano determinate 49 specie e sottospecie di nannoplankton, 17 specie di foraminiferi planktonici e 11 specie di nummulitine. Le specie nuove sono *Assilina medanica* e *Nummulites quasilaevigatus*. Flysch è diviso in strati di Kožbana di Ilerdiano ed in strati di Medana di Cuisiano. Gli strati di Kožbana appartengono ai biozoni con *Discoaster multiradiatus* oppure ai *Globorotalia velascoensis*, gli strati di Medana negli biozone con *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus*, *M. tribrachiatus* e *D. lodoensis* rispettivamente *Globorotalia subbotinae*, *G. formosa formosa* e *G. aragonensis*.

Sampling of the microfauna sections

Figs. 1 to 4

Rajko Pavlovec and Jernej Pavšič

Figures 1 to 4 indicate the position of the nine sections, along which samples have been collected for the study of microforaminifers and nannoplankton. Profile *F* and the lower part of *G* are crossing the Kožbana beds, sections *A*, *C-I*, *C-II*, *C-III*, *B*, *E* and *D* are crossing the Medana beds. They are situated in Goriška Brda and on the southern slopes of the Korada. A number of samples have also been taken from isolated outcrops of the Kožbana and Medana beds.

Nannoplankton

Livio Todesco

Tables 2—3, Plates 1—4

Along the examined sections, zones have been found containing *Discoaster multiradiatus*, *Marthasterites contortus*, *Discoaster binodosus*, *Marthasterites tribrachiatus* and *Discoaster lodoensis*. The definitions of the nannoplankton forms and their taxonomy are shown on pages 23—29 and on plates 1—4. The zoning of the sections based on nannoplankton is given on the table 2.

Microforaminifera

Franz Cimerman and Jernej Pavšič

a) Biostratigraphy

Table 4

Section F. Foraminifera have been found in sample F/2 only, the defined species are: *Globorotalia velascoensis*, *G. aequa*, *G. subbotinae*, *Turborotalia primitiva*, *Globigerina linaperta* and *G. prolata*. The species *Globorotalia velascoensis* cannot be found above the Paleocene-Eocene boundary (Bolli, 1957a, 63; Postuma, 1971, 218). The abundance of *G. aequa* flourished in the youngest Paleocene and continued up to Lower Eocene, the culmination of the development of *Globorotalia subbotinae* was in Lower Eocene. For these reasons the authors concluded that the sample F/2 belongs to the upper part of the biozone including the species *Globorotalia velascoensis*, where already elements of younger fauna appeared. The sedimentation process of the Kožbana and Medana beds was very fast as has been proved in other examined profiles. Therefore it is assumed that the whole profile *F* belongs to the biozone containing the species *Globorotalia velascoensis*.

Section G. This is the thickest of all the sections examined. No significant differences in fauna have been found indicating rapid sedimentation in the area. In the Kožbana beds, near the common *Globorotalia velascoensis*, the *G. aequa*, *Globigerina linaperta*, *Globigerina velascoensis*, *Globigerina triangu-*

laris, *Turborotalia primitiva* and *Globorotalia subbotinae* appear as well. The fauna indicates the younger part of the *Globorotalia velascoensis* zone.

This part is overlain by a complex of finely grained rocks, where *Globorotalia subbotinae* prevails, along with the species *Globorotalia aequa*, *Globigerina linaperta*, *G. triangularis*, *Turborotalia mckannai*, *T. primitiva*, *Chiloguembelina cubensis* and some benthonic species. This portion was attributed to the *Globorotalia subbotinae* zone.

Section A. In this profile the older part of the *Globorotalia subbotinae* zone appears as indicated by the rareness of the occurrences of the Upper Paleocene species *Globorotalia velascoensis*. With these species appear also *Globigerina triangularis*, *G. linaperta*, *Turborotalia primitiva*, *Chiloguembelina cubensis* and some benthonic species as well.

The sections C-I, C-II, C-III are from the Medana beds. These are short profiles of approximately the same age, as was confirmed by the analysis of the foraminiferal fauna. Two *Globorotalia* species occur, *Globorotalia aequa* and *G. subbotinae* of which *G. subbotinae* is more common in rich assemblage. These three profiles are therefore attributed to the *Globorotalia subbotinae* zone and the occurrence of *Globorotalia aequa* indicates the relatively older age of this zone.

Section B. Five samples have been taken from this profile, but their contents in foraminifers is not rich. Three *Globorotalia* forms were determined, *Globorotalia aequa*, *G. subbotinae* and *G. cf. formosa gracilis*. From the last we could imply a slightly younger age of profile B than that of the profile C, as this species occurs also in the *Globorotalia formosa formosa* zone, which overlies the *Globorotalia subbotinae* zone. Unfortunately the subspecies *Globorotalia formosa gracilis* could not be determined with absolute certainty.

Section E. In the six samples along this profile the foraminifers are extremely scarce. The presence of *Globorotalia cf. aequa* in the sample E/3 implies an age not younger than Lower Cuisium.

Section D. Only the samples D/1 and D/5, and a sample from the nummulite locality north of profile D, were examined for planctonic foraminifers. The species *Globorotalia caucasica* and *Globorotalia aragonensis*, the latter predominant with sinistral coiling, indicate that the profile belongs to the *Globorotalia aragonensis* zone.

b) Description of the foraminifera

Plates 5 to 8

Globigerina linaperta Finlay

Plate 1, Fig. 1a, b

In the examined samples the *Globigerina linaperta* species is very abundant and its form is rather constant. Sometimes it might be mistaken for *Globigerina triangularis* White as transitional forms between this species and *Globigerina triangularis* White occur. The distinguishing differences are described with *G. triangularis*. It can be distinguished from *Globigerina triloculinoides* by its smoother surface of the test. They occur together only in the Middle Paleocene (Pavšič, 1971, 42). In Slovenia it was found in the Paleogene of

Pivka basin (Gospodarič et al., 1967, 12), and in the Podsabotin beds (Pavšič, 1971, 42). The range of this species extends from the Ilerdian zone with *Globorotalia pseudomenardii* to Middle Eocene.

Globigerina prolata Bolli

Plate 1, Fig. 3

As descriptions of the species *Globigerina prolata* are rare, it can be concluded that this species is very uncommon. The authors did not have sufficient comparative material for determination and studying of the variability of the species. For this reason the examined specimens were mainly defined as cf. It is interesting to note that Hillebrandt (1962, 122) also found some differences between his specimens and the typical representative of the species and so he marked it with cf.

Globigerina triangularis White

Plate 1, Fig. 3

Rather large test low trochospiral from the dorsal side, in spiral view its typical triangular shape can be seen. The preultimate and ultimate chambers are of nearly the same size. In the last whorl there are usually three to four subglobular chambers. The walls are slightly perforated. The species differs from the similar *Globigerina linaperta* Finlay in having a higher dorsal side, and in a more uniform increase of chambers' size towards the last chamber.

In Slovenia this species has been reported from the Pivka basin (Gospodarič et al., 1972, 12) and in the Podsabotin beds of southwestern Slovenia (Pavšič, 1971, 48).

The range of *Globigerina triangularis* White is from the *Globorotalia pusilla* zone to the *Globorotalia subbotinae* zone.

Globigerina varianta Subbotina

Plate 1, Fig. 4

A single specimen of this species was found. Loeblich and Tappan placed this species in the genus *Globorotalia*. In our single specimen the apertural part is clogged with lime particles, so it could not be confirmed that it really belongs to this genus. Therefore the old name has been retained. Loeblich and Tappan show two specimens of this species, one on Plate 44, the other one Plate 45; in our opinion only the specimen on Pl. 45 is *Globorotalia varianta*.

Globigerina velascoensis Cushman

Plate 5, Fig. 5

The test of the specimen has the characteristic shape for this species. The ultimate chamber covers nearly the whole test, and is strongly flattened. The last whorl comprises three chambers with a smooth surface. This species is not very frequent in our samples. It can easily be distinguished from the other species of *Globigerina* by the characteristic last chamber and by its size.

In Slovenia this species was mentioned by Krašeninnikov et al. (1968, 123) from the surroundings of Podnanos, and by Pavšič (1962, 42)

from the Podsabotin beds near Kališe and near Lijak. The species *Globigerina velascoensis* ranges from the Ilerdian zone with *Globorotalia pseudomenardii* to the beginning of Eocene.

Globorotalia aequa Cushman et Renz

Plate 6, Figs. 1a—c

The trochospiral test has a very hispid surface. The last whorl consists usually of five chambers. The final chamber represents about 1/3 to 1/2 of the test. The dorsal side is slightly, whereas the ventral side is strongly convex. Sometimes the peripheral margin of the test is distinct. The species without the peripheral margin forms smooth curves from the dorsal to ventral side. The chambers are laterally inflated. In this respect they differ from *Globorotalia subbotinae* Morozova. It also differs by its rougher surface and its less distinctive peripheral margin than *G. subbotinae*. The species is very variable, as has been described by many authors. Luterbacher (1964, 670) classified the characteristics of the group *Globorotalia aequa* with 17 species and subspecies. *Globorotalia aequa* has been mentioned from Podnanos (Kraševnik et al., 1968, 123) and from the Podsabotin beds in southwestern Slovenia near Kališe and Lijak (Pavšič, 1971, 34). The species *Globorotalia aequa* ranges from the *Globorotalia pseudomenardii* zone to the *Globorotalia subbotinae* zone.

Globorotalia aragonensis Nuttal

Plate 6, Figs. 3a, b

The test is umbilico convex. There are from 6 to 7 chambers in the last whorl. According to Bolli (1957, 75) the umbilicus should be deep and open. Our specimens, however, have the umbilicus clogged with sediment, which could not be removed even by ultrasonic treatment. *Globorotalia aragonensis* is easily discernible, in literature synonymous *Globorotalia* are rare. The species shows sinistral coiling, that implies the zone *G. aragonensis*, and not the older zone *G. formosa formosa* where dextral coiling prevails.

In Lizard Springs formation it ranges from Lower Eocene in the *Globorotalia formosa formosa* zone to *Globorotalia aragonensis* zone and continues into the *G. bullbrookii* zone.

This species has already been found in Slovenia near Ustje in Vipava valley (De Zanche et al., 1967).

Globorotalia caucasica Glaessner

Plate 8, Figs. 2a, b

The shape of the test is trochospiral, the dorsal side is flat or almost flat, the ventral side is strongly convex. In the last whorl there are up to 6 subconical chambers. The conical edges of the chambers encircle fairly wide umbilicus. All specimens released by the authors were rather badly preserved and could not be studied in detail. The species *Globorotalia caucasica* has been described or quoted under different names. Due to some apparent similarities with the species *Globorotalia velascoensis* it has also been described under this name, which leads even to erroneous stratigraphic conclusions, as the range of *Globo-*

rotalia velascoensis is confined to Paleocene (Hillebrandt, 1962, 137; 1964, 198). The oldest of the synonyms is *Globorotalia caucasica*, described by Glaessner (1964, 685) and it is used here in the description. According to Hillebrandt the species *G. caucasica* is identical even with *G. formosa formosa* Bolli (Bolli, 1957a).

The age of all synonymous species is Lower Eocene with the exception of *Globorotalia velascoensis* that according to Subbotina extends to Middle Eocene. Samuel and Salaj named the zone after the subspecies *Globorotalia aragonensis crater* that includes the whole Cuisium.

Globorotalia cf. *formosa gracilis* Bolli

Plate 8, Figs. 1a, b

The specimens from profile B conform in shape of the test and chambers to the descriptions of the holotype, the only difference being in the number of chamber in the last whorl. In our specimens the last whorl contains up to five chambers and never six. According to Bolli's description it may contain five to six. For this reason and due to the limited number of specimens this has been specified as "cf". Samuel and Salaj (1968, 156) quoted the subspecies *Globorotalia formosa gracilis* as the synonym of the subspecies *G. subbotinae subbotinae*, with which the authors disagree. For the subspecies *G. formosa gracilis* the authors have only one description and picture for comparison whereas for *G. subbotinae* there was sufficient material for comparison from Northern Italy, as well as very good specimens from our own collection which confirms that the two species are not identical.

In Slovenia the subspecies *Globorotalia formosa gracilis* was formerly reported from the Eocene of the Pivka basin (Gospodarič et al., 1967, 12).

Globorotalia quetra Bolli

The peripheral margins of the tests are acute although the proper keel is missing. Bolli's description of the holotype mentions frequent presence of a peripheral keel in the early chambers of the last whorl. It seems, therefore, that some tests are without keel. In the Lizard Springs formation *Globorotalia quetra* is found in the *Globorotalia formosa formosa* and *G. aragonensis* zone. Hillebrandt (1962, 144) placed it into the "G" zone (*Globorotalia rex*) only.

Globorotalia subbotinae Morozova

Plate 6, Fig. 2

The species *Globorotalia subbotinae* is considered by various authors either as the marker species or as an auxiliary marker of the Lowest Eocene zone. As the synonyms of this species a number of different other species has been quoted, those are all of about the same stratigraphical range. Sometimes the species *G. subbotinae* is in the synonymy of other species or subspecies, such as *Globorotalia crassata* (Cushman), *G. simulatilis* (Schwager), *G. formosa gracilis* Bolli, and *G. rex* (Martin). This indicates rather a wide variability of these species. It is also possible that the authors value various taxonomic characteristics differently. The considerable variability exists in the size of the last chamber, in the width of the peripheral keel, and in different grades of

convexity of the dorsal side of the test. The specimens have been compared with the data from literatures and with the material from Northern Italy. These comparisons lead to the conclusion, that the specimens are of *Globorotalia subbotinae*, and not of some similar, stratigraphically equivalent species.

Only one specimen was formerly found in flysch near Podnanos (Krašeninnikov et al., 1968, 123).

The range of *Globorotalia subbotinae* is Upper Paleocene, Lower Eocene, and extends to the *G. aragonensis* zone.

Globorotalia velascoensis Cushman

Plate 7, Figs. 1a—c

The test is trochospiral, the dorsal side is flat or very slightly convex, the ventral side is strongly convex. The chambers are elongated and usually form an umbilical collar. In our specimens this collar is not very distinct, sometimes even missing. The outer wall of the chambers is somewhat concave. The test is ornamented with a more or less distinctly beaded or spinose keel. In the last whorl there are usually more than five chambers, in our specimens mostly five to seven. The specimens from Trinidad have five final chambers, gradually increasing in size. The direction of coiling is random, becoming sinistral in younger zones (Bolli, 1967, 69). Sinistral coiling has been observed in our specimens as well.

Globorotalia velascoensis ranges from the *G. pusilla* zone to the end of the *G. velascoensis* zone.

Turborotalia crassaformis (Galloway et Wissler)

This is one of the variable species. It is difficult to decide whether the different forms belong to the same species or entirely to the different species. Various authors are of different opinion, as can be seen in the synonymy quoted for this particular species. Subbotina (1953, Engl. translation 1971, 290) includes even the recent species "*Pulvinulina crassata*" Brady. Samuel and Salaj quote the species *Turborotalia crassaformis* as the synonym of the subspecies *Acarinina crassata densa*. The age of all synonymous species is between Upper Paleocene and Middle Eocene.

Turborotalia mckannai White

The test is trochospiral, the wall finely beaded or spinose. There are five chambers in the last whorl. The number of chambers varies in the species; Loeblich and Tappan (1957, 181) mentioned specimens with five to seven chambers. The peripheral margin is indistinct, and the dorsal side passes gradually into the ventral side. The chambers are globular. All these signs indicate either the species is *Globorotalia* (Bolli, 1957, 79), or *Turborotalia* (Loeblich and Tappan, 1964), rather than *Globigerina* (Loeblich and Tappan, 1957, 181).

In Slovenia the presence of *Turborotalia mckannai* has already been reported from the Paleocene flysch near Podnanos (Krašeninnikov et al., 1968).

The species occurs in the *Globorotalia pseudomenardii* zone.

Turborotalia primitiva (Finlay)

Plate 7, Figs. 2a—c

The species *Turborotalia primitiva* shows nearly no variability. This can also be seen in the synonyms given by various authors, where the name of the species is never doubtful. The genus might be questionable but this is the problem of taxonomic classification of the Globorotalidae and Globigerinidae. *Turborotalia primitiva* occurs in Eocene flysch of the Pivka basin (Gospodarič et al., 1967, 12) and in the Podsabotin beds near Kalliše, Grčarevec and Lijak (Pavšič, 1971, 40).

According to literature *Turborotalia primitiva* occurs in Upper Paleocene and Lower Eocene.

Turborotalia soldadoensis angulosa (Bolli)

Only one specimen of this subspecies has been found. It differs by having four chambers in the last whorl and not five as the figured holotype. The shape of the test as well as that of the chambers corresponds with the holotype.

This subspecies has already been found in the Eocene flysch in the Pivka basin (Gospodarič et al., 1967, 12).

Chiloguembelina cubensis (Palmer)

Plate 8, Fig. 3

The chambers are biserially arranged. The aperture is on the base of the last chamber and is clearly visible. Some specimens are laterally slightly twisted. The base is spiral.

According to various authors, this species ranges from Eocene onwards.

Macroforaminifera

Rajko Pavlovec

a) *The Nummulitinae locality near Vipolže*

The Nummulitinae locality near Vipolže (45° 58' 5" : 13° 32' 5") is one of the richest in Slovenia. Nummulitinae occur in flysch breccia and in flysch marl, belonging to the Medana beds. Beside *Nummulites* and *Assilina* there are also fragments of Pelecypods and Gastropods as well as many planktonic and benthonic microforaminifers.

The Nummulitinae tests near Vipolže are not well preserved. Some species could not be split by the method of heating and quenching. Tests of the microsphaeric generation are prevailing, due to the greater depth where these *Nummulites* lived, as has already been stated by De Zanche, Pavlovec and Proto Decima (1967, 216—217).

Assilina reicheli Schaub

Plate 9

Form B. The test is flat, somewhat thicker in its central part, thinning out towards the border, where it ends abruptly. The edge is not sharp, but com-

paratively less rounded than the species *Assilina major*. In the centre there is an indistinct boss, composed of cylindrical granulae. The radial ridges are granular, especially towards the centre of the test.

The internal whorls are of lower height, and increase uniformly, the external whorls increase quickly. The septa are slightly curved or even stright in the internal whorls, and more inclined in the external ones. In the internal whorls the height of the chambers exceeds their lenght, in the younger whorls the chambers are isometric or even longer than their height.

Form A. The test has in its centre distinct pustules that diminish and disappear towards the periphery of the test, making obvious the radial ridges. The rounded and large protoconch is flat only along the deuterconch. The first and the last whorl increase in height quickly, the second and the third slowly. The marginal cord is thick. The septa are either flat or slightly bent and inclined.

Statistical data for the species *Assilina reicheli* from Vipolže are shown in the Table 5.

Assilina major Heim

Plates 10—13 and Fig. 1

Form B. The largest test has a diameter of 24 mm, but usually the diameter of the specimens is about 13 mm (sizes of some specimens are quoted in the Slovenian text on page 58). The thickness of the test is 2—3 mm. Their characteristic form is a nearly flat disc, somewhat raised in the centre. Better preserved specimens have a boss or a few closely spaced pustulae at the centre. Characteristical, rather wide ridges run around and paralell to its edge, making the surface of the test appear undulated.

The marginal cord is thick, especially in the internal whorls. The internal whorls increase slowly and the external much more quickly. The septa are usually somewhat inclined to the marginal cord and rarely nearly in a perpendicular position. In the inner whorls the septa are slightly curved while in the external whorls the septa in their upper part are bent more strongly backwards. The height of the chambers exceeds their lenght and isometric ones are rare.

Form A. The tests range from 4.5 to 7.5 mm in diameter, having a thickness of 1.5 mm. They are nearly flat discs, well rounded at their edges. In the centre they are either concave or convex. The radial and spiral ridges are granular, especially in the central part and sometimes up to the edge.

The protoconch is large and nearly spherical, the deuterconch is oval. The first whorl increases quickly, all the others increase slowly but sometimes the height is constant and in some specimens it even decreases. The marginal cord is thick. The septa are thin and slightly bent; in the external whorls they are more inclined than in the internal whorls.

Statistical data are shown in Table 6.

Assilina cf. *spira* (De Roissy)

Plate 13, Fig. 2

Only one large specimen of *Assilina* was found with higher whorls and larger chambers than that of the species *Assilina major*. According to these

characteristics, it approximates the species *Assilina spira* 1 (Pavlovec, 1969, 16—17) and *Assilina spira* 2 (Pavlovec, *ibid.*). However *Assilina spira* 1 (most probably a new species between *Assilina major* and *Ass. spira*) is smaller, has lower whorls and much denser septa, and the *Assilina spira* 2 (= *Ass. spira* type) has a larger test and somewhat shorter chambers than that of the present species. Therefore the *Assilina* cf. *spira* from Vipolže represents an original feature, and seems to be an abnormally large specimen belonging either to *Assilina major* or to *Ass. spira* 1.

The test has the diameter of 25 mm with 8 whorls. Its surface is similarly undulated as in *Assilina major*. The majority of the chambers are of greater height than length, some chambers are nearly isometric. The septa are flat and only in their upper part slightly bent.

Assilina sp. (n. sp. Peyrac, Schaub)

Plate 14

The species has been determined from the specimens supplied by prof. Hans Schaub. The tests are of microsphaeric form, in the centre somewhat thickened and thinner towards the periphery. The whorls are slowly increasing. The septa are only slightly bent and inclined. The height of the chambers slightly exceeds the length and sometimes they are nearly isometric.

The tests are smaller than those of the species *Assilina tenuimarginata*, but larger than those of *Assilina reicheli*, and rather similar to the species *Ass. medanica* n. sp.

Assilina medanica n. sp.

Plate 15

Diagnosis: *Assilina* with a flat test, low whorls — those increase slowly — and with long, sometimes nearly isometric chambers.

Derivatio nominis: The name is derived from the village Medana in Goriška Brda (Slovenia, West Yugoslavia).

Holotypus: Form B, Inv. No. 1910 of the Rajko Pavlovec collection, Institute for geology and paleontology, Ljubljana University, Ljubljana.

Paratypes: Inv. Nos. 1803, 1809, 1850, 1889, 1891, 1902 and 1917 forms B, all from the same collection as holotypus.

Locus typicus: *Nummulites* locality to the east of Vipolže, Goriška Brda, Slovenia, Yugoslavia (45° 58' 5" : 13° 32' 5").

Stratum typicum: Late Late Cuisian.

Form B. The tests are of medium size, in the centre somewhat thicker, but often also flat or slightly concave. As often observed in *Assilina*, the outer shape of the test may vary.

The periphery is not very sharp; the test thins towards the edge. The centre of the test is densely pustulated. In some specimens the pustules are united and form a central boss, granulated on its top. The other elements on the surface of the test follow the disposition of the septa and the marginal cord. Especially toward the central part of the test the radial ridges are often made of rounded or elongated granulae. The shape of the chambers of the last two whorls can be clearly seen also at the surface of the test.

Most of the whorls somewhat increase in height, but not equally in all parts of the test. Two or three inner whorls are low. The rate of increase in the height of the 4th, 5th, and 6th whorls is quicker but the rate is much faster after the 6th whorl. The increase of the last few whorls is very small, but they may remain of nearly the same height.

The marginal cord is thin in the inner whorls and thickens towards the external whorls. The septa are slightly bent or nearly flat. The height of the chambers, in most cases, exceeds their length, but isometric chambers are not very rare. In a few chambers the length exceeds the height.

Many specimens of the species *Assilina medianica* from Vipolže are anomalous. Their whorls are often pressed closely together, probably due to mechanical damage. Due to such damages the shape of the chambers as well as the course of the marginal cord changes.

Form A. The test of the A form is also thick at the center. The edge is sharp. In the centre the test has the strongest pustules, that frequently unite into a central boss. The radial ridges are flat and granulated.

The whorls increase slowly but regularly. In a few cases some of the whorls may also slightly decrease in height. The marginal cord is thin, the septa are slightly inclined or nearly perpendicular. The septa are thicker and more distinctly bent only at the top. The protoconch is oval. The deuterococonch is smaller than the protoconch. In the chambers of internal whorls the height generally exceeds the length. In the external whorls the length of the chambers exceeds their height, while the chambers of the intermediate whorls are mainly isometric.

Statistical data for the species *Assilina medianica* are given on the Table 7.

Comparison and remarks. *Assilina medianica* resembles mostly the species *Assilina* n. sp. from the vicinity of Ferme Peyrac, Chaupey, and Bergouey, Chalosse, both in the County Landes in France. The author possesses original specimens for comparison from these sites. *Assilina medianica* differs from these by lower whorls and a more flattened test (*Assilina* n. sp. Peyrac has a slightly bulging test at the centre). According to these characteristics *Assilina medianica* slightly resembles the *Ass. exponens* (Sowerby), but *Ass. exponens* is much larger and has higher whorls, which increase more quickly in height.

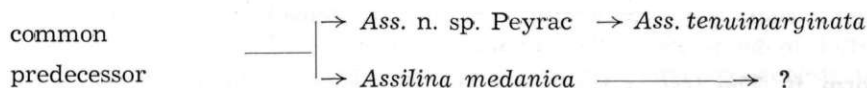
Assilina tenuimarginata Heim is also interesting. Schaub (1963, 294) designated this form as *Assilina exponens tenuimarginata* Heim, and attributed it to the species *Ass. exponens*. Most characteristic is the test which is very thin at the edge. This can also be observed in some specimens of the species *Assilina* n. sp. Peyrac, while it is not the characteristic of *Assilina medianica*.

Assilina tenuimarginata differs from *Ass. exponens* by its smaller test, lower whorls and longer chambers, some of these characteristics are rather similar to the species *Assilina* n. sp. Peyrac. Therefore it is difficult to consider *Assilina tenuimarginata* a subspecies of the species *Assilina exponens*. The species most probably originates from the form, related to *Assilina* n. sp. Peyrac. According to the author, *Assilina tenuimarginata* may represent an individual species.

Assilina medianica may occur simultaneously with *Assilina* n. sp. Peyrac or even a little later.

Considering the very delicate marginal cord, septa and the length of the chambers, *Assilina medianica* must be attributed to the evolutionary series of

Assilina exponens and not to the series of *Assilina spira*. *Assilina medianica* has low whorls and long chambers, so it cannot be one of the intermediate forms between *Assilina* n. sp. Peyrac and *Ass. tenuimarginata*. These species also differ from *Assilina medianica* in having thin and compressed edge. The author is of the opinion that both species *Assilina medianica* and *Ass. n. sp.* Peyrac have a common predecessor, but the evolution of *Ass. medianica* followed a rather independent course:



The common predecessor is unknown, as the species *Assilina reicheli* cannot directly be connected to *Ass. medianica*, due to the relatively quick increase of whorls and strong structural elements in the equatorial section of the *Ass. reicheli*. These indicate more complicated evolutionary trends of the assilinas as has been known until now. There is no doubt that the phylogenesis of both main evolution lines of *Assilina exponens* and *Ass. spira* are divided into more branches. At the same time the origin of both series has not been sufficiently studied, as yet.

It is not very convincing that the species *Assilina pustulosa* Doncieux is the predecessor of the series with *Assilina exponens* and neither the *Ass. leymeriei* D'Archiac et Haime of the series with *Ass. spira*.

Nummulites friulanus Schaub

Plate 16

Form B. The test is thick and bulging. Towards the sharpe edge it thins out quickly. The majority of the tests are smaller than 10 mm and their thickness ranges from 3.3 to 4 mm. On the surface there are numerous strong pustules which increase towards the centre. Radial ridges appear only near the periphery and are either straight or slightly undulating. The whorls increase slowly and continuously. The external ones are often irregular and badly preserved. Near the border the whorls are somewhat lower than those in the interior of the test. The chambers' height exceeds the length near the centre. In the latter whorls the length increases. The chambers become first isometrical and then the length exceeds the height. The septa with feet are slightly bent.

Form A. The surface is covered with densely rounded granulae. The whorls increase regularly, except for the first one which increases very quickly. The marginal cord is thick, the septa are thin and inclined.

Statistical data are in the Table 8.

Remarks. One specimen of the microsphaeric generation with a radius of 4.8 mm having 18 whorls, has been found in Vipolže. The surface resembles the species *Nummulites friulanus*, but its very low whorls appear as the species *N. verneuili*. However the specimen from Vipolže has in its middle part somewhat higher whorls than the *N. verneuili*. The height decreases from the fifteenth whorl which occurs later in the species *N. verneuili*. The height of the whorls, the shape of the septa as well as the chambers of the present specimen resemble very much the species *N. friulanus*, therefore the author considers it as an extremely large specimen of this species.

The comparison between the typical specimens of the species *Nummulites friulanus* and *N. verneuili* (cf. Schaub, 1962a, Pl. 5a, b) shows that the inner part of the test of *N. friulanus* has relatively higher chambers, but it is not so in *N. verneuili*. Nearly identical shape of the internal whorls would have been expected if they were really closely related. Therefore the author is of the opinion, that *N. friulanus* is not the immediate predecessor of *N. verneuili*.

Nummulites campesinus Schaub

Plates 17 and 18

Form B. The test is thick and the thickness of the test increases continuously towards its centre, the periphery is rounded. The surface is strongly pustulated, similar to those of *Nummulites friulanus*. The internal whorls increase in height slowly, and approximately from the sixth whorl on the height remains constant. The marginal cord is thick. The septa are strongly inclined with full length, constant thickness and have feet. In the internal whorls the height of the chambers exceed the length while in the external ones their length increases.

Form A. The protoconch is large. The marginal cord is thick. The whorls increase slowly in height.

Remarks. In both related species, *Nummulites campesinus* and *N. friulanus*, there is a great variability in the height and shape of the chambers, the shape of the septa, the thickness of the marginal cord and in the size of the test. There are also many anomalies which occur either during their growth, or as the result of mechanical damages. Tests have been found with clearly visible channels, filled with sediment. Such channels run in some specimens through the whorls and in others transversely (Plate 17, Fig. 1).

Nummulites div. sp.

Plate 19

The evolutionary time period taken by the various *Nummulites* groups varies. This is true for certain part of the same evolutionary lines, as well as for different evolutionary lines. These are partly caused by the environment, which accelerates or retards their evolution, and partly by the evolutionary capability of different *Nummulites*. All these complicate the evolutionary lines in such a way that in the case of the *Nummulites* the theory of the typostrophism (Schindewolf, 1950) cannot be confirmed. In author's opinion, for the whole nummulitins family there is no common typogenesis nor typolysis or typostasis, but some of these typostrophic phases might be found in individual evolutionary lines. Some of the Upper Cuisian or Lower Lutetian *Nummulites* bring us to such conclusion. There is the evolutionary line such as *Nummulites laevigatus* — *perforatus*, and on the other hand the *Nummulites perforatus* s. l., which involves more evolutionary lines. In the transitional period between Cuisian and Lutetian, many similar forms have been found (Pavlovec, 1969a, b). One of the forms is *Nummulites laevigatus* (Bruguière), from which Schaub (Hottinger, Lehmann, Schaub, 1964) separated some related forms. This period also contains some other *Nummulites*, those are similar to the species *Nummulites gallensis*

Heim, *N. lehneri* Schaub and *N. obesus* D'Archiac et Haime. If we consider that the mentioned forms in the Late Cuisian and Early Lutetian belong to the typolysis of the evolutionary lines *Nummulites perforatus*, it is not clear where the typogenesis and the typostasis have occurred. If the mentioned instance is really a typolysis, this must continue in a kind of typostasis.

In individual sectors of the evolutionary lines some phases of typrostrophism can be observed, but they do not follow each other regularly. In the evolutionary line *Nummulites laevigatus* — *brongniarti* there are alternative possibilities: typogenesis might last from Ilerdian to the beginning of Lutetian; then follows typostasis. The other possibility is that, first typogenesis would last through Ilerdian, the second from the end of Cuisian to the beginning of the Lutetian. However, none of these interpretations apply fully to Schindewolf's conception of typrostrophism.

Similar is the case of the evolutionary line *Nummulites perforatus* s. l., of which in Vipolže, a few problematical forms exist: *Nummulites* cf. *obesus*, *N.* cf. *lehneri* and *N.* cf. *gallensis*. None of these forms is entirely similar to the typical specimens of these species, but there are some similarities among themselves. Similar conclusions have been reached also by Schaub (1963a), when studying the *Nummulites* in the section Sorde—l'Abbaye.

The microspheric generation of *Nummulites* cf. *obesus* from Vipolže has very compressed internal whorls. Later the whorls increase quickly in height, and are in some parts of the test rather similar to those of *Nummulites gallensis*. The specimens of *Nummulites* cf. *obesus* from Vipolže are smaller than the typical representatives of this species. The forms from Vipolže do not have the lower external whorls with low and long chambers, as known in the proper *N. obesus*. Our specimens differ also from those found by Schaub (1963a, Pl. 9, Fig. 12) in Lower Lutetian in the Sorde—l'Abbaye section, which he named *Nummulites* aff. *obesus*. Schaub's *Nummulites* have lower whorls and somewhat less inclined septa.

Nummulites cf. *gallensis* from Goriška Brda differs from the typical specimens in having higher whorls and more inclined and curved septa. Our specimens show more similarity with *Nummulites* from the Sorde section (Schaub, 1963a, Pl. 9, Figs. 9 and 11; = *Nummulites* aff. *gallensis*).

Nummulites cf. *lehneri* has less whorls and shorter chambers than the holotype of this species, but it has similarly bent and inclined septa as that of the typical representative specimens of *Nummulites lehneri*.

Nummulites manfredi Schaub

Plates 20 and 21

The test of the microspheric generation is flat and slightly undulated. Some specimens are so flat that the whole test has the same thickness; others are slightly thicker. The central part is pustulated and decreases continuously towards the periphery. Sickle-shaped and undulating septal lines with very strong "trabécules transverses" appear near the periphery. The internal four to six whorls increase slowly, the next whorls up to the twelfth or thirteenth increase faster, while the last whorls remain the same, or even decrease somewhat in height. The whorls are rather irregular. The marginal cord is

thin, and thickens in places where the whorls are low. The septa are mostly strong and uniformly inclined. The lower part is nearly flat and the upper part bent backwards. The height of the chambers mostly exceeds the length, the chambers in the external whorls are at some places isometrical.

Statistical data are in the Table 9.

Remarks. Till now three very similar species have been known, *Nummulites manfredi* Schaub, *N. hagni* Pavlovec and *N. britannicus* Hantken. The smallest is *N. manfredi*, it has sparser septa than *N. britannicus*. The chambers of *N. manfredi* are somewhat longer and higher than those of *N. britannicus* and *N. hagni*. It is most difficult to distinguish between *N. hagni* and *N. britannicus*. The later has thinner test wall than *N. manfredi*. Of the three mentioned species *N. manfredi* has the most regular whorls.

Nummulites quasilaevigatus n. sp.

Plates 22 and 23

Derivatio nominis: The *Nummulites* is similar to the species *Nummulites laevigatus*.

Holotypus: Form B, Inv. No. 3791, Rajko Pavlovec collection, Institute for geology and paleontology, Ljubljana University, Ljubljana.

Paratypes: Form B, Inv. Nos. 1848, 1867, 3792 of the same collection.

Locus typicus: *Nummulites* locality to the east of Vipolže, Goriška Brda, Slovenia, Yugoslavia (45° 58' 5" : 13° 32' 5").

Stratum typicum: Flysch beds, Late Late Cuisian.

In 1951 Schaub described the species *Nummulites praelaevigatus* and in 1966 he found another species at Campo in northern Spain, and named it *Nummulites* aff. *praelaevigatus* (Schaub, 1966b, 375). The present author found this *Nummulites* in 1965 near Vipolže, and has described it in the unpublished report (Pavlovec, 1965, 19—21, Pl. 85), naming it *Nummulites* sp., *quasilaevigatus* n. sp. The single specimen found was badly preserved and could not be described with certainty. Later the author found additional specimens, but this species is scarce near Vipolže. These specimens have been compared with Schaub's specimens from Northern Spain (Fig. 5). The author is convinced that this is a new species, and retained for it the previous name "*quasilaevigatus*".

Form B. The author found the microspheric generation only in the *Nummulites* locality near Vipolže, beside Campo the only known site of the new species. The test walls are thin, the surface characteristic for the species *Nummulites laevigatus*. The central part of the surface has several granulae, towards the periphery septal lines with clear and very thin "trabécules transverses" can be seen.

The whorls increase slowly and regularly. The septa are inclined and slightly curved but a few, however, are strongly curved. In the external whorls, particularly, some of the septa are strongly curved backwards, while the neighbouring ones are inclined only slightly. Backward bending of the lower part of the septa, though rare, is characteristic for the species *Nummulites praelaevigatus* (Schaub, 1951, 188—190) and is rare in the new species. The septum of the new species has a distinct foot. The chambers of the species *Nummulites quasilaevigatus* are longer than those of *N. praelaevigatus* and

shorter than those of *N. laevigatus*. The roof of the chambers is curved, especially in the shorter ones, whereas, in the longer ones it is nearly flat. The marginal cord is thick in the intermediate whorls, and thinner in the inner and last two whorls.

Statistical data for the species *Nummulites quasilaevigatus* are given in the Table 10.

Remarks. Schaub (1966b, 375) already emphasised that *Nummulites* aff. *praelaevigatus* (= *N. quasilaevigatus*) differs from *N. praelaevigatus* by its larger test. *Nummulites quasilaevigatus* has longer chambers, more inclined and curved septa, the lower part of which is more rarely bent backwards. According to these characteristics, it approaches the species *N. laevigatus* which is larger and has even longer chambers. *Nummulites quasilaevigatus* is in any case closely related to the Middle Cuisian *N. praelaevigatus*, but it is not clear whether this line continues towards the real *N. laevigatus* or towards the direction of *N. manfredi*, *N. hagni* and *N. britannicus*. Considering the decrease of height of the whorls and the lengthening of the septa, *Nummulites quasilaevigatus* seem to be nearer to the type of *N. laevigatus* than to the species *N. manfredi*, which is a representative of an evolutionary line with high whorls and high chambers.

During the revision of some of the *Nummulites*, the author indicated that Schaub's *Nummulites* aff. *praelaevigatus* from Campo might represent a new species (Pavlovec, 1969, 256). However, the Campo *Nummulites* seem to have much less inclined and curved septa than the specimens of Vipolže. It has also been mentioned that Dainelli's specimens (1915, Plate 20, Figs. 1—5 and possibly 11—13) probably belong to the newly described species. This seems all the more probable because Schaub (1966b, 375) mentioned this species from Rosazzo (Rožac) together with *Nummulites manfredi* and *Alveolina violae*.

b) Other localities

In Goriška Brda there are no localities known to be as rich in macrofossils as the locality near Vipolže. The breccia of the Kožbana beds contains most of the Cretaceous and Tertiary macroforaminifers. In the Medana beds macroforaminifers are comparatively rare, as these sediments contain only a few coarser sediments, especially breccia and conglomerate, where tests of the foraminifers are most frequent.

Released foraminifers were found by the author only in the upper part of the Kožbana beds near the contact with the Medana beds along the road to the Sabotin mountain. The foraminifers are *Nummulites* aff. *subplanulatus*, *Nummulites* sp. and *Operculina* cf. *subpustulosa*.

Nummulites aff. *subplanulatus* Hantken et Madarasz

The megalospheric tests are lenticular, in the centre somewhat thickened. Towards the periphery extend nearly straight septal lines from which split the "trabécules transverses" especially in the peripheral part. The centre has a boss.

The protoconch is rounded, 0.23 mm in size. The deuteroconch is nearly round. Three whorls increase regularly and quickly in a diameter of 3 mm.

The septa are mainly flat or slightly and regularly curved. The number of septa is 8, 18 and 24. The height of the chambers always exceeds their length. The septum has a small foot.

The *Nummulites* from Goriška Brda are very similar to those from Mousoulens (Schaub, 1951, 99, Fig. 30). These differ from the typical *Nummulites subplanulatus* by their thick marginal cord. If the well preserved materials from Goriška Brda prove to have a considerably thicker marginal cord, they will have to be described as a new subspecies.

Nummulites sp.

A *Nummulites* from the upper part of the Kožbana beds has been attributed to the subspecies *Nummulites partschi tauricus* (Pavlovec, 1963, 452—453, Fig. 11), as its equatorial section corresponds very well with the holotype of this subspecies. The characteristic thick marginal cord unwinds in the same manner as in *Nummulites partschi*. The protoconch is large (0.65 mm). Lately, the author could also determine the characteristics of the otherwise badly preserved surface of the test, and came to the conclusion, that his earlier determination was wrong. This *Nummulites* from Goriška Brda has no spirally distributed granulae on its surface; it has strong septal lines which are thickened in some places. For a more specific determination additional, better preserved specimens are necessary.

c) Macroforaminifera in thin sections

The macroforaminifera studied in thin sections are from the following localities of Goriška Brda (Plates 24—34).

1. The older part of the Kožbana beds between Plave and Vrhovlje;
2. The middle part of the Kožbana beds in the wider surroundings of Kožbana;
3. The upper part of the Kožbana beds around Vrhovlje;
4. The upper part of the Kožbana beds between Gonjače and Sabotin;
5. The lower part of the Medana beds from the surrounding of Pristava, Vedrijan and Gonjače;
6. The upper part of the Medana beds between Neblo, Medana, Vipolže and Cerovo.

Biostratigraphy of the Kožbana and Medana beds

Rajko Pavlovec

The Kožbana and Medana beds are classified into nannoplanktonic, planktonic and macroforaminiferal biozones. The basis of this classification were the nannoplanktonic zones, as the nannoplankton fossils are most abundant.

The Kožbana beds were deposited during biozones with *Discoaster multi-radiatus*, *Globorotalia pseudomenardii* and *G. velascoensis*, that is during Ilerdian. This age is ascertained also by the *Nummulites* aff. *subplanulatus* and *Operculina* cf. *subpustulosa* as well.

The Kožbana beds are overlain conformably by the Medana beds, the base of which is still in the *Globorotalia velascoensis* zone. Therefore the entire

Kožbana beds are of Paleocene age. In the lower part of the Kožbana beds the presence of *Nummulites* tests indicate that the Kožbana beds cannot be older than Ilerdian.

The sedimentation of the Medana beds ranges from the *Globorotalia velascoensis* zone to the *G. aragonensis* zone or the *Discoaster lodoensis* zone. They were therefore deposited from the Late Ilerdian onwards, but the lower boundary cannot be ascertained more reliably.

The rich nummulitins locality near Vipolže belongs to the upper most part of the Medana beds, which is attributed to the zone characterized by *Assilina major* and *Alveolina violae* or *Nummulites polygyratus*. According to the characteristic macroforaminiferal fauna — *Assilina major*, *Nummulites friulanus*, *N. manfredi* — these beds are attributed to the Late Late Cuisian (cf. Schaub, 1962a, 538).

The beds near Rosazzo and Noax in Friuli (Castellarin and Zucchi, 1963, 209—211) containing fossils are according to their fauna of the same age as the deposits near Vipolže. The Italian authors mentioned the *Assilina* cf. *tenuimarginata* which is probably identical with *Assilina medanica* n. sp., and *Nummulites* cf. *laevigatus*, that is most probably *N. quasilaevigatus* n. sp.

In the Kožbana beds Cretaceous and Paleogene fauna appear simultaneously. The most frequent genera are *Orbitoides*, *Omphalocyclus*, *Siderolites*, *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Alveolina* and *Discocyclina*. The tests of the Cretaceous macroforaminifers are as well preserved as those from the Tertiary. We can therefore presume that they were not exposed to longer transportation. The Cretaceous foraminifers were from the derived Cretaceous flysch or from beds similar to flysch. In the Medana beds there is no Cretaceous fauna or it is very rare, so it can be concluded that the source material of the Medana beds originated elsewhere than that of the Kožbana beds. Although the thickness comprises some hundred metres the Kožbana beds were deposited entirely in Ilerdian indicating a fast sedimentation process.

The biozones of the Kožbana and Medana beds are given in Table 6.

Literatura

D'Achiardi, A. 1875, I coralli eocenici del Friuli. Atti Soc. Toscana, Sc. Nat., I—II, 1—160, tav. 1—16. Pisa.

Achutan, M. V. in Stradner, H. 1969, Calcareous nannoplankton from the Wemmelian stratotype. Proc. First Internat. Conf. Plankt. Microfossils, 1, 1—13, pl. 1—5. Leiden.

D'Archiac, A. in Haime, J. 1953, Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. — pp. 1—373, pl. 1—36. Paris.

Arkhangelsky, A. D. 1912, Upper Cretaceous deposits of east European Russia. Mater. geol. Russ., 25, 1—63, pl. 1—10. Saint-Petersbourg.

Bignot, G. 1972, Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Éocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. Trav. Lab. micropal., 21—353, pl. 1—50. Paris.

Bolli, H. M. 1957a, The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad. U. S. Nat. Mus. Bull., 215, 61—82. Tex. fig. 11—13, pl. 15—20. Washington.

- Bolli, H. M. 1957b, Planctonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. U. S. Nat. Mus., Bull. 215, 155—172, pls. 35—39, text. figs. 25—26. Washington.
- Bolli, H. M. in Cita, M. B. 1960, *Globigerina* e *Globorotalia* del Paleocene di Paderno d'Adda (Italia). Riv. Ital. Paleont., 66, 1—43. Milano.
- Bramlette, M. N. in Martini, E. 1964, The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. Micropaleontology, 10, 291—322, pl. 1—7. New York.
- Bramlette, M. N. in Riedel, W. R. 1954, Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. J. Paleont., 28, 385—403, pl. 38—39. Tulsa.
- Bramlette, M. N. in Sullivan, F. R. 1961, Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. Micropaleontology, 7, 129—188, pl. 1—14. New York.
- Bramlette, M. N. in Wilcoxon, J. A. 1967, Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipro Section, Trinidad, Tulane Stud. Geol., 5, 93—131, pl. 1—10. New Orleans.
- Brönnimann, P. in Stradner, H. 1960, Die Foraminiferen- und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. Erdöl Zeitschr., 76, 364—369, 1 tabela. Wien.
- Bukry, D. in Bramlette, M. N. 1969, Some new and stratigraphically useful calcareous nannofossils of the Cenozoic. Tulane Stud. Geol. Paleontol., 7, 131—142, pl. 1—3. New Orleans.
- Bukry, D. in Kennedy, M. P. 1969, Cretaceous and Eocene coccoliths at San Diego, California. Calif. Div. Mines Geol., Short Contr. Calif. Geol. Spec. Rept., 100, 33—43. Los Angeles.
- Castellarin, A. in Zucchi, M. L. 1963, Ricerche geologiche nell'eocene di Rosazzo e Noax (Udine). Giornale geol., 30, 199—213, tav. 15—16. Bologna.
- Cousin, M. 1970, Esquisse géologique des confins, italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. Bull. Soc. géol. Fr., 7, 12, 1036—1047. Paris.
- Dainelli, G. 1915, L'Eocene Friulano. Mem. geograph., 1—721, tav. 1—56, 1 geol. karta. Firenze.
- Dal Piaz, G. in Trevisan, L. 1956, Europe — Italia; V: Lexique stratigraphique international, 11. — C. N. R. S., 1—86, 5 prilozh. Paris.
- Deflandre, G. 1947, *Braarudosphaera* nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridés actuels à éléments composites. C. R. Acad. Sc., 225, 439—441. Paris.
- Deflandre, G. 1959, Sur les nannofossiles calcaries et leur systématique. — Rev. Micropaléont., 2, 127—152, pl. 1—4. Paris.
- Deflandre, G. in Fert, C. 1954, Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. Ann. Paléont., 40, 115—176, pl. 1—15. Paris.
- Drobne, K. in Pavlovec, R. 1969, Les faciès Paléocènes en Slovénie. III. simp. Dinar. asoc., 27—33. Zagreb.
- Engel, W. 1970, Die Nummuliten-Breccien im Flyschbecken von Ajdovščina in Slowenien als Beispiel karbonatischer Turbidite. Verh. Geol. B. A., 570—582. Wien.
- Fabiani, R. 1915, Il Paleogene veneto. Mem. Ist. geol. Univ., 3, 1—336, tav. 1—9. Padova.
- Fabiani, R., Leonardi, P., Kossmat, F. in Winkler, A. 1937, Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Tolmino 1:100 000. Uff. idrogr. Firenze.
- Feruglio, E. 1925, Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino. Bull. Assoc. Agraria Friul., 1—305, tav. 1—19, 1 karta. Udine.
- Gartner, S. Jr. 1968, Coccoliths and related calcareous nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas Arkansas. Univ. Kansas Paleontol. Contr. Art., 48, 1—56, pl. 1—28. Kansas.
- Gartner, S. Jr. 1971, Calcareous nannofossils from the Joides Blake Plateau cores and revision of Paleogene nannofossil zonation. Tulane Stud. Geol., 8, 101—121, pl. 1—5. New Orleans.

Gnaccolini, M. 1968, Sull'origine dell «conglomerato pseudocretaceo» di Vernasso (Cividale del Friuli). Riv. Ital. Pal. Strat., 74, 1233—1254, tav. 97—100. Milano.

Gohrbandt, K. 1963, Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. Mitt. Geol. Gesell., 56, 1—116, Taf. 1—11. Wien.

Gospodarič, R., Kolosváry, G., Pavlovec, R. in Proto Decima, F. 1967, Über Entstehung und Alter der Paläogensichten im Pivka-Becken bei Poštojna. Anzeiger Österr. Akad. Wiss., 1—25. Wien.

Gran, H. H. in Braarud, T. 1935, A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and the Gulf of Maine. J. Biol. Board Canada, 1, 279—467. Montreal.

Grassé, P. P. 1952, Traité de Zoologie. Masson, Paris, 1, 439—470. Paris.

Hacquet, B. 1878, Oryctographia Carniolica oder Physikalische Erdbeschreibung des Herzogtums Krain, Istrien und zum Theil der benachbarten Länder. pp. 1—186, Taf. 1—13. Leipzig.

De La Harpe, P. 1881—1883, Étude des Nummulites de la Suisse et révision des espèces éocènes des genres *Nummulites* & *Assilina*. Mém. Soc. Pal. Suisse: I, 7, 1—104, pl. 1—2 (1881); II, 8, 105—140 (1881); III, 10, 141—180, pl. 3—7 (1883). Genève.

Haq, B. U. 1971, Paleogene calcareous nannoflora. Part I: The Paleocene of West-Central Persia and the Upper Paleocene-Eocene of West Pakistan. Stockholm Contr. Geol. 25, 1—56, pl. 1—14. Stockholm.

Hay, W. W. 1964, Utilisation stratigraphique des Discoasteridés pour la zonation du Paléocène et de l'Eocène inférieur. Mem. B. R. G. M. (Coll. Paléogène 1962), 28, 885—889. Bordeaux.

Hay, W. W. in Mohler, H. P. 1967, Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Early Eocene correlation. J. Paleont., 41, 1505—1541, pl. 196—206. Tulsa.

Hay, W. W., Mohler, M. P., Roth, P. H., Schmidt, R. R. in Boudreau, J. E. 1967, Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antilles Area and Transoceanic Correlation. Transact. Gulf. Coast Ass. Geol. Soc., 17, 428—480, pl. 1—13.

Hay, W. W., Mohler, H. P. in Wade, M. E. 1966, Calcareous nannofossils from Nal'chik (Northwest Caucasus). Eclogae Geol. Helvet., 59, 379—399, pl. 1—13, Basel.

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

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

De Hornibrook, N. B. 1958, New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary Foraminiferal Zones and some overseas Correlations. Micropaleontology, 4, 25—38, pl. 1, tab. 1—2. New York.

Hottinger, L., Lehmann, R. in Schaub, H. 1964, Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranéen. Mém. B. R. G. M. (Colloque Paléogène, Bordeaux, 1962), 28, 611—652, tab. 2. Paris.

Kampfner, E. 1963, Coccolithineen-Skelettreste aus Tiefseeablagerungen des Pazifischen Ozeans. Ann. Naturhist. Mus. Wien, 66, 139—204, Taf. 1—9. Wien.

Kapellos, C. Ch. 1973, Biostratigraphie des Gurniflysches. Schweiz. Paläontol. Abh., 96, 1—128, Taf. 1—49. Basel.

Krašeninnikov, V. A., Muldini-Mamužić, S. in Džodžo-Tomić, R. 1968, Značaj planktonskih foraminifera za podjelu paleogena Jugoslavije i poredba s drugim istraženim područjima. Geol. vjesn., 21, 117—146. Zagreb.

Loeblich, A. R. in Tappan, H. 1957, Planctonic Foraminifera of Paleocen and Early Eocen Age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains, U. S. Nat. Mus. Bull., 215, 173—198. Washington.

Loeblich, A. R. in Tappan, H. 1964, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 1, 2. Univ. Kansas, Geol. Soc. Amer., 1—900. Kansas.

Luterbacher, H. P. 1964, Studies in some Globorotaliae from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. Eclogae geol. Helv., 57, 631—730, Fig. 1—134. Basel.

Luterbacher, H. P. in Premoli, J. S. 1964, Biostratigrafia del Limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale. Riv. Ital. Paleont., 70, 67—128, Tav. 2—7. Milano.

Marinelli, O. 1905, Osservazioni varie fatte durante un'escursione al Matajur (Friuli prealpino). In alto, 16.

Martini, E. 1958, Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (Coccolithophorida). I. Taxionomische Untersuchungen. Senckenberg. Leth., 39, 353—388, Taf. 1—6. Frankfurt.

Martini, E. 1969, Nannoplankton aus Latdorf (locus typicus) und weltweite Parallelisierung im oberen Eozän und unteren Oligozän. Senckenberg. Leth., 50, 117—159, Taf. 1—4, Frankfurt.

Martini, E. 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II Plankt. Conf., Roma 1970, 2, 739—785, pl. 1—4. Roma.

Martinis, B. 1951, Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio «Gorizia» 1:100 000. Uff. Idrogr. Mag. Acque, sez. geol. Padova.

Martinis, B. 1962, Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il T. Iudrio ed il F. Timavo (Friuli orientale). Riv. ital. paleont. strat., Mem. 8, 1—244, tav. 1—22, 9 prilog, 1 geol. karta. Milano.

Martinis, B. 1966, Prove di ampi sovrascorimenti nelle Prealpi Friulane e Venete. Mem. Ist. Geol. Min., 25, 1—35, tav. 1—8. Padova.

Melik, A. 1960, Slovensko Primorje. V: Slovenija II/4, 1—546, 5 prilog. Ljubljana.

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

Noel, D. 1970, Coccolithes crétacés. La Craie campanienne du Basin de Paris. Centre Nat. Rech. Sci. Paris, 129, pl. 1—48. Paris.

Pavlovec, R. 1961, Prispevek k poznavanju ljudskega poimenovanja eocen-skega fliša. Geogr. vestnik, 33, 153—164. Ljubljana.

Pavlovec, R. 1962, O presedimentaciji makroforaminifer v flišu. — Geologija, 7, 247—255. Ljubljana.

Pavlovec, R. 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred, 7, 419—556, 1 priloga. Ljubljana.

Pavlovec, R. 1966, Paleogene Strata in Goriška brda (Western Yugoslavia). Bull. sci., Conseil. Acad. Yougoslav., A, 11, 243—244, Zagreb.

Pavlovec, R. 1968, Paleogenske plasti v Sloveniji. Prvi kolokvij o geol. Dinardov, 1, 123—127. Ljubljana.

Pavlovec, R. 1969a, Remarks of the group *Nummulites laevigatus* s. l., with the description of the new species *Nummulites hagni*. Rocznik Polsk. tow. geol., 19, 251—263, tab. 47—50. Krakow.

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

Pavšič, J. 1971, Biostratigrafija laporjev na meji med kredo in terciarjem med Goriškimi brdi in Logaško planoto. Diplomsko delo (manuskript). Ljubljana.

Perch-Nielsen, K. 1968, Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Danemark. Biol. Skr., 16, 1—96, Taf. 1—32. Copenhagen.

Perch-Nielsen, K. 1971, Durchsicht tertiärer Coccolithen. Proc. II Planck. Conf., Roma 1970, 2, 939—979, Taf. 1—2. Roma.

Piccoli, G. in Proto Decima, F. 1969a, La sedimentazione clastica flyschoida del paleogene nel Veneto si è spostata nel tempo in prosecuzione con quella della costa orientale dell'Adriatico. III. simp. Dinar. asoci., 179—201. Zagreb.

Piccoli, G. in Proto Decima, F. 1969b, Ricerche biostratigrafiche sui depositi flyschoidi della regione adriatica settentrionale e orientale. Mem. Ist. Geol. Min., 27, 1—23, tav. 1—3. Padova.

Pirone, G. A. 1861, Cenni geognostici sul Friuli. Ann. Assoc. Agraria Friul., 4, 259—299, 1 karta. Udine.

Postuma, J. A. 1971, Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publ. Comp., 1—420. Amsterdam-London-New York.

Proto Decima, F. in Todesco, L. 1968, Observations sur le Nannoplankton de la coupe de Passagno. V: M. B. Cita, Guide de l'excur. Ital., coll. Eoc., 73—75. Milano.

Reinhardt, P. 1965, Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 7, 30—40, Taf. 1—3. Berlin.

Roth, P. H. 1970, Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. Eclogae Geol. Helv., 63, 799—881, pl. 1—14. Basel.

Said, R. in Kenawy, A. 1956, Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminifera from northern Sinai, Egypt. Micropaleontology, 2, 105—173, pl. 1—7, New York.

Samuel, O. in Salaj, J. 1968, Microbiostratigraphy and Foraminifera. Geol. ústav. D. Stura, 1—232, pl. 1—31. Bratislava.

Schaub, H. 1951, Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenfylsches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. Schweiz. paläontol. Abh., 68, 1—222, Taf. 1—9, 1 tabela. Basel.

Schaub, H. 1962a, Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten-Arten, Eclogae geol. Helv., 55, 529—551, Taf. 1—8. Basel.

Schaub, H. 1962b, Contribution à la stratigraphie du Nummulitique de Véronais du Vicentin. Mem. Soc. geol. It., 3, 59—66. Pavia.

Schaub, H. 1963a, Zur Nummulitenfauna des Mitteleozäns von Sorde-l'Abbaye (Landes, Frankreich). Eclogae geol. Helv., 56, 973—999, Taf. 1—12. Basel.

Schaub, H. 1963b, Über einige Entwicklungsreihen von *Nummulites* und *Assilina* und ihre stratigraphische Bedeutung. Evol. Trends Foram., 282—297. Amsterdam.

Schaub, H. 1966a, Nummulitovje zoni i evolucione rjedi numulitov i assilin. Vopr. mikropal., 10, 298—301. Moskva.

Schaub, H. 1966b, Über die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo (Ober-Aragonen). Eclogae geol. Helv., 59, 355—377, Taf. 1—6. Basel.

Schindewolf, O. 1950, Grundfragen der Paläontologie. — pp. 1—506, Taf. 1—32. Stuttgart.

Scopoli, G. A. 1781, Res Naturales noviter detectae aut illustratae in itinere Goritensi. — Goritiae.

Seidl, F. 1913, Geološki izprehodi po Goriškem. Soc. matica, 1—40. Gorica.

Stache, G. 1920, Geologische Spezialkarte... Görz und Gradisca. 1:75 000. Wien.

Stradner, H. 1959a, First report of the Discoasters of the Tertiary of Austria and their stratigraphic use. Proc. Fifth World Petrol. Congr., 1, 1081—1085. New York.

Stradner, H. 1959b, Die fossilen Discoasteriden Österreichs. II Teil. Erdoel-Z., 75, 472—488. Wien.

Stradner, H. 1961, Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. Erdoel-Z., 77, 77—88. Wien.

Subbotina, N. N. 1971, Fossil Foraminifera of the USSR, Globigerinidae, Hantkeninidae und Globorotaliidae. Prevod iz ruščine, 1—321. London in Wellingborough.

Sullivan, F. R. 1964, Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges. I. Paleocene. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 44, 163—227, pl. 1—12. Berkeley.

Sullivan, F. R. 1965, Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges. II. Eocene. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 53, 1—75, pl. 1—11. Berkeley.

Šribar, L. 1965, Meja med krednimi in terciarnimi skladi v Goriških brdih. Geologija, 8, 121—129, tab. 1—3. Ljubljana.

Tan Sin Hok 1927, Discoasteridae incertae sedis. Proc. Sect. Sc. K. Akad. Wet. Amsterdam, 30, 411—419. Amsterdam.

Taramelli, T. 1869, Sopra alcuni Echinidi cretacei e terziari del Friuli. Atti R. Ist. Veneto, 3, 1—39, t. 1—2. Venezia.

Taramelli, T. 1870, Sulla formazione eocaenica del Friuli. Atti Acc. Sc. Lett. Art., 2, 37—53, tav. 1. Udine.

Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotektonische Forschungen, 21, 1—156. Stuttgart.

Vekshina, V. N. 1959, Coccolithophoridae of the Maastrichtian deposits of the West siberian lowland. Trudy Sibir. nauč. issled. Inst. geol. geofiz. min., 2, 58—61, tab. 1—2. Leningrad.

Venzo, A. G. in Brambatti, A. 1969, Prime osservazioni sedimentologiche sul Flysch Friulano. Studi trentino Sc. Nat. A, 46, 3—10. Trento.

De Zanche, V., Pavlovec, R. in Proto Decima, F. 1967, Mikrofavna in mikrofacies iz eocenskih flišnih plasti pri Ustju v Vipavski dolini, JZ Slovenija. Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razr. 10, 205—263, tab. 1—17. Ljubljana.

Zucchi-Stolfa, M. L. 1971, Contributo alla conoscenza della Paleontologia dei dintorni di Faedis (Udine). St. Trent. Sci. Nat., Sez. A, 48, 126—151. Trento.

Neobjavljeno delo — Unpublished work

Pavlovec, R. 1955, Numuliti in asiline iz okolice Vipolž ter njihova primerjava s favno iz sosednjih furlanskih nahajališč. Sklad BORISA KIDRIČA, 80 strani, 18 tabel in 14 prilog. Ljubljana.

Radioliti iz krednih skladov Slovenije II

Mario Pleničar

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

Avtor je opisal 10 rodov radiolitov z 11 vrstami z Nanosa in Tržaško-komenske planote. Ugotovil je, da so na območju Nanosa živel radioliti v mirnejši vodi kot na Tržaško-komenski planoti in da se zato favni obeh območij nekoliko razlikujeta. Za Tržaško-komensko planoto so značilni rodovi: *Gorjanovicia*, *Biradiolites*, *Radiolites*, *Distefanella* ter široke oblike rodov *Durania* in *Bournonia*. Za Nanos pa so poleg teh še značilne gladke lupine zastopnikov rodu *Sauvagesia* ter vitke in ozke lupine pripadnikov rodov: *Medeella*, *Apulites*, *Katzeria* in *Durania*.

Uvod

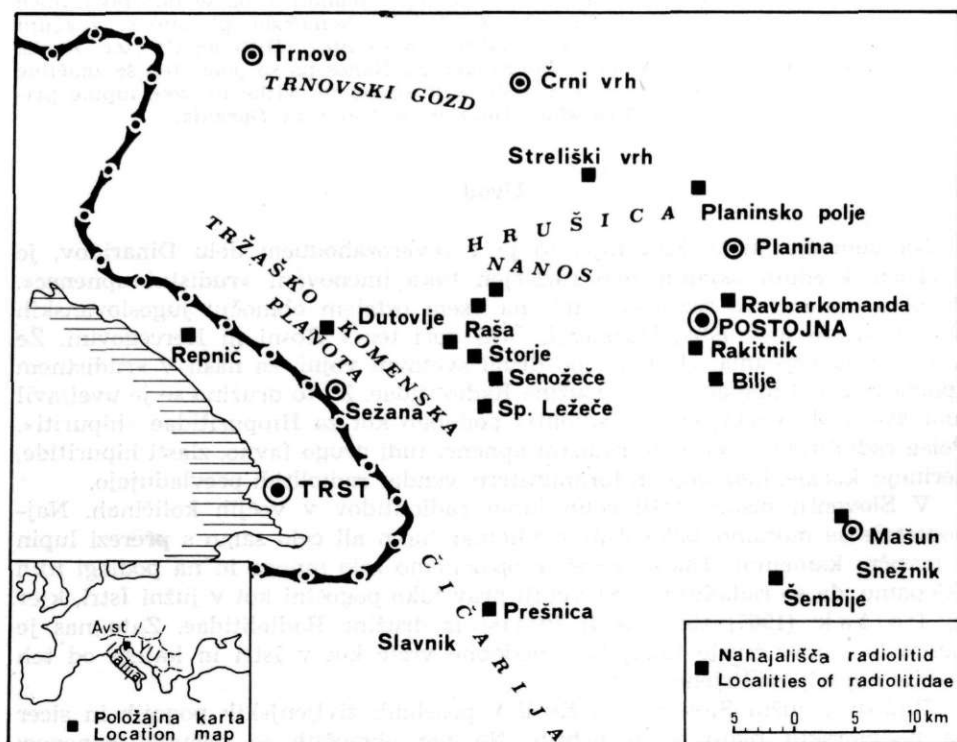
Na območju južne Slovenije, to je v severozahodnem delu Dinaridov, je v zgornjekrednih skladih zelo razširjen tako imenovani »rudistni apnenec«. Podobni apnenci so razširjeni tudi na vsem ostalem območju jugoslovanskih Dinaridov, to je v Istri, Dalmaciji, Črni gori ter v Bosni in Hercegovini. Že med obema vojnama, zlasti pa po drugi svetovni vojni, so našli v »rudistnem apnencu« zlasti mnogo vrst iz družine Radiolitidae. Za to družino se je uveljavil tudi krajši slovenski naziv »radioliti« podobno kot za Hippuritidae »hipuriti«. Poleg radiolitidov vsebujejo rudistni apnenci tudi drugo favno, zlasti hipuritide, nerineje, korale, hidrozoje in foraminifere, vendar radiolitidi prevladujejo.

V Sloveniji nismo našli celih lupin radiolitidov v večjih količinah. Najpogosteje se moramo zadovoljiti z odlomki lupin ali celo samo s prerezi lupin v matični kamenini. Takih prerezov opazujemo zelo mnogo in na podlagi njih sklepamo, da so radiolitidi v Sloveniji prav tako pogostni kot v južni Istri, kjer je Polšak (1967) zbral okoli 70 vrst iz družine Radiolitidae. Zato nas je zanimalo, ali so živele tukaj tudi podobne vrste kot v Istri in katere od teh so bile najbolj razširjene.

Rudisti v južni Sloveniji so živel v posebnih življenjskih pogojih in sicer na podmorskih platojih ali hrbtih. Na teh območjih je nastajal apnenec; v njem dobimo danes ostanke rudistov. Rudisti so bili na podmorskih platojih izpostavljeni močnemu gibanju vode in visoki aeraciji, kajti morje je bilo tu globoko le nekaj deset metrov.

V okviru te naloge sem že napisal razpravo o radiolitih Slovenije (Pleničar, 1973). V njej sem obdelal nekaj vrst radiolitidov Tržaško-komenske planote, postojnskega krasa in Notranjske. Po en primerek sem vzel tudi iz Bele krajine in iz Stranic pri Zrečah. To je bil orientacijski pregled radiolitidne favne. V tem drugem delu pa sem se sedaj omejil na primerjavo radiolitidne favne visokega krasa in paravtohtone cone. Neke primerjave obeh območij smo že prej poznali. Tako dobimo na Nanosu in na Tržaško-komenski planoti podobno razvit cenomanski apnenec s kaprinidami in hondrodontami, dalje senonski apnenec z enakimi vrstami hipuritidov ter s podobnimi eksogirami in keramosferinami. Le radiolitidne favne doslej nismo mogli povsem primerjati. To primerjavo naj pokažeta ta in prejšnja razprava iz leta 1973, katerih zaključke bom sedaj skupno povzel.

Tudi sedaj se zahvaljujem svojim kolegom, ki so mi pomagali nabirati skozi več let fosilni material. Mikroskopske preparate, obruse, fotografije in risbe je izdelal tehnični sodelavec na katedri za paleontologijo in geologijo FNT univerze v Ljubljani, tov. Marjan Grm. Za potrpežljivo in vestno delo se mu lepo zahvaljujem.



Sl. 1. Nahajališča radiolitid v jugozahodni Sloveniji

Fig. 1. Localities of Radiolitidae in southwestern Slovenia

OPIS FAVNE

Classis **LAMELLIBRANCHIATA**Ordo **Rudistae** Lam. 1819Familia **Radiolitidae** Gray 1868Genus **Praeradiolites** Douvillé 1902*Praeradiolites boucheroni* Bayle
var. *strobilus* Tavani

sl. 2

1908 *Praeradiolites boucheroni*; T o u c a s , A., p. 32, tab. 3, fig. 10—12.1949 *Praeradiolites boucheroni* Bayle var. *strobilus*; T a v a n i , G., p. 15—16, tab. 1, fig. 2.*Fosilni material*: del spodnje lupine, ki jo je našel geolog B u s e r na Hrušici.

Opis. Zunanje lamele so zelo redke in vložene druga v drugo. Sifonalna cona je ohranjena. Široka podolžna rebra so vidna tudi na delu lupine poleg sifonalne cone. Obe sifonalni brazdi sta le rahlo konveksno vdrti. Prirastne lamele so na sifonalnih brazdah upognjene navzgor proti komisuri. Medsifonalni prostor je razvit v obliki ozkega grebena, na katerem pa so prirastne lamele upognjene navzdol v obliki ozke gube. Sprednja sifonalna brazda *E* je nekoliko širša od zadnje sifonalne brazde *S*. Ligamentna guba je trikotna in kratka. Struktura lupine je prizmatska.

Podobnosti in razlike. Primerek je zelo podoben lupini iz Bur Hardaga v Somaliji, ki jo vidimo na tab. 1, fig. 2b v T a v a n i j e v e m delu iz leta 1949. Sifonalni coni sta skoraj identični pri obeh primerkih.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Ta vrsta oziroma varieteta je bila najdena na območju Bur Hardag v Somaliji v skladih zgornjega kampana in maastrichta. Naš primerek je našel geolog B u s e r na Hrušici severovzhodno od kmetije S k v a r č a , jugovzhodno od Črnega vrha nad Idrijo v apnencu, ki je označen na geološki karti Postojna (1963) kot turonsko-senonski apnenec.

Praeradiolites sp.

Sl. 3, 4, 5, 6

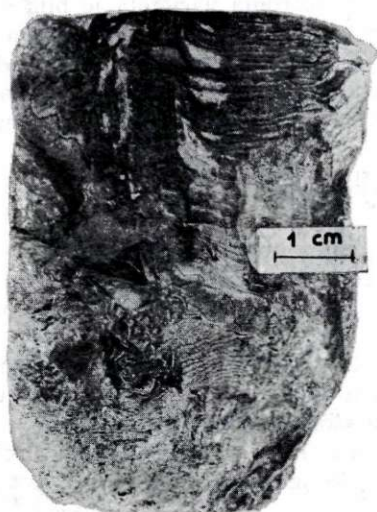
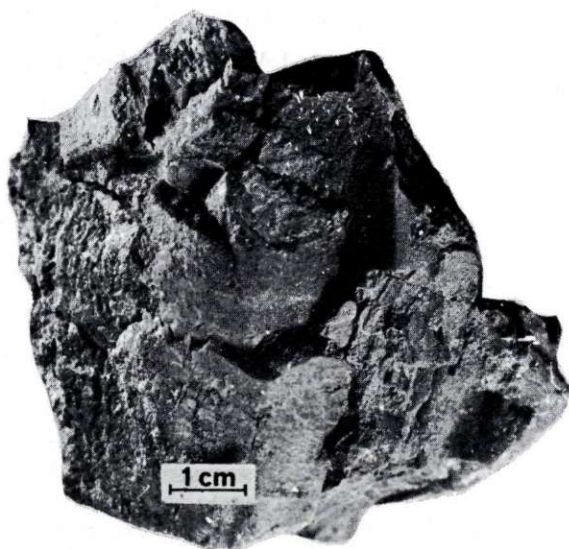
Fosilni material: delno ohranjena spodnja lupina z območja Bilja vzhodno od Prestranka pri Postojni (sl. 3). Sifonalna cona je v matični kamnini in ni vidna. Obe sifonalni brazdi sta vidni le v prečnem prerezu spodnje lupine (sl. 4).

Opis. Spodnja lupina je dolga okoli 8 cm in ima v zgornjem delu premer skoraj 4 cm. Lupina je valjasta in se v spodnjem delu zožuje. Zunanja skulptura lupine je iz tenkih lamel, ki so precej goste in vložene druga v drugo.

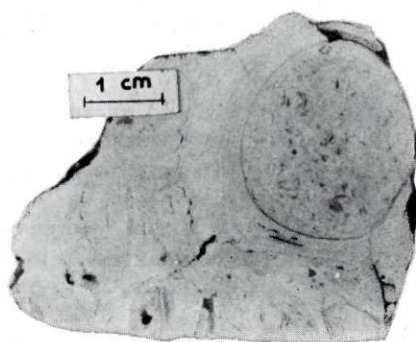
Sifonalna cona je iz dveh močnih grebenov, ki sta skoraj enako široka. Med njima je konkaven medsifonalni prostor, ki je zopet enako širok kot sifonalni grebeni.

Struktura lupine, ki je povprečno široka 8 mm, je prizmatska. Na sliki razločimo potek lamel na horizontalnem prerezu lupine. Med lamelami so prizme, ki imajo v horizontalnem prerezu poligonalno obliko. Mestoma so te prizme mrežasto, mestoma pa radialno usmerjene. Na sliki 5 sta vidna dva

Sl. 2 — Fig. 2
Praeradiolites boucheroni var. *strobilus* Tavani
 spodnja lupina, sifonalna
 cona, turon-senon,
 Hrušica — lower valve,
 siphonal side, Turonian-
 Senonian, Hrušica



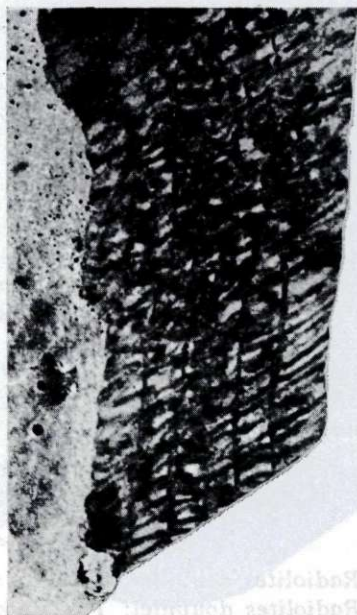
Sl. 3 — Fig. 3
Praeradiolites sp., spodnja lupina,
 turon-senon, Bilje — lower valve,
 Turonian-Senonian, Bilje



Sl. 4 — Fig. 4
Praeradiolites sp., prečni prerez čez
 spodnjo lupino, turon-senon, Bilje —
 transversal section through the lower
 valve



Sl. 5 — Fig. 5
Praeradiolites sp., horizontalni prerez čez spodnjo lupino, Bilje, 31 ×
 — transversal section through the lower valve, Bilje, 31 ×



Sl. 6 — Fig. 6
Praeradiolites sp., radialni prerez čez spodnjo lupino, Bilje, 6,5 × — longitudinal section through the lower valve, Bilje, 6,5 ×

horizontalna prereza lamel v obliki dveh temnejših prog med poligonalnimi prizmami. Še lepše vidimo lamele v horizontalnem prerezu celotne lupine na sliki 4. Na kardinalni strani lupine opazimo sledove ligamentne gube, ki je zelo drobna. Struktura obeh sifonalnih grebenov ni v prečnem prerezu nič drugačna kot v ostalem delu lupine.

Podobnosti in razlike. Primerek iz Bilja je podoben vrsti *P. toucasianus solagiensis* Astre, ki jo vidimo v Polšakovem delu iz l. 1967 na tab. 12, fig. 1, 2, 3. Vendar se od te vrste loči po močnejših sifonalnih grebenih. Morda gre tudi za novo vrsto, vendar ne moremo tega ugotoviti zaradi nepopolno ohranjene lupine.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerek je bil najden v turonsko-senonskem apnencu pri Bilju vzhodno od Prestranka pri Postojni poleg vrste *Durania adriatica* Polšak.

Genus *Sphaerulites* Delametherie 1805

Sphaerulites foliaceus Lamarck

Sl. 7, 8, 9, 10

1908 *Sphaerulites foliaceus*; Toucas, A., p. 53—54, tab. 9, fig. 2, 3.

Fosilni material: Zgornja in del spodnje lupine ter še en prerez spodnje lupine z območja Nanosa.

Opis. Obe lupini sta nizki in zelo široki. Zgornja lupina je rahlo konveksno vzbočena (sl. 7). Zgradba spodnje lupine je delno lamelasta, delno prizmatska. Zunanji del lupine je lamelast in postopno prehaja v notranjo prizmatsko plast. Vendar tudi prizmatska plast ni povsod enakomerno razvita, ampak so v njej vložki lamelaste zgradbe. Prehodi iz lamelaste v prizmatsko zgradbo so povsod postopni.

Na prečnem prerezu obeh spodnjih lupin je dobro viden kardinalni aparat. Zlasti lepo je viden na sliki 8. Ligamentna guba je ob koncu močno razširjena in v prečnem prerezu okrogla. Vidna sta prereza zob B' in B, ki segata iz zgornje lupine v spodnjo, prerez zoba N kakor tudi obeh miofornih ploščic mp in ma.

Sifonalna cona ni na nobenem od obeh primerkov ohranjena. Obe lupini sta na tem mestu poškodovani.

Podobnosti in razlike. Na prečnem prerezu sta spodnji lupini močno podobni primerkom na sliki 10 in risbi na sliki 15 v Toucasovem delu iz leta 1908.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Ta vrsta je značilna za cono s kapri-nidami, ihtiosarkolitesi in hondrodontami na Nanosu. Spada torej v cenomansko stopnjo. Tudi Toucas omenja v svojem delu, da je *S. foliaceus* značilna vrsta za horizont z *Ichthyosarcolites* cenomana Akvitanije in Provanse. Podobne primerke so našli v cenomanskih skladih Roquefort poleg vrste *Caprina adversa*.

Genus *Radiolites* Lamarck 1801

Radiolites douvillei Toucas

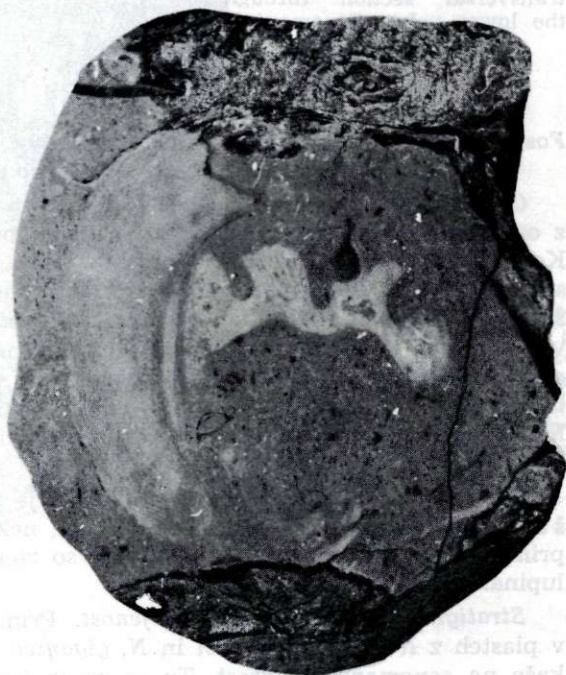
Sl. 11

1908 *Radiolites douvillei*; Toucas, A., p. 62, tab. 11, fig. 12, sl. v tekstu 30.

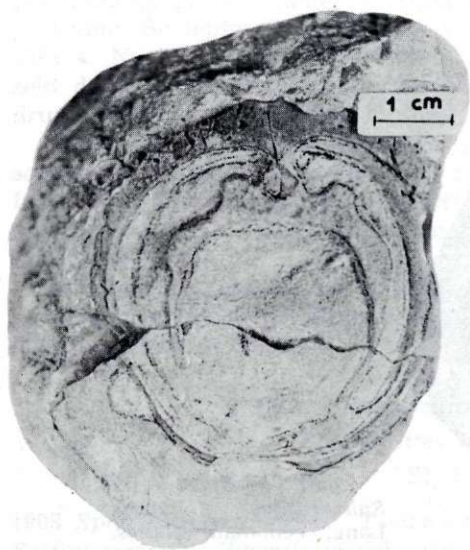
1967 *Radiolites douvillei*; Polšak, A., p. 61—62, tab. 31, fig. 3, 3a.



Sl. 7 — Fig. 7
Sphaerulites foliaceus
 Lam., cenoman, Nanos,
 zgornja lupina — Upper
 valve, Cenomanian, Na-
 nos



Sl. 8 — Fig. 8
Sphaerulites foliaceus
 Lam., prečni prerez čez
 spodnjo lupino, cenoman,
 Nanos — transversal
 section through the lo-
 wer valve, Cenomanian,
 Nanos



Sl. 9 — Fig. 9

Sphaerulites foliaceus Lam.,
prečni prerez čez spodnjo lupino,
cenoman, Nanos —
transversal section through
the lower valve, Cenomanian,
Nanos



Sl. 10 — Fig. 10

Sphaerulites foliaceus Lam., prečni
prerez čez spodnjo lupino, Nanos,
3,5 × — transversal section through
the lower valve, Nanos, 3.5 ×

Fosilni material. Leva in desna lupina z območja Nanosa. Desna lupina je delno ohranjena, in sicer sprednji del s sprednjo sifonalno brazdo.

Opis. Zgornja lupina je nekoliko vzbočena. Spodnja lupina je v primeri z ostalimi primerki, ki so obdelani v tej razpravi, precej velika in sploščena. Ker del lupine manjka, lahko samo ocenimo njeno pravo velikost. Premer v smeri sifonalna cona—ligament znaša verjetno 11 cm, prečno na to smer pa 9 cm. Višina ohranjene lupine je 9 cm. Ima redke zunanje lamele, ki so skoraj vertikalne in tesno stisnjene k lupini. Vzdolžne gube lamel so redke. Vzdolžna rebra so drobna in gosta. Sprednja sifonalna cona *E*, ki je ohranjena, je žlebasta in v njej je videti 5 močnejših podolžnih reber poleg številnih tanjših. Medsifonalni prostor je le delno ohranjen in ima obliko grebena. Ligamentna guba je kratka in trikotne oblike.

Podobnosti in razlike. Lupina z Nanosa je zelo podobna primerku v Polšakovem delu (1967) tab. 31, fig. 3, 3a, nekoliko pa tudi Toucas-ovemu primerku (1908) tab. 11, fig. 12. Zlasti so značilne redke lamele in sploščena lupina.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerek je bil najden na Nanosu v plasteh z *Neocaprina nanosi* in *N. gigantea* nad cerkvico sv. Hieronima, kar kaže na cenomansko starost. To se ne ujema z navedbami Toucasa, ki



Sl. 11 — Fig. 11

Radiolites douvillei Toucas, spodnja lupina s sprednjo sifonalno brazdo na desni strani slike, cenoman, Nanos — lower valve with the anterior siphonal band on the right side of the figure, Cenomanian, Nanos

daje to vrsto v koniak in Polšaka, ki jo je našel v santonsko-zgornjekampanskih plasteh polotoka Mrlere v Istri.

Bolj se ujema z navedbami Parone (1926), ki je našel primerke, podobne tej vrsti, v plasteh zgornjega cenomana in spodnjega turona pri Pazinu. Kaže, da se je pojavila ta vrsta že znatno prej kot je znano iz dosedanje literature in se je ohranila še v zgornjem senonu.

Radiolites lusitanicus (Bayle)

Sl. 12, 13

1908 *Radiolites lusitanicus*; Toucas, A., p. 62, tab. 11, fig. 10, 11, 11a.

1960 *Radiolites* cf. *lusitanicus*; Pleničar, M., p. 77—78.

1967 *Radiolites lusitanicus*; Polšak, A., p. 59, tab. 21, fig. 1—7, tab. 28, fig. 1—9, tab. 29, fig. 1—7.

Fosilni material: spodnja lupina iz Mašuna na Snežniku.

Opis. Lupina je 5 cm dolga. Je cilindrično konična. Vrh je erodiran. Stene lupine so prizmatične in na sifonalni strani močno stanjšane. Ligamentna guba je trikotna in kratka, vendar lepo ohranjena. Delno je ohranjen tudi kardinalni aparat (sl. 13).

Zunanja stran lupine je živahno ornamentirana. Vidne so drobne in goste prirastne lamele, ki so kot tulci vložene druga v drugo. Vendar so lamele različno debele. Poševno se dvigajo proti komisuri. Delno so nagubane in tako tvorijo zaobljena rebra. V sifonalni coni so lamele obrnjene navzgor, sicer pa je ta cona izražena z dvema močnima in ozkima gubama, ki se na lupini lepo vidita. Medsifonalni prostor je nekoliko zabrisan, ker je lupina tam preperela (sl. 12).

Podobnosti in razlike. Lupina iz Mašuna je podobna primerku v Polškovem delu (1967). Tudi z opisom se obe dobro skladata. Medsifonalna cona je pri našem primerku nekoliko nejasna.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerek je bil najden v zgornjeturonskih skladih okolice Mašuna na Snežniku. To vrsto srečujemo še v zgornjeturonskih skladih Istre, pri Nabrežini blizu Trsta, v Grčiji, v zahodni Srbiji (okolica Počute), v Apeninih, v Pirenejih in na Portugalskem.

Radiolites praesauvagesi communis Polšak

Sl. 14, 15

1967 *Radiolites praesauvagesi communis*; Polšak, A., p. 63—64, tab. 32, fig. 1, 6, tab. 33, fig. 1—5.

Fosilni material: delno ohranjena spodnja lupina z delno vidno sifonalno cono.

Lupina je bila najdena severozahodno od Planinskega polja blizu Kališ.

Opis. Lupina je cilindrično konična. Prirastne lamele so lepo vidne. Zelo so tenke in goste. Rahlo so nagubane. Sifonalna cona je iz dveh grebenov z rahlo nagubanimi lamelami, ki so usmerjene proti komisuri. Medsifonalni prostor je konkaven in tu tvorijo lamele enostavno gubo, usmerjeno navzdol.

Na prečnem prerezu spodnje lupine opazujemo lahko prizmatično zgradbo lupine. Prizme so poligonalne. Vidne so vzporedno potekajoče in nagubane temne lise, ki predstavljajo horizontalni prerez prirastnih lamel (sl. 14). Radialno lego prizem težko opazimo, čeprav bi delno lahko govorili o taki raz-

poreditvi. Prizme so v horizontalnem prerezu sorazmerno pravilne (sl. 15). Neodvisno potekajo od temnih lis, ki predstavljajo horizontalne prereze prirastnih lamel.

Podobnosti in razlike. Zunanja ornamentacija lupine je močno podobna Polšakovemu primerku na tabli 33, fig. 2. Žal Polšak ne govori o strukturi lupine, zato s tega vidika primerjava ni možna.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerke te vrste smo našli v turonsko-senonskem apnencu na območju Kališ (Smrečnica) severozahodno od Planinskega polja. Polšak omenja še nahajališče v Istri.

Radiolites cf. squamosus d'Orb.

Sl. 16—23

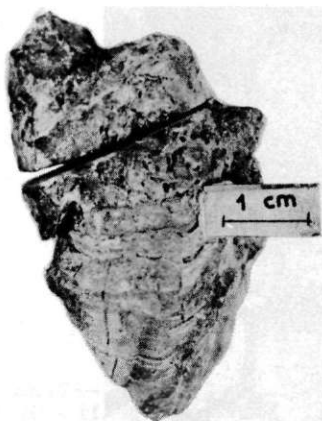
1935 *Radiolites squamosus*; Milovanović, B., p. 223—259, tab. 17, fig. 1. *Fosilni material:* več prerezov spodnjih lupin z območja Nanosa. Izbral sem si

tri horizontalne prereze in dal izdelati iz njih tudi mikroskopske preparate.

Opis. Horizontalni prerezi lupin imajo premere 2,5 do 3 cm. Iz teh prerezov sklepamo, da imajo lupine sorazmerno močna zunanja rebra. Ligamentna guba je trikotna in zelo kratka, da jo komaj opazimo. Tudi sifonalna cona je šibko razvita. Na strani sifonalnih brazd je lupina znatno tanjša (2 mm) kot na kardinalnem delu (6 mm).

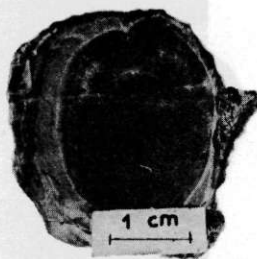
Zanimiva je struktura lupine, ki jo vidimo v horizontalnem prerezu na slikah 18 do 23.

Prvi prerez je napravljen na kardinalnem delu lupine. Manjša povečava (sl. 18) kaže strukturo lupine v vsej širini. Interna plast je prekrstaljena. Debeli prizmatska plast sestoji iz poligonalnih prizem raznih velikosti. Čez prizme potekajo zelo številne temne proge, ki ne vplivajo na zgradbo sten



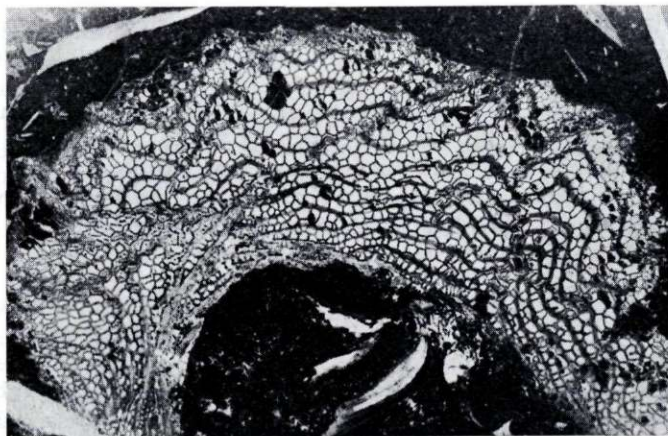
Sl. 12 — Fig. 12

Radiolites lusitanicus (Bayle), spodnja lupina, sifonalna cona, zgornji turon, Mašun — lower valve, siphonal side, Upper Turonian, Mašun



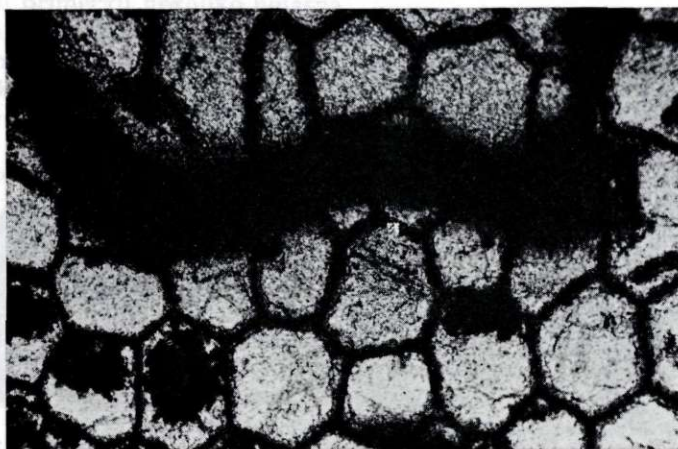
Sl. 13 — Fig. 13

Radiolites lusitanicus (Bayle), isti primerek kot na sliki 12, prečni prerez spodnje lupine — the same valve as in the Fig. 12, transversal section through the lower valve



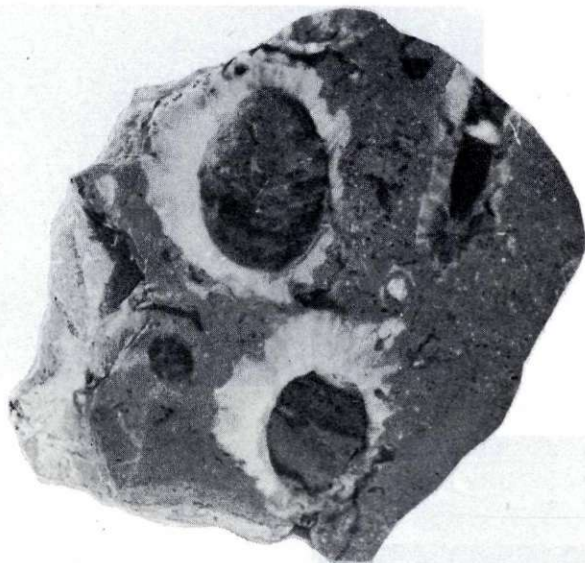
Sl. 14 — Fig. 14

Radiolites praesauvagesi communis Polšak, prečni prerez čez spodnjo lupino, turon-senon, Planinsko polje, $3,5\times$ — transversal section through the lower valve, Turonian-Senonian, Planinsko polje, $3,5\times$



Sl. 15 — Fig. 15

Radiolites praesauvagesi communis Polšak, prečni prerez čez spodnjo lupino (detajl slike 14), $31\times$ — transversal section through the lower valve, detail of the Fig. 14, $31\times$



Sl. 16 — Fig. 16

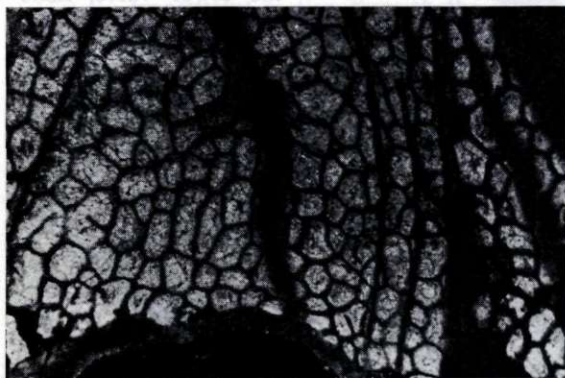
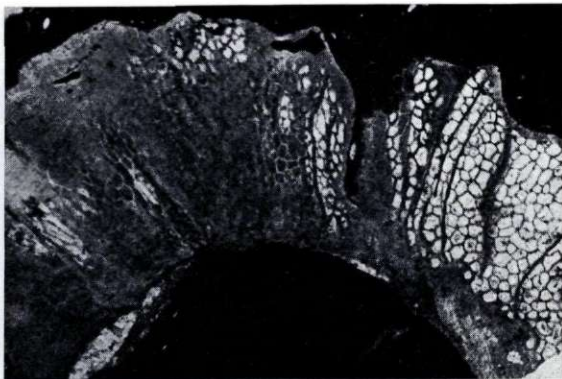
Radiolites cf. *squamosus*
d'Orb., dva prečna pre-
reza spodnje lupine, se-
non, Nanos — two trans-
versal sections through
the lower valve, Seno-
nian, Nanos



Sl. 17 — Fig. 17

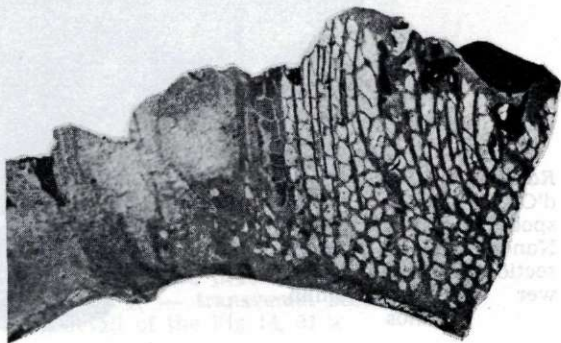
Radiolites cf. *squamosus*
d'Orb., prečni prerez
spodnje lupine, senon,
Nanos — transversal
section through the lo-
wer valve, Senonian,
Nanos

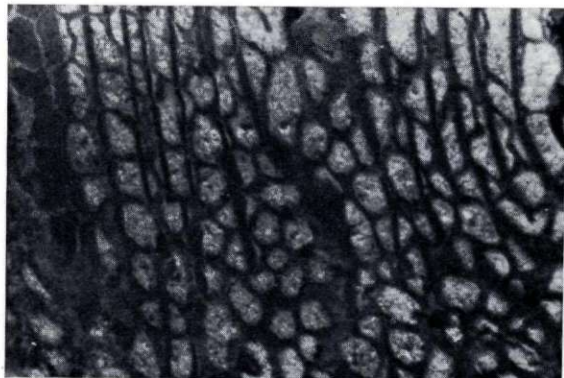
Sl. 18 — Fig. 18
Radiolites cf. *squamosus*
 d'Orb., prečni pre-
 rez lupine, Nanos, $3,5\times$
 — transversal section
 through the lower valve,
 Nanos, $3,5\times$



Sl. 19 — Fig. 19
Radiolites cf. *squamosus*
 d'Orb., detajl slike 18,
 $10,5\times$ — detail of the
 Fig. 18, $10,5\times$

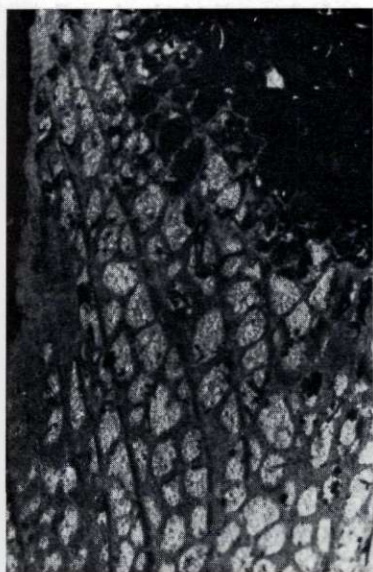
Sl. 20 — Fig. 20
Radiolites cf. *squamosus*
 d'Orb., prerez sp. lupine
 s slike 16, $3,8\times$ — trans-
 versal section of the lo-
 wer valve on the Fig. 16,
 $3,8\times$





Sl. 21 — Fig. 21
Radiolites cf. squamosus
 d'Orb., detalj slike 20,
 10,5 × — detail of the
 Fig. 20, 10.5 ×

Sl. 22 — Fig. 22
Radiolites cf. squamosus
 d'Orb., prečni prerez lu-
 pine s slike 17, 4,5 ×
 — transversal section
 through the valve in the
 Fig. 17, 4.5 ×



Sl. 23 — Fig. 23
Radiolites cf. squamosus d'Orb., detalj s sli-
 ke 22, 10,5 × — detail of the Fig. 22, 10.5 ×

prizem kot tudi ne na potek samih prizem. Proge potekajo radialno in ne koncentrično kot pri drugih vrstah radiolitov. Ločimo dvoje vrst prog: prve so ostro omejene in tenke, druge so širše in nimajo ostrih mej. Na slikah vidimo tudi zunanjo ali kortikalno plast; njene strukture ni mogoče ugotoviti.

Podobno opazujemo na prerezu druge lupine. Na spodnji strani slike 20 še bolje vidimo mejo med notranjo in debelo prizmatično plastjo ter zunanjo ali kortikalno plastjo. Del te lupine je že močno prekristaljen (leva stran slike 20). Vidimo radialno potekajoče, deloma plamenasto zavite temne proge. Povečava na sliki 21 kaže, da tudi tu temne proge ne prekinjajo prizem.

Na prerezu tretje lupine je na sliki 22 sicer videti notranjo plast, vendar je zelo tenka in se zdi, kot bi prizmatska plast segala skoraj do notranjega dela lupine. Zunanji del te lupine so spužve močno nagrizle.

Podobnosti in razlike. Notranjo zgradbo lupine imajo naši primerki zelo podobno zgradbi primerka vrste *R. squamosus*, podanega na tab. 17, fig. 1 v Milovanovičevem delu iz leta 1934. Naše lupine so manjše.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerke smo našli na južnem pobočju Nanosa v senonskih skladih. Vrsta *R. squamosus* je razširjena še v senonskih skladih Srbije, Španije in Francije.

Radiolites sp.

Sl. 24, 25

Fosilni material: prečni prerez prekristaljene spodnje lupine z območja Štorij pri Sežani in spodnja lupina iz doline Raše na Tržaško-komenski planoti.

Opis. Na prečnem prerezu spodnje lupine prvega primerka je videti široko in kratko trikotno ligamentno gubo, nad katero je tudi lupina konkavno vdrti v obliki žleba. Na sifonalni strani je lupina tanjša. Sifonalnima brazdama na zunanji strani lupine ustrezata dva komaj opazna psevdostebrička na notranji strani lupine. Kardinalni aparat ni ohranjen.

Drugi primerek je lupina brez jedra, ki je preperelo in padlo iz lupine. Zato je ta lupina sedaj votla, kar je redek primer med radiolitidi z območja Slovenije. Zunanja stena lupine je močno preperela. Struktura je slabo vidna, ker je lupina že delno prekristaljena. Vendar na mikroskopskem preparatu prečnega prereza lupine opazimo prizmatsko zgradbo (sl. 25). Sestoji iz poligonalnih prizem, katerih stene so že v razpadu. Lepo je ohranjena drobna ligamentna guba, ki je v prečnem prerezu na koncu razširjena in ostro odrezana, podobno kot pri nekaterih vrstah rodu *Gorjanovicia*. Vendar imajo vrste iz rodu *Gorjanovicia* lamelasto zgradbo lupine. Torej imamo tu opravka z rodnom *Radiolites*.

Stratigrafski položaj. Prvi primerek je bil najden pri kmetiji Majceni pri Štorjah jugovzhodno od Sežane, drugi v dolini Raše. Oba sta torej s Tržaško-komenske planote. Oba sta bila najdena v apnencu senonske starosti.

Subgenus *Radiolitella* Douvillé 1904

Radiolitella cf. *forojuliensis* Pirona

Sl. 26, 27, 28

1904 *Radiolitella forojuliensis*; Douvillé, H., p. 535—537, tab. 14, fig. 1, 2, 3.



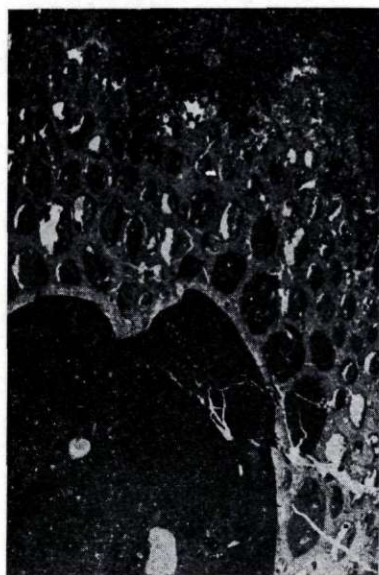
Sl. 24 — Fig. 24

Radiolites sp., prečni prerez spodnje lupine, senon, Štorje — transversal section through the lower valve, Senonian, Štorje

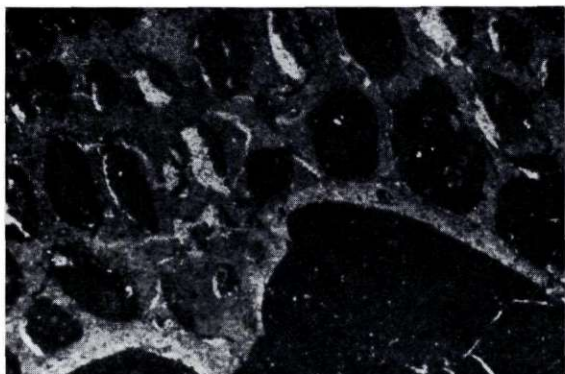
Sl. 25 — Fig. 25
Radiolites sp., prečni prerez spodnje lupine, senon, Raša, 16 × — transversal section through the lower valve, Senonian, Raša, 16 ×



Sl. 26 — Fig. 26
Radiolitella forojuliensis
 Pirona, prečni prerez
 spodnje lupine, senon,
 Nanos — transversal
 section through the lo-
 wer valve, Senonian,
 Nanos



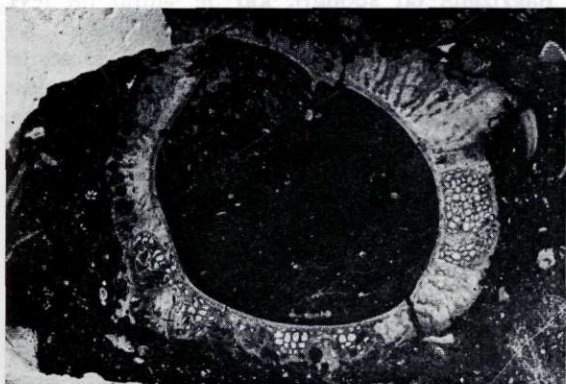
Sl. 27 — Fig. 27
Radiolitella forojuliensis Pirona, prečni
 prerez lupine s slike 26, $4,4\times$ — transversal
 section through the valve on the Fig. 26.
 $4,4\times$



Sl. 28 — Fig. 28
Radiolitella forojuliensis
 Pirona, detajl s slike 27,
 10,5 × — detail of the
 Fig. 27, 10,5 ×



Sl. 29 — Fig. 29
Radiolitella n. sp., prečni pre-
 rez spodnje lupine, senon Stor-
 je — transversal section
 through the lower valve, Se-
 nonian, Storje



Sl. 30 — Fig. 30
Radiolitella n. sp. isti
 prerez kot na sliki 29,
 3 × — the same section
 as in the Fig. 29, 3 ×

Fosilni material: prečni prerez desne lupine z območja Nanosa na robu planote ob cesti Podnanos—Nanos, blizu opuščene cestarske hiše.

Opis. V prečnem prerezu je lupina ovalna z daljšo osjo 2,4 cm in krajšo 1,8 cm. Na prerezu je vidno, da ima lupina posebno na ligamentnem delu oglata rebra. Na ligamentnem delu je tudi lupina znatno debelejša kot na sifonalnem delu (sl. 26). Zunanja plast lupine sestoji iz močnih poligonalnih prizem s skoraj zaobljenimi ogli. Stene med prizmami so precej debele (sl. 27 in 28).

Izrazito razvita ligamentna guba ima precej nepravilno trikotno obliko. Tudi ligamentna guba je zgrajena iz prizem, ki pa so delno prekrstljene (sl. 27 in 28). Sifonalna cona ni izrazita.

Podobnosti in razlike. Primerek z Nanosa je nekoliko podoben vrsti *Radiolitella maestrichtiana* Pejović z območja Črne gore (Pejović 1968) in kaže vse značilnosti vrste *maestrichtiana* razen večjih prizem, iz katerih sestoji lupina in večje ligamentne gube. Pri nanoškem primerku so prizme in ligamentna guba vsaj trikrat večji. Mnogo bolj se zato naš primerek približuje Douvillé-jevi vrsti *forojuliensis* tako po velikosti ligamentne gube kot tudi po velikosti in obliki prizem, ki jih Douvillé imenuje še kanale.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Vrsto *Radiolitella* cf. *forojuliensis* dobimo v senonskih skladih na robu nanoške planote. Po Douvilléju spada ta vrsta v maestricht. Razen na Nanosu je bila najdena na Medejskem hribu severovzhodno od Trsta (Colle di Medea).

Radiolitella n. sp.

Sl. 29, 30, 31

Fosilni material: prerez desne lupine, najden pri kmetiji Majceni severovzhodno od Štorij pri Sežani.

Opis. Lupina je valjasta. Na horizontalnem prerezu je ovalna s premerom 10 × 12 mm. Srednja plast lupine sestoji iz poligonalnih prizem, ki so še nekoliko zaobljene in nepravilno razvrščene. Od doslej znanih vrst rodu *Radiolitella* ima ta nova vrsta najbolj drobne prizme. Pretežni del lupine je že prekrstljen, zato so prizme vidne le še na nekaterih območjih (sl. 29). Lupina našega primerka je tudi precej nagrizena od spongij, kar je vidno na levi strani slike 30 v obliki večjih kavern. Podobne kaverne pa vidimo tudi na sifonalnem in ligamentnem delu lupine. Na zunanji in notranji strani osrednje plasti v lupini je še posebna tenka plast. Na večji povečavi prereza lupine (sl. 31) lahko ti dve plasti bolje vidimo. Notranja je bila verjetno sestavljena iz ene vrste prizem, ki pa so sedaj že skoraj popolnoma prekrstljene.

Ohranjena je tudi prav drobna ligamentna guba, ki izhaja iz notranje plasti lupine, je torej del notranje plasti. Ostali deli sklepa niso ohranjeni.

Sifonalna cona je delno ohranjena. Sifonalni greben *E*, ki leži nasproti ligamentne gube, ima obliko močnejšega rebra. Na notranji strani lupine je tam konkavna vdolbina. Sifonalni greben *S* komaj opazimo. Leži na levi strani slike 30 na območju osmih kavern, ki so jih izvrtale spongije. Na notranji strani lupine tudi tam opazimo konkavno vdolbino, vendar šibkejšo kot pri grebenu *E*.

Podobnosti in razlike. Novi vrsti nisem dal posebnega imena, ker je primerek precej slabo ohranjen. Lupino so spužve močno prizadele. Domnevamo lahko, da je bila lupina na ligamentni strani precej debela in da so bila tam močna zunanja rebra, kar se le delno vidi na našem primerku.

Nova vrsta ima tudi izredno majhne dimenzije. Prizme, ki gradijo lupino, so bolj drobne kot pri naših doslej znanih vrstah *R. forojuliensis*, *R. maestrichtiana* in *R. mirabilis*. Po velikosti prizem se približuje celo rodu *Apulites*, od katerega pa se loči po nepravilno razporejenih prizmah in po ligamentni gubi, ki je pri rodu *Apulites* ne opazimo.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Ta nova vrsta je bila doslej najdena le na območju Štorij pri Sežani v senonskem apnencu.

Genus *Durania* Douvillé, 1908

Durania adriatica Polšak

Sl. 32 (levo) in 33—37

1967 *Durania adriatica*; Polšak, A., p. 96—98, tab. 59, fig. 2, 3, tab. 60, fig. 1—4, sl. v tekstu 26.

Fosilni material: desna lupina, ki je prirasla na še en primerek neke druge vrste rodu *Durania* iz Bilja pri Prestranku.

Opis. Zunanja ornamentacija lupine je sicer že nekoliko preperela, vendar še vedno opazimo sledove prirastnih lamel ter drobna in številna podolžna rebra. Sifonalna cona je delno ohranjena in na podlagi tega lahko ugotovimo močni sifonalni brazdi s konveksnim medsifonalnim prostorom. Ligamentna guba ni razvita.

Struktura lupine je prizmatična. V horizontalnem prerezu potekajo prizme v nagubanih pasovih. Med prizmami so vidne tenke temne proge, ki potekajo tudi čez same prizme. To so prerezi prirastnih lamel.

Podobnosti in razlike. Lupina iz Bilj je zelo podobna primerkom, ki jih opisuje Polšak, le da je naš primerek manjši od istrskih. Premer lupine znaša $3,8 \times 4,8$ cm, medtem ko navaja Polšak premer tudi do 7 cm.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerek je bil najden na državnem posestvu Bilje, vzhodno od Prestranka v zgornjekrednih skladih turonsko-senonske stopnje. Polšak navaja za to vrsto starost zgornji turon (3. cenocon). Vrsta je razširjena še na območju južne Istre.

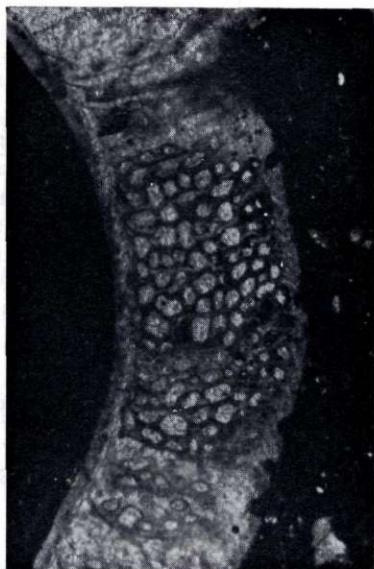
Durania sp.

Sl. 32 (desno) in 38—42

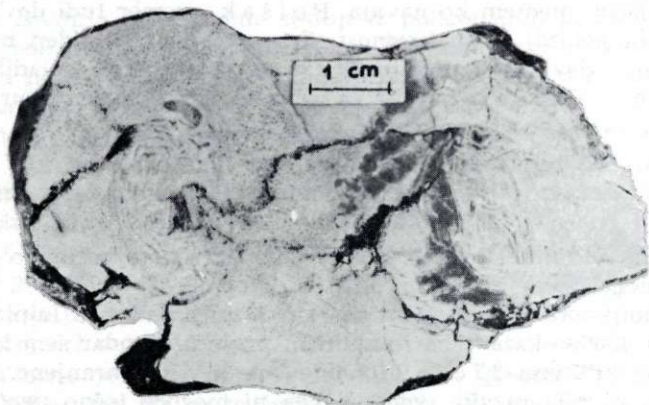
Lupina vrste *Durania adriatica* Polšak je zrasla skupaj z lupino *Durania* sp., ki je nisem mogel točneje determinirati (sl. 32b).

Opis. Zunanja ornamentacija lupine je skoraj uničena. Lupina je delno prekrstljena, kar se kaže v horizontalnem prerezu. Vendar sem lahko določil premer lupine, ki znaša 3,7 cm. Sifonalne brazde niso ohranjene. Ligamentna guba verjetno ni bila razvita, vendar tega ni mogoče točno ugotoviti zaradi delno prekrstljene lupine.

Lupina je široka 7—8 mm in se na sifonalnem delu močno zoži. Kardinalni del lupine je še najbolj ohranjen in tam sem lahko ugotovil zanimivo strukturo lupine. Na horizontalnem prerezu opazujemo prizmatično strukturo, ki se



Sl. 31 — Fig. 31
Radiolitella n. sp., detajl slike 30, 10,5 ×
 — detail of the Fig. 30, 10,5 ×

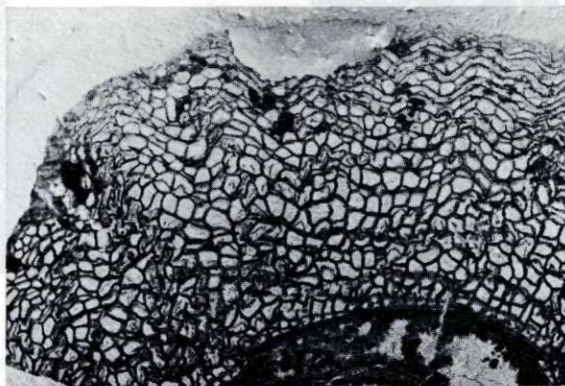


Sl. 32 — Fig. 32
Durania adriatica Polšak (levo — left), *Durania* sp. (desno — right), prereza spodnjih lupin, senon, Bilje — transversal section through the lower valves, Senonian, Bilje

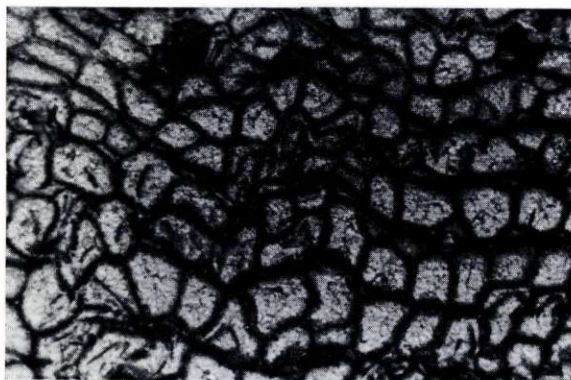


Sl. 33 — Fig. 33
Durania adriatica Polšak, ista spodnja lupina kot na sliki 32a — the same lower valve as on the Fig. 32a

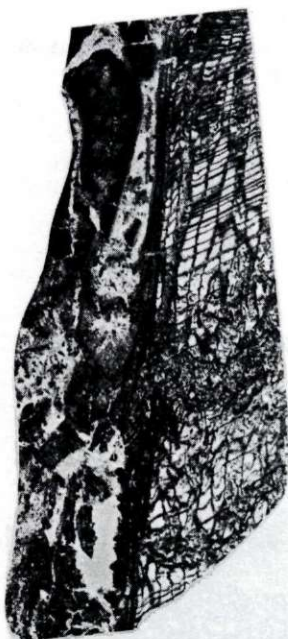
Sl. 34 — Fig. 34
Durania adriatica Polšak, prečni prerez lupine, $3,2\times$ — transversal section through the valve, $3,2\times$



Sl. 35 — Fig. 35
Durania adriatica Polšak, detajl slike 34, 10,5 — detail of the Fig. 34, 10.5 $\times$

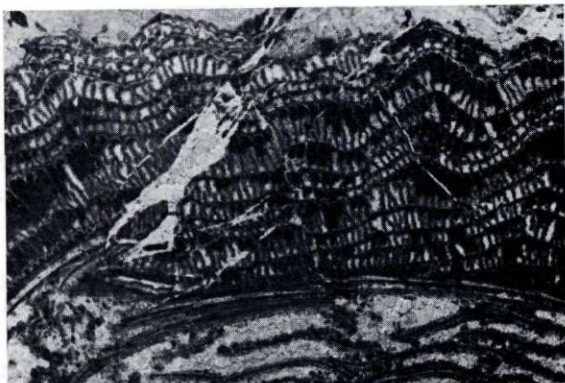


Sl. 36 — Fig. 36
Durania adriatica Polšak, radialni prerez lupine, 3,2 $\times$ — longitudinal section of the lower valve, 3.2 $\times$



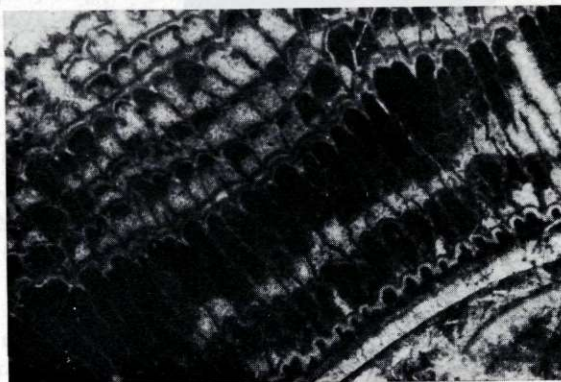
Sl. 37 — Fig. 37
Durania adriatica Polšak, tangencialni prerez lupine, 3,2 $\times$ — tangential section of the lower valve, 3.2 $\times$

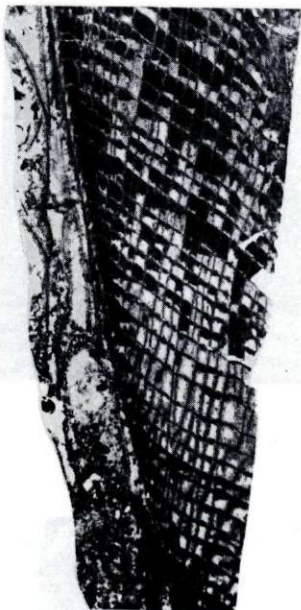
Sl. 38 — Fig. 38
Durania sp., prečni pre-
 rez spodnje lupine, se-
 non, Bilje, $3,8\times$ —
 transversal section
 through the lower valve,
 Senonian, Bilje, $3,8\times$



Sl. 39 — Fig. 39
Durania sp., detajl s sli-
 ke 38, $10,5\times$ — detail
 of the Fig. 38, $10,5\times$

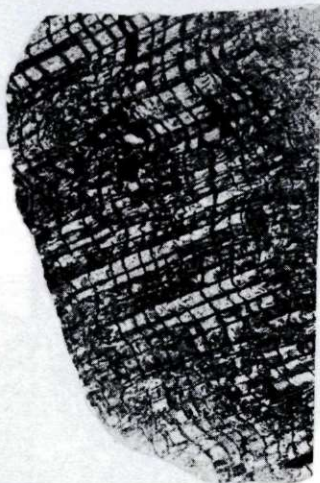
Sl. 40 — Fig. 40
Durania sp., detajl s sli-
 ke 38, $10,5\times$ — detail
 of the Fig. 38, $10,5\times$





Sl. 41 — Fig. 41
Durania sp., radialni prerez spodnje lupine, $3,2 \times$
 — longitudinal section through the lower valve,
 $3,2 \times$

Sl. 42 — Fig. 42
Durania sp., tangencialni prerez spodnje lupine,
 senon, Bilje, $3,2 \times$ — tangential section through
 the lower valve, Senonian, Bilje, $3,2 \times$



Sl. 43 — Fig. 43
Durania sp., prečni prerez spodnje lu-
 pine, senon, Nanos — transversal section
 through the lower valve, Senonian,
 Nanos

bistveno loči od prizmatične strukture pri drugih vrstah rodu *Durania*. Prizme so tu videti podolgovate in štirikotne. V smeri zunanje strani lupine so rahlo zaokrožene. Urejene so v vrstah, ki so zgubane v antiklinale in sinklinale. To so v bistvu prizme, iz katerih so sestavljene prirastne lamele. Te lamele so nagnjene proti notranjosti lupine podobno kot pri rodovih *Eoradiolites*, *Prae-radiolites*, *Radiolites* in pri vrsti *Durania praeblauaci* Polšak et Azéma. Pri ostalih vrstah rodu *Durania* ležijo prirastne lamele navadno horizontalno ali skoraj horizontalno (subhorizontalno). V prečnem prerezu lupine so prizme videti poligonalne (peterokotne, šesterokotne itd.) in ne štirikotne kot pri našem primerku. Na podlagi teh razlik se približuje naš primerek vrsti *D. prae-blayaci*, ki jo je podrobno obdelal Polšak z območja Betskih Kordiljer v Španiji (1969).

Na sliki 40 vidimo na spodnji strani desno tudi »inicialne prizme« na notranji strani lupine, ki so subkvadratne in podobne nazobčanemu robu. Vse prizme so v horizontalnem prerezu radialno razporejene. V tangencialnem in radialnem prerezu lupine vidimo potek prizem v prirastnih lamelah pod drugimi zornimi koti (sl. 41, 42).

Podobnosti in razlike. Struktura lupine je do neke mere podobna nekaterim strukturam iz rodu *Radiolites* in *Praeradiolites*, vendar se loči od teh predvsem po velikosti prizem. Verjetno pripada rodu *Durania* in se močno približuje vrsti *D. praeblayaci*.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Ta primerek je bil najden na državnem posestvu Bilje vzhodno od Prestranka pri Postojni v zgornjekrednih skladih turonsko-senonske starosti skupno z *Durania adriatica*. Vrsti *D. praeblayaci* iz Betiških Kordiljer Španije pripada po Polšaku (1969) albiju. Že zaradi te časovne razlike bi težko uvrstili naš primerek k vrsti *praeblayaci*.

Durania sp. div.

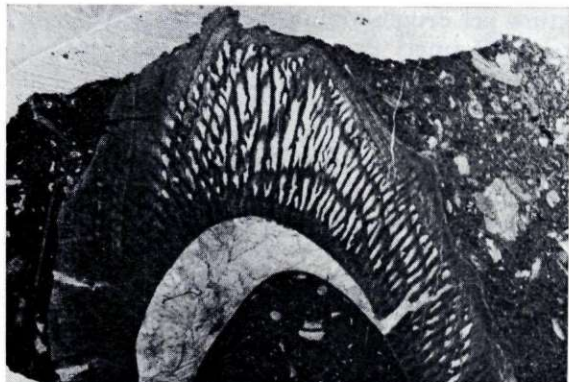
Sl. 43—53

Fosilni material: en prečni prerez spodnje lupine z Nanosa in trije s Tržaškomo-kenske planote.

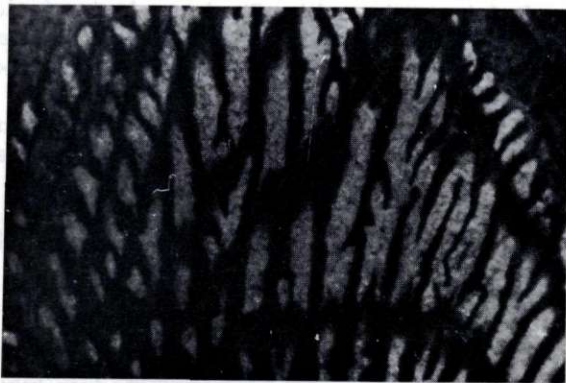
Opis. Prečni prerez spodnje lupine z Nanosa ni popolnoma pravokoten na podolžno os, ampak se temu prerezu močno približuje. Zato je kardinalni del lupine videti nekoliko preveč razširjen (sl. 43). S tega razširjenega dela je bil izdelan tudi mikroskopski preparat, ki ga kažeta sliki 44 in 45.

Struktura lupine je prizmatska z velikimi podolgovatimi prizmami in debelimi stenami, kar je za rod *Durania* značilno. Prizmatska zgradba lupine prehaja pri mnogih vrstah tega rodu v bližini sifonalne cone v lamelasto zgradbo. Posebno pogosto je to pri vrstah z velikimi prizmami in polomljenimi stenami. Če si ogledamo prerez lupine na sliki 43, vidimo, da tudi pri tem primerku prehaja prizmatska zgradba v lamelasto. Kardinalni del ima še prizmatsko zgradbo, sifonalni pa že popolnoma lamelasto. Prehod prizmatske v lamelasto strukturo je mogoče opazovati tudi na sliki 44, kjer je lupina povečana 3,1-krat.

Zelo se nagibljem mnenju, da je lamelasta struktura v mnogih primerih le prekrystaljena prizmatska struktura. To mnenje mi še posebej vsiljuje dejstvo, da je pri nekaterih radiolitidih pričela med prekrystaljenjem nastajati struk-



Sl. 44 — Fig. 44
Durania sp., prečni pre-
 rez čez kardinalni del
 spodnje lupine, Nanos,
 3,1 × — transversal sec-
 tion through the cardi-
 nal side, Nanos, 3.1 ×

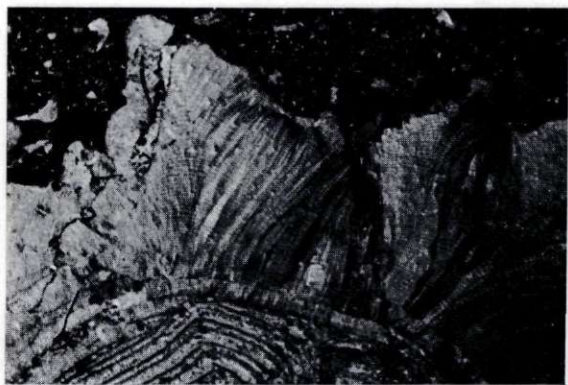
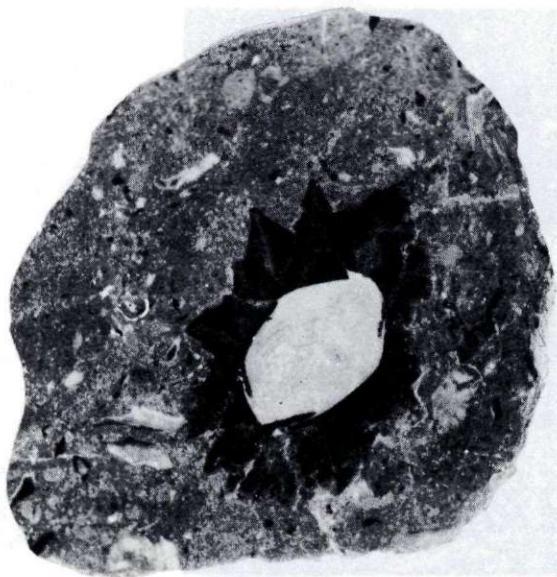


Sl. 45 — Fig. 45
Durania sp., detajl slike
 44, 10,5 × — detail of
 the Fig. 44, 10.5 ×

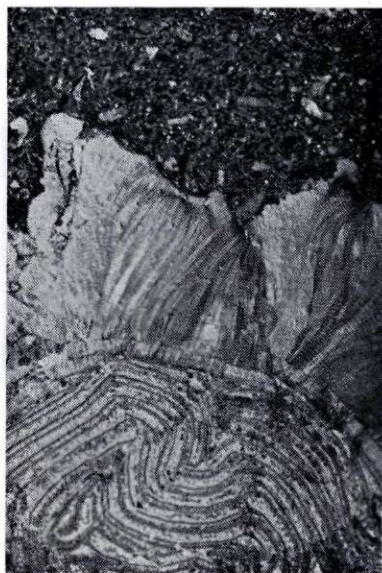


Sl. 46 — Fig. 46
Durania sp., prečni pre-
 rez spodnje lupine, se-
 non, Dutovlje — trans-
 versal section through
 the lower valve, Seno-
 nian, Dutovlje

Sl. 47 — Fig. 47
Durania sp., prečni pre-
rez spodnje lupine, se-
non, Štorje — transvers-
sal section through the
lower valve, Senonian,
Štorje



Sl. 48 — Fig. 48
Durania sp., prečni pre-
rez lupine s slike 47, 4 ×
— transversal section
through the valve from
the Fig. 47, 4 ×

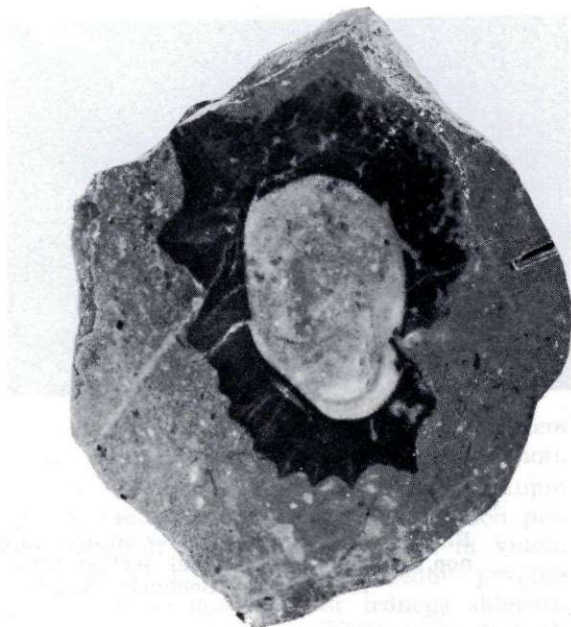


Sl. 49 — Fig. 49

Durania sp., ista lupina kot na sl. 48, nagubane kalcitne lamele v votlini za biva-
nje, 3,3 × — the same valve as in the
Fig. 48, folded calcite lamelas in the mantle-
shell cavity, 3.3 ×

Sl. 50 — Fig. 50
Durania sp., detajl slike
49, 10,5 × — detail of
the Fig. 49, 10.5 ×





Sl. 51 — Fig. 51
Durania sp., prečni pre-
 rez spodnje lupine, se-
 non, Štorje — transver-
 sal section through the
 lower valve, Senonian,
 Štorje

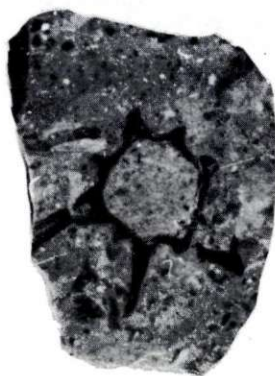


Sl. 52 — Fig. 52
Durania sp., prečni pre-
 rez lupine na sliki 51,
 3 $\times$ — transversal sec-
 tion through the valve
 in the Fig. 51, 3 $\times$



Sl. 53 — Fig. 53
Durania sp., detajl slike
 52, 10,5 × — detail of
 the Fig. 52, 10.5 ×

Sl. 54 — Fig. 54
Biradiolites sp., prečni prerez spodnje lupine, senon, Štorje — transversal section through the lower valve, Senonian, Štorje



Sl. 55 — Fig. 55
Bournonia carsica n. sp., prečni prerez spodnje lupine, senon, Štorje — transversal section through the lower valve, Senonian, Štorje

tura, podobna lamelasti zgradbi, tudi znotraj lupine, torej tam, kjer je bil prvotno votel prostor za bivanje.

Za naš primerek iz rodu *Durania* je zanimiva konkavna vdolbina, vidna na prečnem prerezu na sifonalni strani lupine, ki predstavlja verjetno eno od sifonalnih brazd.

Ta primerek nam dokazuje, da se dobijo tudi na Nanosu vrste rodu *Durania*, ki jih doslej s tega območja še niso omenjali.

Na Tržaško-komenski planoti jugovzhodno od Kobdilja pri Dutovljah je našel Buser prerez desne lupine radiolitida, ki pripada rodu *Durania*.

Opis. Lupino so atmosferilije močno načele, vendar lahko ugotovimo, da ima prizmatsko strukturo iz sorazmerno velikih prizem. Ligamentna guba ni razvita (sl. 46). Na podlagi oblike lupine, pomanjkanja ligamentne gube in številnih drobnih reber uvrščam ta primerek v rod *Durania*.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerek je bil najden v senonskem apnencu jugovzhodno od Kobdilja pri Dutovljah na Tržaško-komenski planoti.

Na območju Tržaško-komenske planote smo našli mnogo prereзов lupin radiolitidov, ki sem jih tudi prištel k rodu *Durania* (sl. 47—53). V vseh primerih gre samo za prečne prereze spodnjih lupin. Celotnih lupin ni videti. Lupine so popolnoma prekristaljene in ne kažejo nikakih sledov prvotne zgradbe, zato se tudi iz strukture lupine ne more ničesar trdnega sklepati. Kristaljenje je potekalo tako, da so se tvorile lamele sestavljene iz drobnih kristalov kalcita. Kalcitne lamele pa niso nastajale samo na mestu nekdanje lupine, ampak tudi tam, kjer je žival prebivala, torej v nekdanji votlini. Lupine so navadno črne. V nekdanji lupini so kalcitne lamele drobne. Pod polarizacijskim mikroskopom so vidne številne dvojčične lamele, ki se, kot vemo, pogosto kažejo predvsem pri kalcitu, manj pri aragonitu. Nekdanji votli deli (prostor za bivanje živali) so zapolnjeni z belim kalcitom. Lamele tega kalcita so debelejše. Lamele lupine in lamele votlin so nagubane. Nagubanost lamel v lupini bi lahko kazala na nekdanji potek strukture (verjetno prizem, če gre za rod *Durania*). Lamele v prostoru, kjer je žival prebivala, so nastajale od lupine navznoter votline in sicer pri dotoku mineralne raztopine v votlino. To nalaganje kalcitnih plasti opazujemo v začetni fazi pri primerku na sl. 51, kjer so lamele na območju nekdanjega prostora za bivanje le ob lupini in še niso nagubane (sl. 52 in 53).

Pri primerku na sliki 47 pa je kalcit zapolnil že ves nekdanji prostor za bivanje živali. Močna nagubanost teh lamel je nastala lahko samo na ta način, da je bila lupina zaradi diagenze v plasti sploščena. Iz tega torej lahko sklepamo, da so oblike mnogih lupin radiolitidov deformirane. Zlasti so sumljive tiste oblike, ki imajo ovalni horizontalni prerez lupine.

Genus *Biradiolites* d'Orbigny 1847

Biradiolites sp.

sl. 54

Fosilni material: prečni prerez spodnje lupine z območja Štorij pri Sežani.

Opis. Prerez drobne lupine iz zgornjekrednega apnenca pri Štorjah kaže na neko vrsto, ki je blizu vrste *B. fissicostatus* d'Orb. Lupina je tanka, ima pa

dvoje močnih reber. Eno od teh se cepi v dve rebri. Kardinalni aparat ni ohranjen, ligamentna guba ni razvita.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Presek lupine je bil najden na Tržaško-komenski planoti blizu Štorij pri Sežani v senonskem apnencu.

Genus *Bournonia* Fischer 1887

Bournonia carsica n. sp.

sl. 55—60

Derivatio nominis: *carsica* — najdena na kraškem območju.

Holotypus: sl. 55—60; primerek št. 3752 spravljen v paleontološki zbirki katedre za geologijo in paleontologijo FNT univerze v Ljubljani.

Fosilni material: horizontalni prerez desne lupine z območja Štorij pri Sežani (nasproti kmetije Majceni v malem kamnolomu).

Diagnosis. Desna lupina je valjašta, vendar je med ligamentnim delom in zadnjim sifonalnim grebenom *S* izrazito sploščena. Prednji sifonalni greben *E* je močno podaljšan v obliki rebra. Podobno je tudi zadnji sifonalni greben precej izbočen. Med obema so tri močna vzdolžna rebra, od katerih sta dve zaobljeni, srednje pa je oglato. Širina prvega zaobljenega rebra, ki je bliže sifonalnemu rebbru *E*, je 3 mm in širina osrednjega oglatega rebra je 9 mm. Rebro, ki je bliže zadnjemu sifonalnemu rebbru, je zelo široko (do 15 mm) in položno vzbočeno. Zaradi položne vzbočenosti je pravo širino težko oceniti. Osrednje oglato rebro je znatno močnejše od zadnjega sifonalnega rebra *S*.

Locus typicus. Nasproti kmetije Majceni ob cesti Štorje—Vrabče v malem kamnolomu severovzhodno od Štorij pri Sežani.

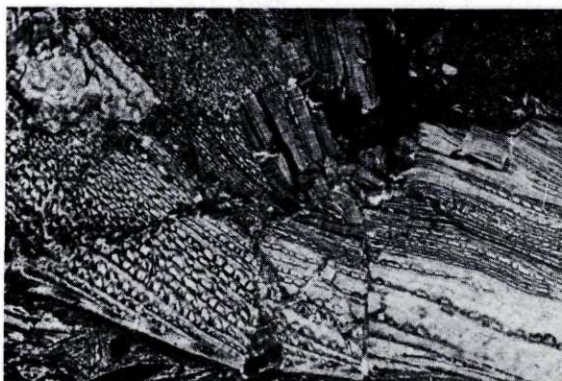
Stratum typicum. Senonski skladi poleg *Hippurites cornuvaccinum*.

Opis. Desna lupina ima v prerezu premer 5×9 cm. Debelina lupine znaša 6 mm do 17 mm. Najtanjša je na sploščenem delu med grebenom *S* in ligamentnim delom. Najdebelejša je v medsifonalnem prostoru. Zgradba lupine je značilna za rod *Bournonia*. V območju sifonalne cone je drugačna kot na ostalih delih. Strukturo sifonalnega grebena *S* kažeta sliki 57 in 58 v različnih povečavah. Na horizontalnem prerezu lupine vidimo radialne, delno prekinjene proge, ki predstavljajo prečne prereze vzdolžnih sten prizem. Za rod *Bournonia* je značilna struktura, ki jo kaže prečni prerez močnega oglatega rebra iz medsifonalne cone. Na slikah 59 in 60 vidimo vzporedne odebeljene lamele z vmesnimi pregradami, ki stojijo pravokotno na lamele. Lamele same tvorijo sinklinalne oblike. Podobna je zgradba dela lupine, ki jo kaže slika 56, kjer lamele niso nagubane.

Podobnosti in razlike. Na primerku vrste *carsica* ni videti toliko reber in tudi ne toliko gub v zgradbi lupine kot pri drugih vrstah iz rodu *Bournonia*. Sicer pa se ta nova vrsta po ostalih značilnostih, razen po medsifonalnem prostoru in izravnanim delu lupine, močno približuje vrsti *B. dinarica* Slišković.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Ta vrsta je bila najdena v senonskih skladih poleg *Hipp. cornuvaccinum*. Verjetno spada v zgornji del senona: v kampan ali v maastricht. Doslej je bila najdena samo na Tržaško-komenski planoti pri Štorjah.

Sl. 56 — Fig. 56
Bournonia carsica n. sp.,
 prečni prerez spodnje
 lupine, $3,3\times$ — trans-
 versal section through
 the lower valve, $3,3\times$



Sl. 57 — Fig. 57
Bournonia carsica n. sp., prečni
 prerez čez sifonalni greben S,
 $3,5\times$ — transversal section
 through the siphonal band S,
 $3,5\times$

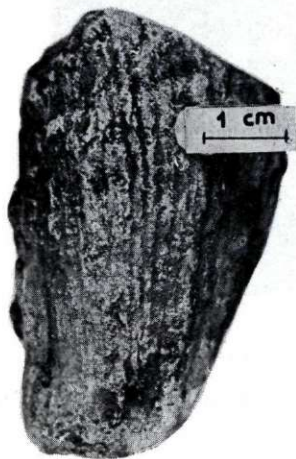


Sl. 58 — Fig. 58
Bournonia carsica n. sp., detajl
 slike 57, $10,5\times$ — detajl of the
 Fig. 57, $10,5\times$



Sl. 59 — Fig. 59
Bournonia carsica n. sp.,
 prečni prerez grebena v
 medisifonalnem prostoru,
 3 × — transversal section
 through the inter-
 siphonal zone, 3 ×

Sl. 60 — Fig. 60
Bournonia carsica n. sp.,
 detajl slike 59, 10,5 × —
 detail of the Fig. 59,
 10.5 ×



Sl. 61 — Fig. 61
Gorjanovicia cf. *costata* Polšak,
 spodnja lupina, senon, Šembije
 — lower valve, Senonian, Šem-
 bije

Genus *Gorjanovicia* Polšak 1967*Gorjanovicia* cf. *costata* Polšak

Sl. 61

1967 *Gorjanovicia costata*; Polšak, A., p. 103—105, tab. 61—66, tab. 69, tab. 70, sl. 1, 2, sl. v tekstu 28.

Fosilni material: spodnja lupina iz Šembij nad Ilirsko Bistrico.

Opis. Lupina je precej zglijena od atmosferilij in tudi precej prekrstaljena. Na podlagi zunanje oblike, ligamentne gube in sifonalne cone sem se odločil za vrsto *Gorjanovicia costata*, vendar z rezervo, ker lupina ni povsem dobro ohranjena.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Lupina je bila najdena v senonskem apnencu pri Šembijah nad Ilirsko Bistrico. Sicer pa so znana še nahajališča te vrste na Tržaško-komenski planoti ter v santonu — spodnjem kampanu v južni Istri, pri Plitvičkih jezerih in v Grčiji.

Gorjanovicia sp.

Sl. 62, 63

1967 *Gorjanovicia* sp.; Polšak, A., p. 102—103.

1973 *Gorjanovicia* sp.; Pleničar, M., p. 210, tab. 9, fig. 1.

Fosilni material: prerez spodnje lupine z območja Nanosa.

Opis. Lupina je močno prekrstaljena. Opaziti je trikotno ligamentno gubo. Prerez lupine je zelo podoben prerezu, ki sem ga dobil na območju vasi Lome pri Črnem vrhu nad Idrijo in opisal v I. delu razprave o radiolitihi leta 1973 (Pleničar, 1973). Ta primerek z Nanosa kaže tudi na podobnosti z vrsto *G. vinjola* Polšak.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Primerek je bil najden ob cesti iz Podnanosa na Nanos v senonskem apnencu s keramosferinami in hipuriti.

Genus *Katzeria* Slišković 1966*Katzeria* sp.

Sl. 64, 65, 66

Fosilni material: prečni prerez desne lupine z območja Nanosa.

Opis. Na nekoliko poševnem prečnem prerezu desne lupine vidimo žarkasto zgradbo lupine. Lupino je delno že zajelo kristaljenje, vendar se žarkasta struktura še lepo opazuje. Zaradi kristaljenja tudi ni vidna značilna votlinasta struktura notranje strani lupine in značilna zgradba sifonalne cone. Ligamentne gube ne opazimo. Nobeden od izrastkov, ki so nastali iz notranje plasti lupine in so vidni na sliki 65 in delno na sliki 66, verjetno ne predstavlja ligamentne gube, saj so izredno majhni ter na sliki 64, ki kaže celoten prerez lupine v naravni velikosti, sploh niso vidni.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Rod *Katzeria* je bil doslej najden v Sloveniji pri Ilirski Bistrici (Šembije na vznožju Snežnika), sedaj pa kaže, da je razširjen tudi v senonskih skladih na Nanosu. Sicer pa je zelo razširjen še v Istri ter v Bosni in Hercegovini.



Sl. 62 — Fig. 62
Gorjanovicia sp., prečni
 prerez spodnje lupine,
 senon, Nanos, 3,8 ×
 — transversal section
 through the lower valve,
 Senonian, Nanos, 3.8 ×

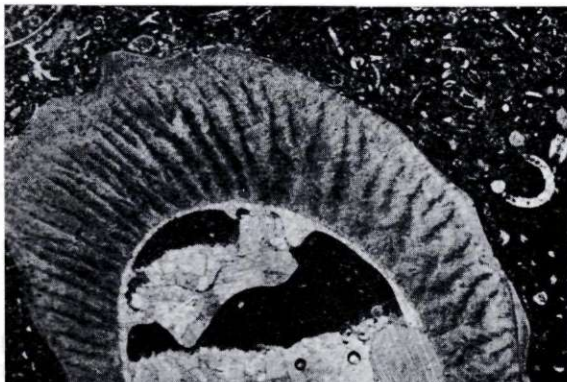


Sl. 63 — Fig. 63
Gorjanovicia sp., prečni
 prerez spodnje lupine,
 senon, Nanos, 3,5 ×
 — transversal section
 through the lower valve,
 Senonian, Nanos, 3.5 ×



Sl. 64 — Fig. 64
Katzeria sp., prečni prerez spodnje
 lupine, senon, Nanos — transversal
 section through the lower valve, Se-
 nonian, Nanos

Sl. 65 — Fig. 65
Katzeria sp., prečni pre-
 rez spodnje lupine, kar-
 dinalni del, 4 × — trans-
 versal section through
 the cardinal side of the
 lower valve, 4 ×



Sl. 66 — Fig. 66
Katzeria sp., detajl slike
 65, 10,5 × — detail of
 the Fig. 65, 10,5 ×



Sl. 67 — Fig. 67
Apulites giganteus Tavani, prečni prerez spodnjih lupin, senon,
 Nanos — transversal sections through the lower valves, Senonian,
 Nanos

Genus *Apulites* Tavani 1958*Apulites giganteus* Tavani

Sl. 67—70

- 1958 *Apulites giganteus*; Tavani, G., p. 170, tab. 26, fig. 1a-c, tab. 27, fig. 1a-b, tab. 28, fig. 2a-c.
 1970 *Apulites giganteus*; Sliško vić, T., p. 11—15, tab. 1, fig. 1—6, slika v tekstu 1—3.

Fosilni material: dve delno ohranjeni desni lupini, ki nekoliko molita iz osnovne kamenine. V prerezu so vidni še preostanki drugih lupin (sl. 67). Primerki so bili najdeni na Nanosu.

Opis. Desna lupina je valjasta. Prečni prerez je ovalen s premeroma $2,5 \times 1,7$ cm. Stena lupine je debela 2—4 mm. Zunanja površina je skoraj gladka brez vzdolžnih reber in prirastnih lamel.

Zgradbo lupin v prečnem prerezu vidimo na slikah 68, 69 in 70. Notranja plast je zelo tanka, prekrstljena in se na slikah slabo vidi. Zunanja plast se deli v dva dela. Glavni del je prizmatična plast, ki sestoji iz štirikotnih, skoraj kvadratnih prizem, ki so radialno razporejene in delno tudi radialno razpotegnjene. Ta del zunanje plasti je že v veliki meri prekrstljen, in sicer v glavnem na notranji strani. Na primerku, ki ga kaže slika 70, pa je krstljenje zajelo lupino že skoraj v vsej širini. Drugi ali obrobni del zunanje plasti ima lamelasto zgradbo, kar vsaj delno vidimo na slikah 68 in 69.

Sprednja sifonalna brazda *E* je precej izravnana. Stena lupine na tem mestu ni bistveno odebeljena. Zadnja sifonalna brazda *S* je nekoliko izbočena. Tu je lupina odebeljena, vendar se struktura lupine na tem mestu prav nič ne loči od ostalih delov. Na sliki 68 vidimo večje območje zadnje sifonalne brazde *S* na levi strani slike in je enako območju na desni strani, ki leži zunaj sifonalnih brazd. Medsifonalni prostor je plitvo konkavno zaobljen.

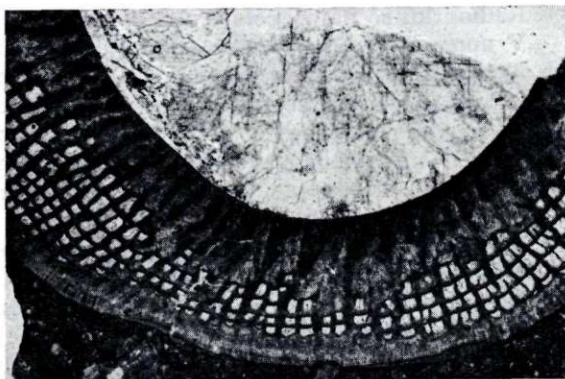
Podobnosti in razlike. Primerki z Nanosa so deloma podobni primerkom iz Koričanov na severozahodni strani planine Vlašić v Bosni. V Bosni in Hercegovini se pojavlja ta vrsta v skladih maastrichta. Tudi Tavani (1958) uvršča sklade z vrsto *A. giganteus* v senon. Na Nanosu so bili vzeti primerki te vrste v senonskih skladih.

Stratigrafski položaj in razširjenost. Na Nanosu se dobi ta vrsta v senonskih skladih. Sicer pa je razširjena še v Bosni in Hercegovini v skladih maastrichta in v senonskih skladih Italije.

Povzetek

Na območjih paravtohtone cone, to je na Tržaško-komenski planoti in Slavniku, ter visokega krasa, to je na Nanosu, Hrušici, postojnskem krasu, pivškem ravniku in na Snežniku sem našel v zgornjekrednih skladih 14 rodov iz družine Radiolitidae. Najpogostnejše so vrste iz rodov *Gorjanovicia*, *Durania* in *Radiolites*. Ti rodovi so regionalno tudi najbolj razširjeni, posebno še rodova *Gorjanovicia* in *Durania*. Sledi rod *Radiolites*. Rod *Sauvagesia* je omejen na visoki kras, *Petkovicia* pa na Tržaško-komensko planoto. Upoštevati je seveda treba, da smo imeli predvsem opravka s prerezi lupin in ne s celimi lupinami; zato je možno, da bo treba tudi ta pregled še korigirati.

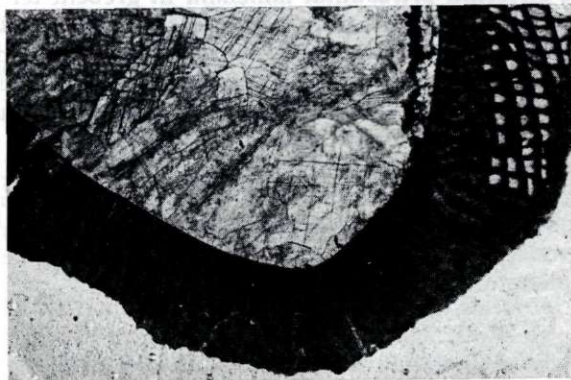
Sl. 68 — Fig. 68
Apulites giganteus Tavan-
 ni, prečni prerez spod-
 nje lupine, senon, Nanos,
 4,8 × — transversal sec-
 tion through the lower
 valve, Senonian, Nanos,
 4,8 ×



Sl. 69 — Fig. 69
Apulites giganteus Tava-
 ni, detajl slike 68, 10,5 ×
 — detail of the Fig. 68,
 10,5 ×



Sl. 70 — Fig. 70
Apulites giganteus Ta-
 vani, prečni prerez spod-
 nje lupine, senon, Na-
 nos, 4,8 × — transversal
 section through the lo-
 wer valve, Senonian, Na-
 nos, 4,8 ×



Radiolitidi so najpogostejši v senonu in turonu.

V apnencu dobimo lupine radiolitidov nepravilno razmetane, kar kaže, da so jih valovi po smrti še premetavali. Sorazmerno ostre konture lupin pa zopet govore za to, da lupine niso bile daleč prenesene in da so v kratkem času obležale negibne v apnenem blatu. Diagenetski proces, ki je sledil, je bil najbolj intenziven na območju današnje Tržaško-komenske planote. Tam je večina lupin močno ali popolnoma prekrystaljenih. Mnogo bolje je ohranjena prvotna struktura lupin na območju visokega krasa.

Težko bi bilo razložiti ta pojav z vidika današnjega poznavanja sedimentacijskih in tektonskih razmer obeh območij. Vsekakor je bila Tržaško-komenska planota tektonsko najmanj prizadeta in vendar je kristaljenje lupin rudistov zavzelo tam največji obseg. Zanimivo je, da je tam tudi razširjen skladoviti, oziroma masivni apnenec s prekrystaljenimi lupinami fosilne favne, ki predstavlja vsaj 30 % celotne mase. Kamnoseki imenujejo ta apnenec »kraški marmor«, čeprav s petrografskega stališča tega imena ne zasluži. Marmor je metamorfna kamenina, nastala pri procesih metamorfoze. Prekrystaljenje lupin v krednem apnencu pa je potekalo verjetno že v morju kmalu po odložitvi karbonatnega sedimenta v procesu diageneze. Nimamo torej opravka s pravim marmorjem, ampak s kamenino s prekrystaljeno vsebino fosilnih ostankov. Zakaj je do tega procesa prišlo prav na tem območju in ne tudi na sosednjih ozemljih, bi se dalo morda pojasniti z bolj nemirno in plitvo vodo in v zvezi s tem z večjo aeracijo.

Posebnost so tudi sorazmerno majhne lupine radiolitidov, kar zopet razlagam tako, da je imelo tu morje znatno energijo (valovanje, tokovi), ki je sicer pospeševala mutacije organizmov, toda obenem ovirala njih večjo rast. Manjše oblike so se lažje upirale valovanju kot velike. Zanimivo je, da so tudi hipuritidi s tega območja relativno majhni in da dobimo npr. pri Stranicah na Štajerskem v gosavskih skladih znatno večje oblike istih vrst. Mislim, da je prav majhna oblika radiolitidov omogočila tej družini, da njeni zastopniki daleč prevladujejo tako po številu rodov in vrst kot tudi individuov istih vrst nad ostalimi družinami rudistov pa tudi nad drugimi živalskimi skupinami.

Morda bi nam o večji ali manjši globini morja, oziroma večjem ali manjšem gibanju vode, v kateri so radioliti živeli, lahko nekaj povedala tudi ornamentacija in oblika njih lupin. Široke, kratke oblike, dalje oblike bogate s štrlečimi prirastnimi lamelami in grebeni ter trdne, debele in masivne lupine kažejo na razburkano vodo. Z grebeni in rebri so bogato opremljene vrste rodu *Gorjanovicia*, *Biradiolites*, *Radiolites* in do neke mere tudi *Distefanella*. Vsi ti rodovi se dobijo na Tržaško-komenski planoti poleg masivnih in širokih oblik rodov *Durania* in *Bournonia*. Za visoki kras pa so poleg teh značilne še gladke lupine rodu *Sauvagesia*, nekatere vrste rodu *Durania*, vitki in ozki zastopniki rodu *Medeella*, *Apulites* in *Katzeria*. Ob tej priliki naj omenim, da so pogostni zastopniki rodu *Sauvagesia* bili najdeni tudi pri Stranicah na Štajerskem v gosavskem razvoju krednih skladov, ki kažejo znake nekoliko mirnejše vode, kot je bila v južni Sloveniji, zlasti pa še na območju Tržaško-komenske planote.

Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part II

Mario Pleničar

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

In the paper is given a description of 10 genera and 11 specimens of radiolitids from Nanos Mountain and Trst-Komen Plain. The author has established that in the area of Nanos Mountain radiolitids had lived in the more quiet water as in the Trst-Komen Plain. For this reason the two fauna are distinguished. For the Trst-Komen Plain are typical the genera: *Gorjanovicia*, *Biradiolites*, *Radiolites*, *Distefanella* and the broad forms of genera *Durania* and *Bournonia*. For the Nanos Mountain but beside these genera are typical yet slim and strait representatives of genera: *Medeella*, *Apulites*, *Katzeria* and *Durania*.

Introduction

In the north-western part of Yugoslavia, in the upper Cretaceous limestone of the Dinaric Alps, the most numerous are the rudists belonging to the family Radiolitidae. Though besides the radiolitids the limestone contains the hippuritids, Nerinea, Anthozoa, Hydrozoa and Foraminifera; the radiolitids predominate. In Istria it is easier to come across the unbroken released valves of the radiolitids, as determined by Polšak (1967). To the north from this area, in Slovenia, only fragments and sections of the valves can be obtained in the dense limestone. In the northern part of Slovenia Cretaceous beds are developed in Gosau facies.

DESCRIPTION OF THE FAUNA

Classis LAMELLIBRANCHIATA

Ordo Rudistae Lamarck 1819

Familia Radiolitidae Gray 1868

Genus Praeradiolites Douvillé 1902

Praeradiolites boucheroni Bayle var. *strobilus* Tavani

Fig. 2

A lower part of the lower valve was found in Hrušica plain. External lamellae are set wide apart. The longitudinal costae are very thick. Both siphonal bands are shallow. The lamellar growth lines on the siphonal bands

are turned against the commissure, whereas those on the interband are turned downwards forming a sharp fold. The ligamental ridge is triangular and short. The structure of the shell is prismatic. This specimen is characteristic for Upper Campanian and Lower Maastrichtian of Bur Hardag in Somalia (Tavani, 1949).

Praeradiolites sp.

Fig. 3, 4, 5, 6

A lower valve was found in the Turonian-Senonian limestone at Bilje near Postojna (Fig. 3). The valve is 8 cm long and has a diameter of 4 cm. On the external side thin and dense lamellae are visible. The siphonal zone consists of two thick ribs with a concave interband (Fig. 4). The structure of the shell is prismatic. On the Fig. 5 we can distinguish two transverse sections of lamellae in form of two dark stripes with the polygonal prisms between them. The ligamental ridge is very fine.

The example resembles the specimen *P. toucasianus solagiensis* Astre, but it can be distinguished by its siphonal bands. This valve has been found in the Upper Senonian beds along with the species *Durania adriatica* Polšak.

Genus *Sphaerulites* Delametherie 1805

Sphaerulites foliaceus Lamarck

Fig. 7, 8, 9, 10

Two fragments of a lower valve and an upper valve have been found in the Cenomanian limestone on the Nanos mountain together with the *Neocaprina nanosi* Pleničar, *N. gigantea* Pleničar and *Chondrodonta joannae* Chofat. The lower valve is short and broad. The upper valve is slightly convexly arcuated. The structure of the lower valve is partly lamellar, partly prismatic. On Fig. 8 the cardinal apparatus is visible: transverse sections of the teeth *B* and *B'*, myophores *ma* and *mp* and the ligamental ridge, sphaerically widened at the top. On both examples the siphonal zone is broken. This specimen was found in the Cenomanian beds of France.

Genus *Radiolites* Lamarck 1801

Radiolites douvillei Toucas

Fig. 11

The left valve and the major part of the right valve were found in the Cenomanian beds of the Nanos mountain along with the specimen *Sphaerulites foliaceus* Lamarck. The upper valve is slightly arcuated. The lower valve is wide and flattened, the diameters are 11×9 cm. The height of the preserved part amounts to 9 cm. The external lamellae are wide apart, subvertical and pressed against the valve. The longitudinal ribs are fine and dense. The anterior siphonal band *E* has 5 thicker ribs besides numerous finer shaped ones. The interband zone is convex. The ligamental ridge is short and trigonal. As mentioned by Toucas (1908), such specimens had also been found in the Coniacian beds, as well as in the Campanian beds in Istria (Polšak, 1967).

Radiolites lusitanicus (Bayle)

Fig. 12, 13

The valve was found in the Turonian beds of the Snežnik mountain. The walls of the shell have a prismatic structure. The ligamental ridge is short and triangular. The external lamellae are fine, dense and funnel-shaped. They are partially folded. In the siphonal bands the lamellae are turned upwards. The species is extended in the Upper Turonian beds of Istria, Greece, West Serbia, the Apennines, the Pyrenees and Portugal.

Radiolites praesauvagesi communis Polšak

Fig. 14, 15

The upper valve found north-west of the Planina Polje is partially preserved. The valve is cylindro-conical with fine, dense lamellar growth lines. The siphonal zone consists of two bands with slightly folded lamellae directed against the upper valve. The interband is concave, with the lamellae turned downwards. The shell is prismatic. The dark stripes represent the transverse section of the lamellar growth lines. The same specimen has been found in Istria (Polšak, 1967) in the Turonian-Senonian limestone.

Radiolites cf. *squamosus* d'Orbigny

Fig. 16—23

There are some transverse sections of the lower valves from Senonian limestone of the Nanos mountain. The valves have thick external ribs. The ligamental ridge is short and trigonal. On the siphonal side the shell is considerably thinner (2 mm) than on the cardinal side (6 mm). The shell structure is prismatic. The dark stripes are radial and not concentric as with the majority of the radiolitids. The external side of the valve (Fig. 22) has been corroded by sponges. The specimen *R. squamosus* is extended in the Senonian beds of Serbia, Spain and France.

Radiolites sp.

Fig. 24, 25

A transverse section of a recrystallized lower valve was found near Štorje, whereas a lower valve was found in the Raša valley. Both valves were discovered in Senonian beds. On the first valve (Fig. 25) we can see a triangular ligamental ridge with the concave area on the external side of the valve. Both siphonal bands on the external side correspond with two feebly distinguishable pseudopillars in the internal side of the valve. The second example shows prismatic structure of the valve (Fig. 25) with the polygonal prisms partially broken. At its top the ligamental ridge is widened and sharply cut off. This ridge has a form similar to that of the genus *Gorjanovicia*, though *Gorjanovicia* has the lamellar structure of the shell.

Subgenus *Radiolitella* Douvillé 1904*Radiolitella* cf. *forojuliensis* Pirona

Fig. 26, 27, 28

The transverse section of the lower valve is preserved in the Maastrichtian beds of the Nanos mountain. This section is oval with the diameters $2.4 \times$

$\times 1.8$ cm. On the cardinal side the valve is thicker than on the siphonal side. The structure of the shell is prismatic. The prismatic cells have rounded angles with very thick walls (Fig. 27, 28). The ligamental ridge is irregularly triangular. This specimen has been found on the Colle di Medea near Trieste as well.

Radiolitella n. sp.

Fig. 29, 30, 31

A transverse section of the right valve was found in the Senonian limestone near Štorje. The valve is cylindrical and has an oval section with the diameters 10×12 cm. The polygonal prisms forming the middle layer of the valve are slightly rounded off. Some caverns corroded by sponges are clearly visible on the left in the Fig. 30. The shell has been recrystallized (Fig. 31). A small ligamental ridge is preserved, and opposite the ligamental ridge is a siphonal band *E* in form of a costa. The siphonal band *S* is hardly visible. Both of them have shell hollows on the internal side of the valve. The specimen slightly resembles the genus *Apulites*, nevertheless its prisms are irregularly arranged. It has a ligamental ridge which is absent by *Apulites*.

Genus *Durania* Douvillé 1908

Durania adriatica Polšak

Figs. 32 (left) and 33—37

The right valve clings to another specimen of genus *Durania*. The specimen has been found at Bilje near Postojna in Upper Turonian limestone. The longitudinal ribs are fine and numerous (Fig. 33). The siphonal zone consists of two bands with a convex interband. The ligamental ridge is absent. The structure of the valve is prismatic. The dark stripes represent the sections of the lamellae. This specimen is extended in Istria as well.

Durania sp.

Figs. 32 (right) and 38—42

Besides *Durania adriatica* Polšak there is another valve of genus *Durania* clinging to the same specimen. The ligamental ridge is absent and the siphonal zone is not preserved. On the siphonal side the prismatic valve is thinner than on the cardinal side. The prismatic cells in the transverse section of the valve are quadrangular, whereas on the external side of the valve they are slightly rounded off. It is these prisms that the lamellae are composed of. The specimen *Durania praeblayaci* Polšak et Azéma from Spain has a similar structure. Our specimen from Bilje was found in Upper Turonian beds, whereas *D. praeblayaci* is characteristic for Albien.

Durania sp. div.

Fig. 43—53

On the Trst-Komen plain numerous sections of the lower valves of genus *Durania* were found. Some of the valves have a prismatic structure preserved, but numerous valves are recrystallized. By the recrystallization the twin la-

mellae of calcite have been formed. In the place of former cavities where the animal has been staying there are wider lamellae. They are folded on account of secondary deformations caused by the diagenesis process of the original rock.

Genus *Biradiolites* d'Orbigny 1847

Biradiolites sp.

Fig. 54

The transverse section of the lower valve was found in Senonian limestone near Štorje. The shell is thin, with two long ribs. The ligamental ridge is lacking. The example is similar to the specimen *B. fissicostatus* d'Orbigny.

Genus *Bournonia* Fischer 1887

Bournonia carsica n. sp.

Fig. 55—60

Fossil material: a transverse section of the lower valve.

Derivatio nominis: carsica — named after the Trieste Karst where the specimen has been found.

Holotypus: Fig. 55—60. The example is kept in the collection of the Department of Geology and Paleontology at the University of Ljubljana, inventory number 3752.

Locus typicus: by the roadside Štorje—Vrabče near the farm-house Majceni.
Stratum typicum: Senonian beds beside *Hippurites cornuvarcinum*.

Diagnosis. Between the ligamental side and the siphonal band *S* the valve is considerably flattened. Both siphonal bands are rather arcuated. Between the bands there are three strong longitudinal ribs, two of them rounded and the middle one angular. The rib closer to the siphonal band *S* is very wide and slightly arcuated.

Description. The lower valve has the diameter 5×9 cm. The siphonal zone structure of the valve is different from that of the other parts. The structure of the siphonal band *S* is shown in Fig. 57 and 58. We can see the radial, partially interrupted stripes, which represent the transverse sections of the longitudinal walls of the prisms. The structure of the strong angular ribs in the interband zone consists of the parallel running lamellae, and the intersects standing against the lamellae in right angle. The lamellae form synclinal shapes. The structure is closely resembling the structure of the angular part of the valve (Fig. 56). This new specimen is approaching the species *B. dinarica* Slišković, though the interbands of both specimens differ.

Genus *Gorjanovicia* Polšak

Gorjanovicia cf. *costata* Polšak

Fig. 61

The lower valve was found in Šembije above Ilirska Bistrica. It's characteristic for Santonian-Lower Campanian. The specimen was determined on the basis of the external characteristics of the valve. The inner side and the shell itself are considerably recrystallized. This specimen is known in Istria, The Plitvice Lakes and Greece as well.

Gorjanovicia sp.

Fig. 62, 63

In the Nanos mountain a transverse section of the lower valve was found in the Senonian limestone with the *Keramospaerina* and the hippuritids. The valve is recrystallized. The ligamental ridge is small and triangular. The specimen is similar to specimen *G. vinjoliae* Polšak. The valve is rather corroded by sponges.

Genus *Katzeria* Slišković 1966*Katzeria* sp.

Fig. 64, 65, 66

The transverse section of the lower valve has been found in the Nanos mountain. The shell has a radial structure. As the shell has been recrystallized, neither the characteristic cavernous structure of the inner layer of the shell nor the characteristic structure of the siphonal zone are visible. The ligamental ridge is absent. This genus is extended in Bosnia and Hercegovina.

Genus *Apulites* Tavani 1958*Apulites giganteus* Tavani

Fig. 67—70

In the Nanos mountain two partially preserved lower valves were found slightly sticking out of the original rock. In the transverse section the remains of the other shells are visible (Fig. 67). The right valve is cylindrical. The transverse section is oval with the diameters 2.5×1.7 cm. The wall of the shell is 2—4 mm thick. The surface is smooth without the longitudinal ribs and the lamellar growth lines. The valve structure is characteristic. The inner layer is thin, its structure is feebly distinguishable. The middle prismatic layer of the shell, consisted of subquadrangular prismatic cells, constitutes the major part of the valve. The prisms are radially arranged and partially radially extended. The prismatic layer is partly recrystallized. The external layer is lamellar. The anterior siphonal band *E* is flattened. On this spot the shell is thicker. The interband is slightly rounded. The valves from the Nanos mountain resemble the specimen from Vlašić Planina in Bosnia belonging to the Maastrichtian. This specimen occurs in Senonian beds of Italy as well.

Conclusion

The following conclusions refer both to the paper "Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part I", and to the paper "Radiolites from The Cretaceous Beds of Slovenia, Part II", thus including the discussion published in the periodical "Geologija" last year.

In the southern part of Slovenia I have found 14 genera belonging to the family Radiolitidae, the most abundant being the specimens belonging to the genera *Gorjanovicia*, *Durania* and *Radiolites*. While Genus *Sauvagesia* is restricted to the Karst highland, *Petkovicia* occurs on the Trst-Komen plain. *Radiolitids* are most abundant in Turonian and Senonian beds.

In the limestone beds the valves of the radiolitids are scattered in an irregular way, which indicates that after death the valves have been tossed around by the waves. On the other hand a comparatively sharp morphology of the valves indicates a short way and time of portage. The subsequent process of diagenesis was most intense in the area of the Trst-Komen Plain, where the valves for the most part appear considerably or even completely recrystallized. The original structure of the valves from the area of the Karst highland is much better preserved. This can be accounted for by the more turbulent and shallow water, with a stronger aeration ensuing.

Small valves of the radiolitids are more resistant to the waving of the sea than larger forms of rudistids belonging to other families. Owing to this the family Radiolitidae is so widespread and predominating over other animal groups in the Upper Cretaceous beds. With their prominent lamellae, ribs and massive shells the valves of the radiolitids were very well suited for the turbulent waters, while the somewhat calmer and deeper waters were inhabited by genera *Medeella* and *Apulites* with slim valves and *Sauvagesia* with smooth valves.

Literatura

- Buser, S., Grad, K., Pleničar, M. 1963, Osnovna geološka karta SFRJ, Postojna, 1:100.000, Beograd.
- Douvillé, H. 1904, Sur quelques rudistes à Caneaux. Mém. S. G. F. (4), 8, p. 519—538, Paris.
- Milovanović, B. 1935, Contribution à la connaissance de la structure de la couche externe des rudistes. Vesnik Geol. inst. 4, p. 223—259, Beograd.
- Parona, C. F. 1926, Ricerche sulle Rudistae e su altri fossili del Cretaceo superiore del Carso Goriziano e dell'Istria. Mem. Ist. geol. Padova, 7, p. 1—56.
- Pleničar, M. 1960, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija 6, p. 22—145, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1973, Radioliti Slovenije I. Geologija 16, p. 187—226, Ljubljana.
- Polšak, A. 1967, Kredna makrofauna južne Istre. Palaeontologia jugoslavica, 8, p. 1—219, Zagreb.
- Polšak, A., Azéma, J. 1969, Durania praeblayaci, nouvelle espèce de rudiste de l'Albien des Cordillères Bétiques orientales (prov. d'Alicante, Espagne). Quelques remarques sur le genre Durania. Bull. S. G. F., 7, 11, p. 638—644, Paris.
- Slišković, T. 1966, Katzeria hercegovinaensis n. gen., n. sp., aus den ober-sonenischen Ablagerungen der Südherzegowina. Sci. Conseil. Akad. RSF. Yougoslav., Bull. sec. A, v. 2, p. 176—177, Zagreb.
- Slišković, T. 1970, Neke vrste malo poznatog rudistnog roda Apulites u gornjesenonskim naslagama Bosne i Hercegovine. Glasnik Zemaljskog muzeja, N. S. 9, Prirodne nauke, Sarajevo.
- Tavani, G. 1949, Rudiste ed altri molluschi cretacei della Migiurtinia (Africa Orientale). Palaeontographia Italica, 46 (n. ser. 16), p. 1—40, Pisa.
- Tavani, G. 1958, Rudistae del cretaceo delle Puglie (Italia meridionale). Jour. of Paleont. Soc. of India, 3, Lucknow.
- Toucas, A. 1908, Études sur la Classification et l'Évolution des Radiolitidés. Mém. S. G. F., Paléontologie, 16, Paris.

Nerineide Trnovskega gozda in Banjške planote

Katarina Krivic

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtorica je v svoji diplomski nalogi obdelala fosilne polže iz družine Nerineidae, ki jih je našla v zgornjejurskem in spodnjekrednem apnencu na Trnovskem gozdu in Banjški planoti. Določila je rodove *Cryptoplocus*, *Nerinea*, *Ptygmatis*, *Phaneroptyxis* in *Itieria* ter osemnajst vrst. Skupna značilnost rodov družine Nerineidae so gube. To so različno veliki in različno oblikovani izrastki sten zavojev, ki segajo v notranjost življenjskega prostora živali. Rodovi se med seboj ločijo po številu, vrste pa po obliki in velikosti gub. Poleg števila gub je za posamezne rodove pomembna tudi oblika hišice. Avtorica je skušala ugotoviti tudi pomen nerinej za stratigrafijo. Le nekatere izmed obdelanih vrst se pojavljajo samo v zgornji juri, v kredi pa jih ni več. To so predvsem preprostejše oblike nerinej. Druge vrste so živele v zgornji juri in spodnji kredi, le nekatere pa so značilne samo za spodnjo kredo.

Uvod

Najdišča nerinej so znana iz različnih delov Slovenije. Tako jih na primer Žlebnik (1952) omenja v svoji diplomski nalogi. Našel jih je v okolici Rapolč, severno od Ljubljane. Znane so tudi na Dolenjskem, v okolici Kočevja, na Gorjancih, pa tudi na Mokreju in Nanosu.

Najštevilnejše in najlepše primerke sem našla na Trnovskem gozdu (sl. 1). Točen geografski položaj nahajališča je težko opisati, saj leži ob eni izmed zelo številnih gozdnih poti, ki jih uporabljajo le gozdni delavci. To je desni odcep nove gozdne ceste, ki vodi od vasi Zavrh pri Lokvah proti cesti Lokve—Trnovo. Severno od tu je najdišče skromne nerinejske favne Čepovanski dol. Leži na desnem bregu Čepovanske doline, nad zaselkoma Stanar in Pičulin, ob opuščeni cesti, ki vodi proti naselju Lavtrce.

Na južnem robu Trnovskega gozda je tik nad vasjo Vitovlje nahajališče Krnica. Vzorce sem nabrala ob cesti Krnica—Rijavci. Začela sem pri križišču pri gozdarski koči (974 m), kjer se srečata gozdni cesti iz smeri Čaven in Mala Lazna, in končala kmalu za piknikom Veverica, kjer v kamenini nisem več našla presekov polžjih hišic. Ob tej cesti sem sledila plastem od srednjemalmške in zgornjemalmške do valanginijske in hauterivijske starosti.

Na severozahodnem delu Banjške planote sem pobirala vzorce na Kanalskem vrhu. Vasica leži ob cesti, ki pripelje na Banjško planoto iz Soške doline skozi vas Morsko. Tu sem dobila zelo slab material. Cesta se nadaljuje skozi vasi Mrčinje in Trušnje proti Lokovcu. Nahajališče južno od Kala je med Trušnjami in križiščem s cesto, ki vodi na Kal. Nahajališče Plave je v apnencu nasproti hidroelektrarne Plave ob ovinku glavne ceste Nova Gorica—Tolmin.

Priprava materiala za določevanje

V vseh najdiščih so ostanki nerinej v gostem, zelo trdem apnencu. Zato se izoliranih primerkov skoraj ne dá dobiti. Od več kot sto primerkov se mi je posrečilo preparirati eno samo hišico tako, da se vidi tudi njena zunanja oblika, pa še tej manjkajo mlajši zavoji in vrh.

Hišice opazimo na terenu v vzdolžnem, prečnem, najbolj pogosto pa v neorientiranem preseku. Iz takega primerka je navadno zelo težko dobiti orientiran presek vzdolž hišice, po katerem je edinole mogoče določiti rod in vrsto. Za določevanje ni toliko pomembno, da je ohranjen čim večji del hišice, kot to, da je presek vzdolž kolumele točno po njeni sredini. Le redki so primerki, ki so izluženi v orientiranem preseku in tako brez posebne obdelave pripravljeni za določevanje. Navadno je treba vzorce žagati, brusiti in polirati.

Podolžne preseke hišic navadno le brusimo. S tem ugotovimo smer kolumele in skušamo čim bolj točno doseči njeno sredino v vseh zavojih. Mnogokrat se pri brušenju kolumela začne naglo ožiti, preseki zavojev pa hitro dobivajo razpotegnjeno obliko. To je dokaz, da je bila hišica izlužena ali zbrušena prek kolumele.

Mnogo težje je s prečnimi preseki hišic. Na terenu jih vidimo kot krog ali elipso. Smer kolumele se da tu določiti na ta način, da viden presek brusimo. Pri tem se elipsa pomika proti vrhu hišice. V isto smer se pomika tudi kolumela, ki jo lahko opazimo v sredini preseka hišice. V tej smeri nato hišico prežagamo. Ta metoda je primerna le za velike primerke, kjer se z brušenjem odstrani le posamezen zavoj in jih po žaganju ostane še dovolj. V vseh primerih, posebno še, če sta vidna preseka hišice na dveh straneh vzorca, žagamo vzporedno s kolumelo, tako da njen večji del ostane na eni polovici vzorca in tako z brušenjem laže zadenemo točno sredino hišice.

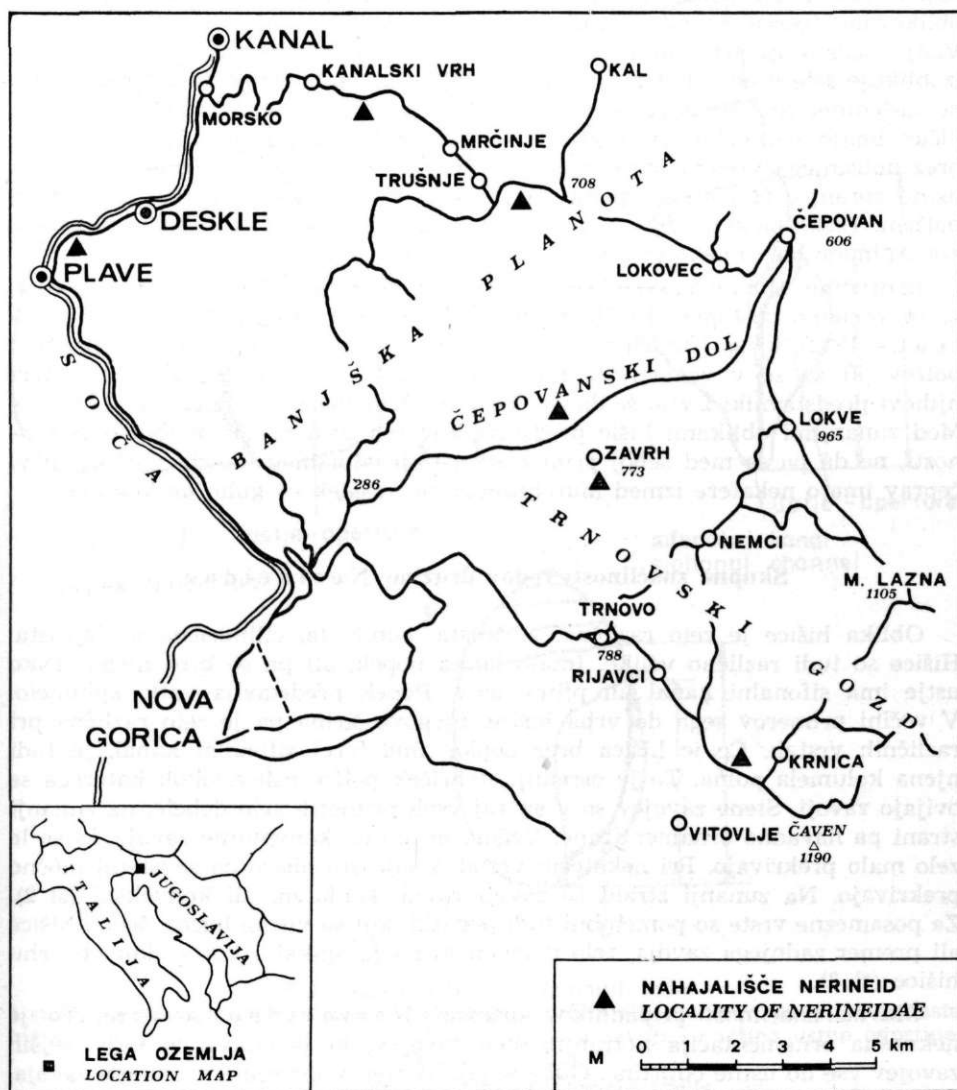
Prežagan primerek moramo brusiti, da s tem zgladimo površje. Brusimo navadno strojno in uporabljamo zelo grobi karborund. Raze, ki pri tem nastanejo, odstranimo z drobnejšim karborundom, nato brusimo zopet z njegovo finejšo frakcijo. Vsa ta brušenja so ročna. Navadno uporabljamo 70, 240, 400, 1000 in 1200 minutni karborund. S karborundom 1000 ali 1200 zbrušen material je pripravljen za poliranje. Za to pa se navadno uporablja glinica (Al_2O_3) ali kromov oksid (Cr_2O_3). Še bolje kot na poliranem površju se notranjost zavojev vidi v mikroskopskih preparatih.

Splošno o nerinejah

To izumrlo družino polžev so razni avtorji obdelovali že pred sto in več leti. Prvi jo je opisal Zittel leta 1873. Vanjo je združil rodove s približno

enakimi lastnostmi, ki so živeli v juri in kredi. Najstarejši predstavniki te fosilne družine so iz spodnje jure. Nekateri raziskovalci navajajo celo triado (Zittel, 1924). Družina se je zelo razbohotila v zgornji juri in spodnji kredi, kar dokazujejo številni ostanki njihovih hišic na meji med sistemoma.

Nerineje so navadno v združbi s koralami, hidrozoji, dicerasi, krinoidi, briozoji in ehinodermi. Vse to so predstavniki grebenotvornih organizmov, torej so nerineje živele na grebenih ali v njihovi okolici.



Sl. 1. Geografski položaj nahajališč nerineid

Fig. 1. Map showing the localities of Nerineidae

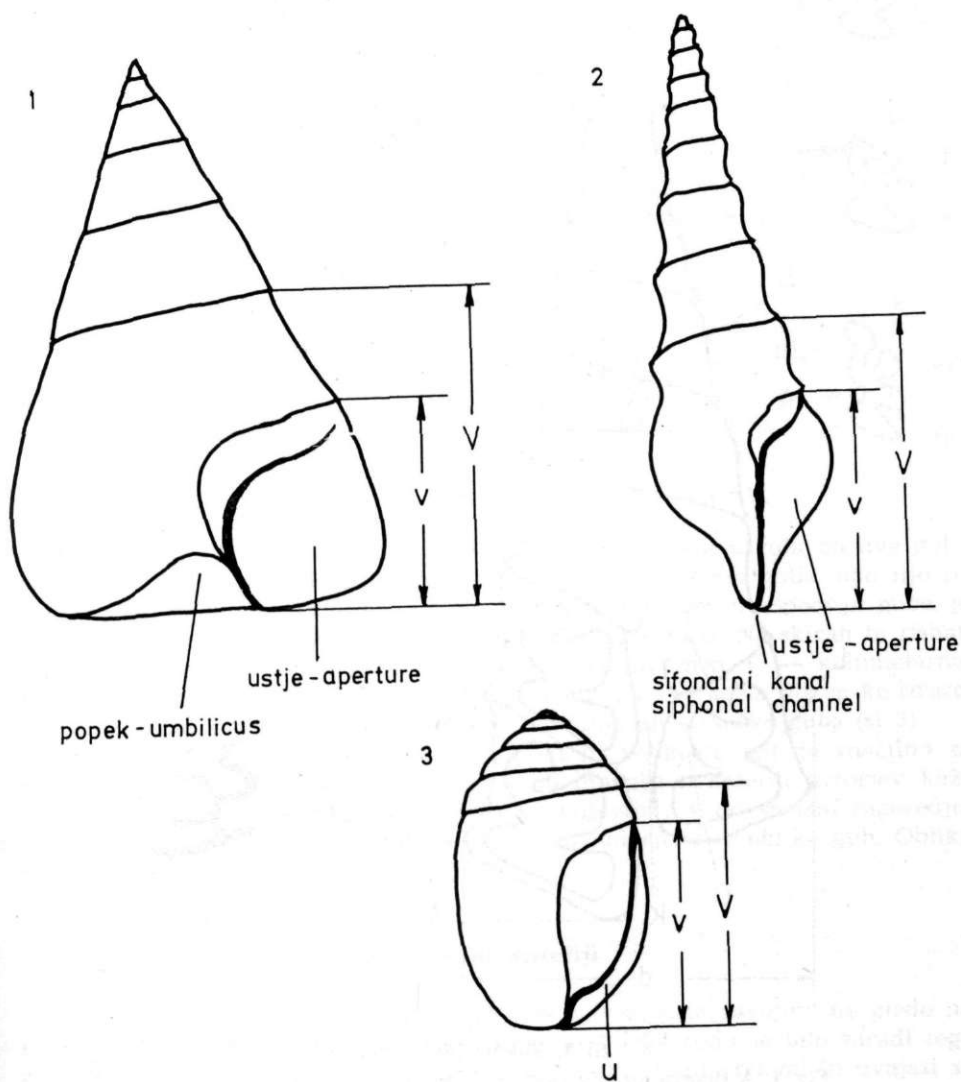
Najdišča nerinej v Franciji, Švici, Avstriji, pri nas, v Romuniji in na Daljnem Vzhodu nam povedo, da so živele nerineje na območju nekdanje Tetide. Hišice nerineid imajo zelo debele stene. V notranjosti imajo stene posebne izrastke, ki jih imenujemo gube. Različni rodovi imajo različno oblikovane gube, nameščene na različnih delih sten zavoja. Rodovi se razlikujejo tudi po številu gub. Pomembno je, da se gube vlečejo vzdolž cele hišice, od najstarejšega zavoja vse do ustja. Oblika življenjskega prostora živali se pri tem le zelo malo ali nič ne spremeni. Recentnih polžev, ki bi imeli podobno oblikovano notranjost zavojev, ni. Nekateri imajo zelo zoženo le ustno odprtino. Vanjo segajo različno oblikovane in različno velike lamele. Tako ustje se izoblikuje šele v odrasli fazi individua. Oblike ustne odprtine za ustjem samim ne zasledimo več. Stene zavojev so torej gladke. Telo recentnih polžev, katerih hišice imajo zelo ozko ustno odprtino, je normalno oblikovano. Ker je mehko, brez notranjega skeleta, vendar zelo mišičasto, se brez težav stisne skozi ozko ustno špranjo. Iz tega sklepamo, da je bilo telo nerinej podobno današnjim polžem. Težko pa si predstavljamo, kako je žival živela v tako tesnem prostoru, kot ga imajo hišice nekaterih vrst.

Iz družine *Murchisoniidae*, ki je živel od kambrija do konca perma, so se verjetno postopno razvili predstavniki družine *Nerineidae* (Piveteau, 1952), ki so izumrli v zgornji kredi. Iz njih pa naj bi se razvila veja polžev, ki so se v večjem številu pojavili šele v zgornji kredi in nekateri njihovi predstavniki živijo še danes. To so polži iz družine *Campanilidae*. Med zunanjimi oblikami hišic predstavnikov teh treh družin najdemo podobnosti, ne dá pa se med seboj primerjati ustnih odprtin in notranjosti zavojev, čeprav imajo nekatere izmed *murchisonioid* že izrastek — gubo na kolumeli.

Skupne značilnosti rodov družine *Nerineidae*

Oblika hišice je zelo različna: stožčasta, koničasta, cilindrična in jajčasta. Hišice so tudi različno velike. Imajo lahko popek, ali pa so brez njega. Tako ustje ima sifonalni kanal ali plitev izliv. Popek predstavlja votlo kolumelo. V večini primerov sega do vrha hišice, njegova širina pa je zelo različna pri različnih vrstah. Če je hišica brez popka, ima torej sifonalni kanal, je tudi njena kolumela polna. To je osrednji stebriček polžje hišice, okoli katerega se ovijajo zavoji. Stene zavojev so v skoraj vseh primerih zelo debele, na zunanji strani pa navadno ornamentirane. Večina hišic ima konvolutne zavoje, ki se le zelo malo prekrivajo. Pri nekaterih vrstah z jajčasto hišico pa se zavoji močno prekrivajo. Na zunanji strani so zavoji ravni, konkavni ali konveksni (sl. 2). Za posamezne vrste so pomembni tudi podatki, kot so višina hišice, širina hišice ali premer zadnjega zavoja, zelo pomemben pa je apikalni kot — kot ob vrhu hišice (sl. 3).

Glavna značilnost pripadnikov družine *Nerineidae* so gube. To je nekakšna ornamentacija notranjih sten zavojev, ki je enaka od najstarejših zavojev vse do ustne odprtine. Gube segajo iz sten v praznino ali lumen zavoja, oz. življenjski prostor živali. Glede na steno, iz katere raste guba, jo imenujemo kolumelarna, parietalna in lateralna ali labialna. Nekateri vrste imajo tudi izboklino na spodnji strani zavoja, ki jo imenujemo palatalna guba. Pri mnogih

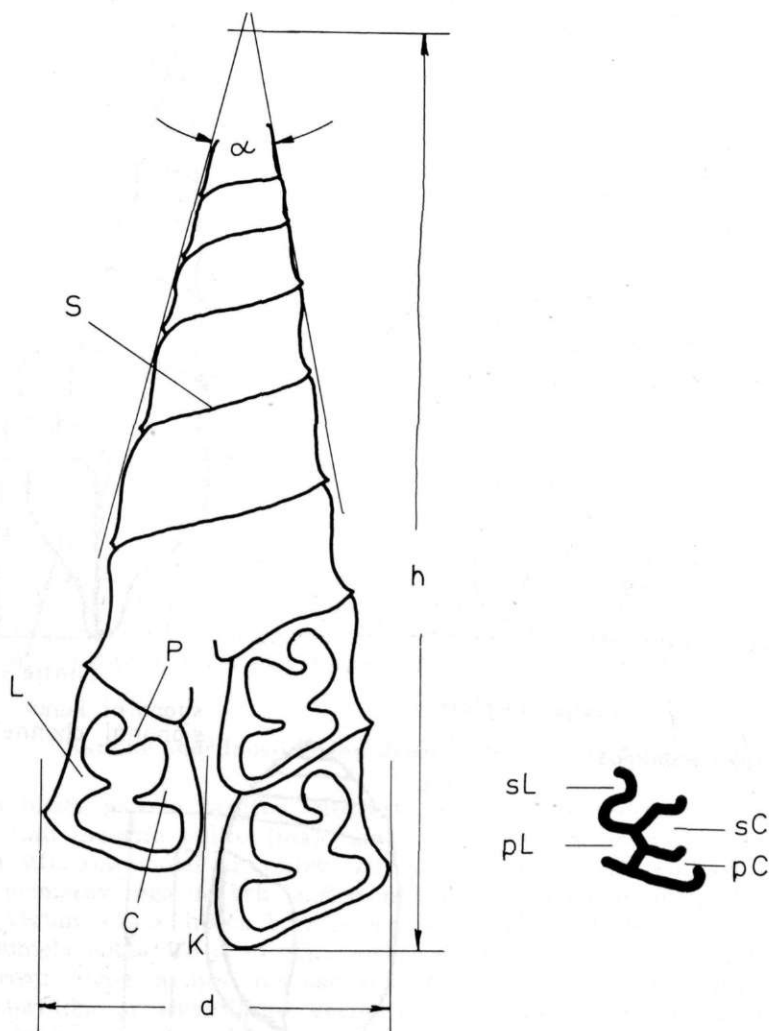


Sl. 2. Glavne oblike nerineidnih hišic

1 stožčasta hišica z ravnimi zavoji, 2 stolpičasta hišica s konkavnimi zavoji, 3 jajčasta hišica, zavoji se zelo prekrivajo, V višina zadnjega zavoja, v višina ustne odprtine, u ustna odprtina

Fig. 2. Common forms of nerineid shells

1 conical shell with flat whorls, 2 turriculate shell with concave whorls, 3 oval shell; the later whorls embrace the earlier to the extent of completely covering them, V height of last whorl, v height of aperture, u aperture



Sl. 3. Shema hišice nerineje

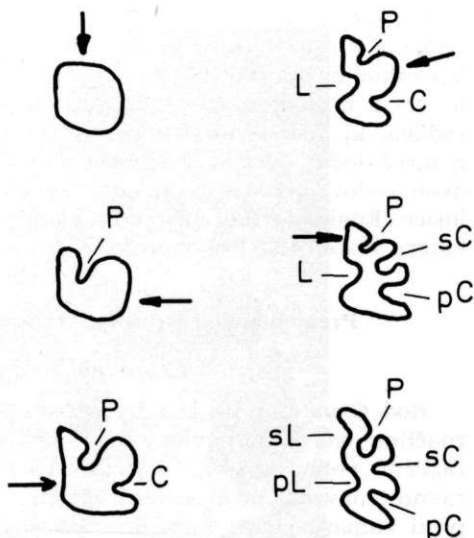
Fig. 3. A diagrammatic sketch showing some features of a nerineid shell

a apikalni kot, *h* višina hišice, *d* največja širina hišice, *S* sutura, *K* kolumela, *L* stranska guba, *pL* primarna stranska guba, *sL* sekundarna stranska guba, *P* temenska guba, *C* kolumelarna guba, *pC* primarna kolumelarna guba, *sC* sekundarna kolumelarna guba

a apical angle, *h* height of shell, *d* maximum diameter of shell, *S* suture, *K* columella, *L* lateral fold, *pL* primary lateral fold, *sL* secondary lateral fold, *P* parietal fold, *C* columellar fold, *pC* primary columellar fold, *sC* secondary columellar fold

S. 4. Shematični prikaz gub
Fig. 4. Sketch showing positions of folds

Razlaga pri sl. 3
Explanations in Fig. 3



vrstah se pojavljata na kolumelarni in na zunanji strani zavoja po dve gubi. Na kolumelarni strani je primarna kolumelarna — spodnja guba, nad njo pa sekundarna kolumelarna guba. Enako je na zunanji strani. Spodnja guba je primarna lateralna, zgornja pa sekundarna lateralna guba. Na skicah in risbah jih označujemo z velikimi začetnicami mednarodnih imen: C — kolumelarna, P — parietalna, L — lateralna guba. Za ta imena pa sem našla slovenske izraze, in sicer: parietalna ali temenska guba in lateralna ali stranska guba (sl. 3).

Gube se med seboj zelo ločijo po obliki in velikosti, kar je značilno za posamezne rodove in vrste. Število gub po mnenju nekaterih avtorjev kaže na filogenetski razvoj vrst. Gube naj bi se pojavljale v določenem zaporedju. To sem skušala prikazati na sliki 4, kjer so poudarjene le oblike gub. Oblika življenjskega prostora živali je le približna.

Rodovni kriteriji

Sprva so večino polžjih hišic z značilno notranjostjo zavojev, ne glede na število gub, uvrščali v rod *Nerinea*. Število vrst tega rodu je bilo zaradi tega zelo veliko. Velike so bile tudi razlike med posameznimi vrstami in uvajati so začeli nove rodove. Pri tem so upoštevali predvsem notranjost zavojev, v nekaterih primerih pa tudi zunanjo obliko hišice.

Vrste z eno gubo so uvrstili v rod *Cryptoplocus*, kar velja še danes. Obseg rodu *Nerinea* so zmanjšali tudi s tem, da so za bolj komplicirane oblike uvedli rod *Ptygmatis*. Pri tej ločitvi pa ni bilo točno definirano število gub. Tako rod *Nerinea* še vedno obsega vrste z dvema, s tremi in celo štirimi gubami, rod *Ptygmatis* pa vrste s štirimi in petimi gubami. Tudi v novejši literaturi kriteriji različnih avtorjev niso enotni. Pri določevanju primerkov s Trnovskega gozda

in Banjške planote sem se držala načela, da spadajo vrste z dvema in s tremi gubami v rod *Nerinea*, vrste s štirimi in petimi gubami pa v rod *Ptygmatis*. Vsekakor bi bilo potrebno uvesti nove rodove, od katerih naj bi vsak vseboval le vrste z enakim številom gub. Enako število gub pa bi lahko imela dva rodova, ki se močno razlikujeta po zunanji obliki hišice. Že stari avtorji so namreč ločili od rodu *Nerinea* rod *Itieria*, čeprav imajo nekatere vrste teh dveh rodov enako število gub. Rodova pa se močno ločita po zunanji obliki hišice. Enako je tudi pri rodu *Phaneroptyxis*, ki ima isto število gub kot nekatere vrste rodu *Ptygmatis*.

Pregled rodov in vrst s Trnovskega gozda in Banjške planote

Rod *Cryptoplocus* Pictet & Campiche 1861

Rod *Cryptoplocus* je najpreprostejši rod družine *Nerineidae*. Zanj je značilna ena sama guba. Ta je pri posameznih vrstah različno oblikovana, različno velika in sega v različno smer notranjosti. Lahko je usmerjena naravnost navzdol proti spodnji strani zavoja, lahko pa je poševna in usmerjena proti zunanji steni. Tudi dno zavoja ima pri različnih vrstah različno obliko — ravno ali polkrožno. Za ločitev vrst tega rodu je pomembna tudi zunanja oblika hišice, predvsem njen apikalni kot. Vse hišice so stožčaste, z gladkimi ravnimi zavoji. Njihove stene so debele, kolumela pa je votla. Predstavniki tega rodu so znani le iz kimmeridgija in portlandija.

Cryptoplocus consobrinus Zittel

Sl. 5a, b, c

1886 *Cryptoplocus consobrinus* Zittel, *Herbich*, 42, Taf. XII, Fig. 1, 2.

1965 *Cryptoplocus consobrinus* Zittel, *Veselinović*, 254, Tab. VI, fig. 2.

1965a *Cryptoplocus consobrinus* Zittel, *Veselinović*, 98, tab. II, sl. 2.

1969 *Cryptoplocus consobrinus* Zittel, *Nikler*, 219, tab. I, sl. 4, 6.

Opis: Hišica je stožčasta, ima precej široko votlo kolumelo in debele stene. Zavoji so na zunanji strani ravni in gladki. Izbočena notranja stena zavojev daje kolumeli stopničasto obliko. V notranjosti zavoja je le ena guba, in sicer na zgornji strani. Temenska guba je močna, debela, najprej usmerjena navzdol, nato pa je nekoliko obrnjena navzven. Zgornjo polovico zavoja razdeli na dva dela, od katerih je zunanji večji. Osnovna oblika ustne odprtine je v mlajših zavojih bolj pravokotna, v starejših pa ovalna.

Dimenzije: višina 60 do 80 mm, širina 40 do 78 mm, apikalni kot 42°.

Razširjenost: Na Trnovskem gozdu je vrsta *Cryptoplocus consobrinus* do sedaj znana le iz Zavrha pri Lokvah in Čepovanskega dola, iz apnenca zgornjemalske starosti.

Sl. 5 — Fig. 5

Cryptoplocus consobrinus Zittel

- a) Ustna odprtina s temensko gubo — Aperture with parietal fold
- b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrha near Lokve
- c) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrha near Lokve



M 2:1

a



b



c

Cryptoplocus picteti Gemmellaro

Sl. 6a, b, c,

1898 *Cryptoplocus picteti* Gemmellaro, Cossmann, 160, Pl. XIII, fig. 9.1965 *Cryptoplocus picteti* Gemmellaro, Veselinović, 253, Tab. VI, fig. 3, 4.1969 *Cryptoplocus picteti* Gemmellaro, Nikler, 219, tab. I, sl. 5.

Opis: Hišica je visoka in konična. Kolumela je votla, sega do vrha hišice in je ozka, mnogo ožja kot pri vrsti *Cryptoplocus consobrinus*. Stene hišice so debele. Zunanje površje zavojev je gladko, ni pa popolnoma ravno. Zavoji so rahlo konkavni in imajo nekoliko poudarjen zgornji rob, kar je razlika med to vrsto in vrsto *Cryptoplocus depressus* (Voltz), ki ima zavoje popolnoma ravne. Ustni odprtini obeh vrst sta si zelo podobni. Na preseku hišice se v notranjosti zavojev vidi temenska guba, ki je že v korenu obrnjena proti zunanji strani zavoja. Življenjski prostor živali je dokaj velik. V starejših zavojih je njegovo dno polkrožno, proti mlajšim zavojem pa postaja čedalje bolj ravno. Oblika celotne notranjosti zavoja tako prehaja od okrogle prek kvadratne do pravokotne. Razmerje med širino in višino življenjskega prostora se torej od vrha proti ustju hišice spreminja v korist širine.

Dimenzije: višina 93 mm, širina 50 mm, apikalni kot 27°.

Razširjenost: Edini do sedaj znani primerek sem našla v zgornjemalmskem apnencu na Krnici na Trnovskem gozdu.

Rod *Nerinea* Defrance 1825

V rod *Nerinea* uvrščajo vrste z dvema, s tremi in štirimi gubami. Nekateri mlajši avtorji pa vrste s štirimi gubami prištevajo rodu *Ptygmatis*. Tudi sama sem vrsto *Nerinea calypso* uvrstila v rod *Ptygmatis*, saj ima v notranjosti zavoja štiri gube.

Vse gube pri vrstah rodu *Nerinea* so široke, močne in tope. Zelo debele so tudi stene zavojev. Kolumela je polna in precej široka. Hišice so stolpičaste. Njihovi apikalni koti so majhni, pri nekaterih primerkih celo zelo majhni, le okoli 6°. Take hišice so navadno zelo visoke, nekatere dosežejo višino nad 30 cm. Zavoji so na zunanji strani navadno zelo konkavni, sutura poteka po visokem grebenu.

Glede na višino hišice in njeno širino je različno tudi razmerje med višino in širino zavoja, s tem pa se spreminja tudi oblika življenjskega prostora živali od približno rombične do zelo podolgovate. Tak lumen zavoja leži v smeri njegove diagonale.

Številne vrste rodu *Nerinea* so na koncu jure izumrle. Značilne so le za kimmeridij in portlandij, nekatere celo samo za portlandij, oziroma titonij. Le dve izmed naših vrst se pojavljata v valanginiju in hauteriviju.

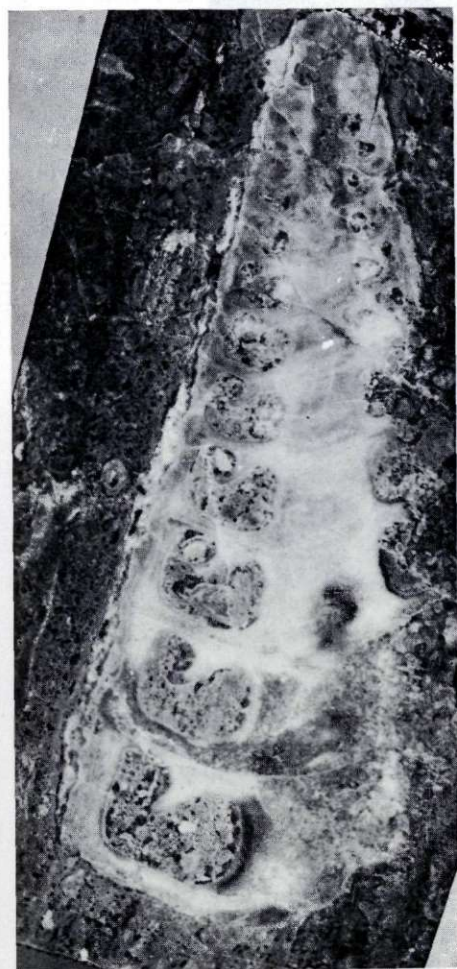
Nerinea syndjecavae Herbach

Sl. 7a, b

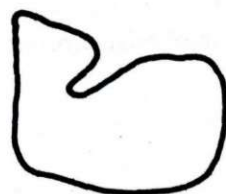
1886 *Nerinea Syndjecavae* Herbach, Herbach, 10, Taf. VI. Fig. 1, 2, Taf. VII, Fig. 9, 10.

1965 *Nerinea syndjecavae* Herbach, Veselinović, 249, Tab. IV, fig. 2, 3.

1969 *Nerinea syndjecavae* Herbach, Nikler, 219, tab. II, sl. 5, 9.



c



M 2:1

a



b

Sl. 6 — Fig. 6
Cryptoplocus picteti Gemmellaro

- a) Ustna odprtina s temensko gubo — Aperture with parietal fold
 b) Prehod od okrogle do pravokotne oblike življenjskega prostora — Development from circular to rectangular form of aperture
 c) Kolumelarni presek primerka s Krnice — Columellar section of the specimen from Krnica; 1.3 ×



M 2:1

a



b

Sl. 7 — Fig. 7

Nerinea syndjecavae Herbieh

- a) Ustna odprtina s temensko in kolumelarno gubo — Aperture with parietal and columellar fold
- b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrh near Lokve; 1,1 ×

Opis: Hišice vrste *Nerinea syndjecavae* so ozke, dolge in koničaste. Na vseh primerkih opazimo izredno debele stene in močno kumelo, ki je polna. Hišice so torej brez popka. Na največjem primerku je vidnih enajst zavojev. Vsi so zelo konkavni in močno ornamentirani. Ob suturi se namreč vleče pas velikih vozlov, pravokotno nanj pa potekajo od vrha zavoja navzdol rebra. Ustna odprtina je rombična, vanjo pa izraščata dve gubi. Temenska je daljša in ožja od kolumelarne, je ravna in usmerjena nekoliko navzven. Kolumelarna guba je kratka, široka in topa. Osnovna oblika življenjskega prostora se od starejših do mlajših zavojev ne menja. Razmerje med širino in višino notranjosti zavoja ostaja isto 1:1.

Dimenzije: višina 68 do 75 mm, širina 25 mm, apikalni kot 25°.

Razširjenost: Na Trnovskem gozdu sem to vrsto našla v zgornjemalmskem apnencu v Zavrhu pri Lokvah.

Nerinea mikoi Herbach

Sl. 8a, b

1886 *Nerinea Mikoi* Herbach, Herbach, 12, Taf. IV, Fig. 4, 5.

Opis: Najdeni primerek po notranjosti zavojev najbolj ustreza opisu vrste *Nerinea mikoi*, ki je največja znana med vrstami z dvema gubama. Življenjski prostor je podoben kot pri vrstah *N. syndjecavae* in *N. transylvanica*. Karakterizirata ga dve gubi, in sicer zelo široka in kratka kolumelarna, ter dolga, ozka in ravna temenska guba, ki je pri tej vrsti usmerjena pravokotno na dno zavoja. Sega do polovice zavoja in razdeli njegovo zgornjo polovico na dva dela, ki sta skoraj enaka, imata približno enako širino kot guba sama. Zaradi nepopolno ohranjene hišice se razmerje med širino in višino lumena lahko izračuna le za en zavoj. To znaša 1 : 1,3. Osnovna oblika življenjskega prostora je, kot vidimo iz indeksov, pokončni štirikotnik. Kolumela je zelo debela, debele so tudi stene zavojev. Iz ohranjenega dela hišice sklepamo, da je bila ta zelo dolga in stolpičasta. Zavoji so konkavni, nekoliko odebeljeni na zgornji in spodnji strani.

Dimenzije ohranjenega dela hišice: višina 50 mm, širina 31 mm, apikalni kot 14°.

Razširjenost: Edini primerek te vrste sem našla v zgornjemalmskem apnencu v Zavrhu pri Lokvah.

Nerinea cf. transylvanica Herbach

Sl. 9

cf. 1886 *Nerinea Transylvanica* Herbach, Herbach, 10, Taf. VII, Fig. 1, 2.

Opis: Iz ohranjenega dela hišice, na katerem so vidni le štirje zavoji, se lahko sklepa, da je bila visoka in stolpičasta. Kolumela je polna, stene pa zelo debele, predvsem zunanja, ki je ob šivih odebeljena. V lumen zavoja segata dve gubi. Kolumelarna je zaradi svoje velike širine in majhne višine slabo izražena. Temenska guba je v starejših zavojih zelo ozka, v mlajših pa široka in topa. Zaradi majhnega dela hišice je težko ugotoviti, ali je to pravilo, ali le posledica fosilizacije. Primerek najbolj ustreza opisu vrste *N. transylvanica*, velike podobnosti pa kaže tudi z drugimi vrstami, na primer z vrsto *N. csaklyana*, *N. syndjecavae* in *N. mikoi*, ki se med seboj le malo ločijo.

Razširjenost: Primerek sem našla v zgornjemalmskem apnencu v Zavrhu pri Lokvah.

Nerinea cf. crispa Zeuschner

Sl. 10

cf. 1855 *Nerinea crispa* Zeuschner, Peters, 359.

cf. 1886 *Nerinea crispa* Zeuschner, Herbach, 13, Taf. V, Fig. 17, 18, Taf. VI, Fig. 15—18, Taf. IX, Fig. 7, 8.

cf. 1969 *Nerinea cf. crispa* Zeuschner, Nikler, 219, tab. II, sl. 8.

Opis: Ohranjeni del majhne polžje hišice meri le 15 mm in ima štiri zavoje. Manjka ji vrh in spodnji del. Stene zavojev in kolumela so debele.

V lumen zavoja segata dve gubi, kolumelarna in temenska, ki sta majhni, slabo izraženi, predvsem temenska.

Razširjenost: Primerek sem našla v zgornjemalmskem apnencu pri Plavah.

Nerinea jeanjeani Roman

Sl. 11a, b

1898 *Nerinea Jeanjeani* Roman, Cossmann, 53, Pl. XIII, fig. 10, 17.

1965 *Nerinea jeanjeani* Roman, Veselinović, 246, Tab. II, fig. 1, 4.

1965a *Nerinea jeanjeani* Roman, Veselinović, 95, tab. III, sl. 3.

1969 *Nerinea jeanjeani* Roman, Nikler, 219, tab. III, sl. 1, 6.

Opis: Hišice so visoke in stolpičaste. Zavoji enakomerno naraščajo. So nekoliko konkavni in imajo na spodnjem in zgornjem robu niz vozlov. Tako tvorita spodnja stran starejšega in zgornja stran mlajšega zavoja greben, sredi katerega poteka sutura. Hišice nimajo popka. Kolumela je polna in široka, stene zavojev so debele. V notranjosti zavojev so izoblikovane tri gube, in sicer kolumelarna, temenska in stranska. Vse tri so si podobne med seboj. So sorazmerno majhne, a dobro vidne. Kolumelarna je ravna, kratka in ozka. Temenska je ozka in zavita proti zunanji strani zavoja, stranska pa je nekoliko



M 2:1

a



b

Sl. 8 — Fig. 8

Nerinea mikoi Herbich

a) Ustna odprtina s temensko in kolumelarno gubo — Aperture with parietal and columellar fold

b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrha near Lokve; 1,4 ×

Sl. 9 — Fig. 9

Nerinea cf. *transylvanica* Herbich
Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah (1,8 ×)
Columellar section of the specimen from Zavrh near Lokve (1,8 ×)



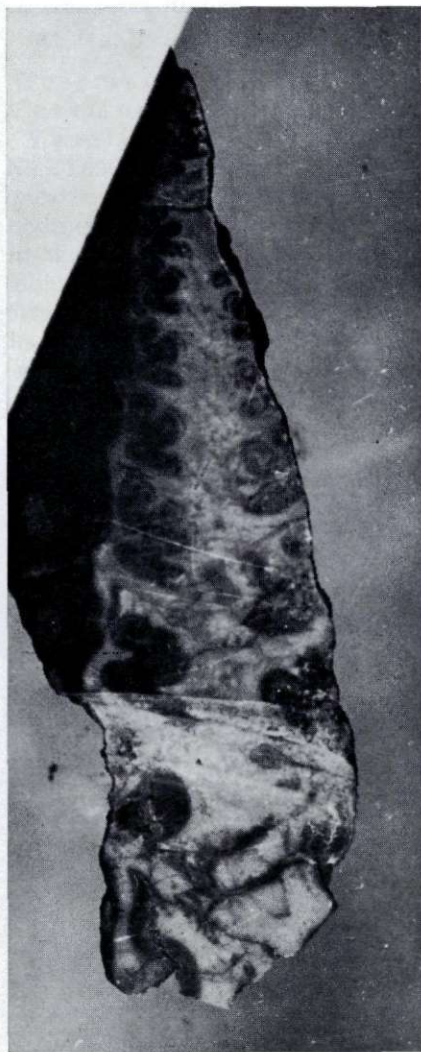
Sl. 10 — Fig. 10

Nerinea cf. *crispa* Zeuschner
Kolumelarni presek primerka iz Plav (2,8 ×)
Columellar section of the specimen from Plave (2,8 ×)



M 2:1

a



b

Sl. 11 — Fig. 11

Nerinea jeanjeani Roman

a) Ustna odprtina s temensko, kolumelarno in stransko gubo — Aperture with parietal, columellar and lateral fold

b) Kolumelarni presek primerka iz Plav — Columellar section of the specimen from Plave; 1,4 ×

širša. Razmerje med širino in višino notranjosti zavoja se nekoliko spreminja. Višina se proti zadnjemu zavoju hitreje veča kot širina.

Ta vrsta je podobna vrstam *N. voltzi*, *N. salinensis* in *N. hoheneggeri*. Razlike med njimi so v glavnem v različnem razmerju med širino in višino lumena zavoja, so pa seveda zelo majhne.

Dimenzije: višina 62 do 85 mm, širina 29 do 30 mm, apikalni kot 20° do 23° .

Razširjenost: Vse primerke te vrste sem našla v zgornjemalmskem apnencu pri Plavah.

Nerinea hoheneggeri Peters

Sl. 12a, b

1855 *Nerinea Hoheneggeri* Peters, Peters, 357, Taf. III, Fig. 1, 2.

1886 *Nerinea Hoheneggeri* Peters, Herbig, 21, Taf. VIII, Fig. 19, 20.

1898 *Nerinea* cf. *Hoheneggeri* Peters, Cossmann, 53, Pl. XIII, fig. 16.



M 2:1

a



b

Sl. 12 — Fig. 12

Nerinea hoheneggeri Peters

a) Ustna odprtina s temensko, kolumelarno in stransko gubo — Aperture with parietal, columellar and lateral fold

b) Kolumelarni presek primerka s Krnice — Columellar section of the specimen from Krnica; $2,0 \times$

1959 *Nerinea hoheneggeri* Peters, Sučić, 171, Tab. V, sl. 6.

1965 *Nerinea hoheneggeri* Peters, Veselinović, 247, Tab. IV, fig. 6, 8.

1965a *Nerinea hoheneggeri* Peters, Veselinović, 94, tab. III, sl. 1.

1971 *Nerinea hoheneggeri* Peters, Charvet & Termier, 188, Pl. XXX, fig. 1—5.

Opis: Hišice so konične, dolge do 10 cm. Njihov apikalni kot je 18° . Zavoji so konkavni. Imajo zelo močno ornamentacijo. Vzporedno s suturo potekajo večji in manjši vozli. Stene zavojev so debele, kolumela je polna, torej so hišice brez popka. Na vseh primerkih je lepo vidna notranja oblika zavojev. Karakte-



M 1:1

a



b

Sl. 13 — Fig. 13

Nerinea cf. vogti de Mortillet

a) Ustna odprtina s temensko, kolumelarno in stransko gubo — Aperture with parietal, columellar and lateral fold

b) Kolumelarni presek primerka s Krnice — Columellar section of the specimen from Krnica; $2,1 \times$

rizirajo jo tri gube, ki so približno enako dolge. Najširša je stranska guba, ki je topa. Kolumelarna je nameščena niže od prve, je nekoliko krajša in se bolj ostro konča. Tudi temenska guba je ostra, zavita pa je proti zunanji strani zavoja. Osnovna oblika življenjskega prostora je rombična.

Razširjenost: Na Trnovskem gozdu sem našla primerke te vrste le v haute-rivijskem apnencu na Krnici.

Nerinea cf. *vogti* de Mortillet

Sl. 13a, b

cf. 1939 *Nerinea vogti* de Mortillet, Petković, 71, tekstsl. 6—8, tab. I, sl. 6, tab. IV, sl. 4, tab. V, sl. 1—4.

cf. 1953 *Nerinea vogti* (de Mortillet), Mongin & Trouvé, 230, Pl. III, fig. 2.

cf. 1954 *Nerinea vogti* de Mortillet, Andjelković, 58, Tab. I, sl. 3.

Opis: Višina enega primerka je bila po rekonstrukciji najmanj 230 mm. Širina v spodnjem delu primerka je 28 mm, apikalni kot meri 8°. Hišica se torej močno razlikuje od oblik drugih vrst iz rodu *Nerinea*, saj je zelo dolga, oziroma visoka. Stene hišice so zelo močne in debele. Zavoji so konkavni. Ustna odprtina je podobna kot pri nekaterih vrstah rodu *Itieria*, vendar je zunanja oblika hišice močno različna. Življenjski prostor je razpotegnjen, vanj pa segajo tri plitve gube, po ena na kolumelarni strani, ena na stropu zavoja in ena na zunanji ustni. Najniže v spodnjem delu zavoja je kolumelarna guba, ki je zelo široka, plitva in topa. Nekoliko višje je stranska guba, ki jo Petković imenuje tudi kolumelarna, zasledila pa sem celo ime parietokolumelarna guba. To ime dobro nakaže mesto njenega izraščanja. Širina lumena zavoja je proti višini pri tej vrsti zelo majhna.

Razširjenost: Primerke te vrste sem našla nad cesto, ki vodi iz Krnice proti Rijavcem, v spodnjekrednem apnencu.

Nerinea sp. — vzorec št. 93

Sl. 14a, b

Opis: Presek hišice kaže njeno zunanjo obliko in notranjost zavojev. Ni pa videti vrha in mlajših zavojev, zato se ne dá izmeriti njenih dimenzij. Apikalni kot je okoli 20°. Zavoji so rahlo konkavni, stene zavojev so debele, kolumela je votla. Tudi notranjost zavojev je lepo vidna, kljub temu pa vrste nisem mogla določiti. V literaturi ji nisem našla ustreznega opisa. Na prvi pogled je ustna odprtina podobna ustju vrste *N. hoheneggeri*, pa tudi nekaterim krednim vrstam. Nobena od omenjenih vrst pa nima točno tako oblikovanih in razporejenih gub. Zelo očitna je na primerku podobnost med stransko in kolumelarno gubo. Obe sta iste velikosti in oblike, le da sta obrnjeni in dajeta videz po diagonali razpolovljenega pravokotnika. Diagonalo predstavlja raven srednji del lumena zavoja. Gubi sta široki in topi. Temenska guba je od njiju precej manjša, zelo ozka ter zavita proti zunanji steni zavoja.

Razširjenost: Primerke sem našla na Krnici v apnencu, ki je po mikrofosilih spodnjekredne starosti.

Rod *Ptygmatis* Sharpe 1849

Hišice rodu *Ptygmatis* so konične. Nekoliko so podobne hišicam rodu *Nerinea*, a so vse nekoliko manjše. V njihov življenjski prostor sega štiri ali pet

gub, ki ga zožujejo v ozko špranjo. Žival je imela v hišici zelo malo prostora. Hišice so zgrajene iz številnih zavojev, ki so na zunanji strani navadno ravni. Kolumela je povečini votla, stene zavojev niso zelo debele. Najdebelejša je stena na kolumelarni strani. Popek sega navadno zelo visoko.

Presek hišice kaže torej v vseh zavojih štiri ali pet gub in sicer primarno in sekundarno kolumelarno gubo, od katerih je navadno primarna večja. Na zunanji steni zavoja sta ena ali dve gubi — primarna in sekundarna stranska guba. Enako kot na kolumelarni strani, je tudi tu primarna guba večja od sekundarne. Vedno je lepo vidna tudi temenska guba.

Razlike med vrstami rodu *Ptygmatis* so na prvi pogled zelo majhne, skoraj neopazne. Razlikujejo se le po obliki in velikosti gub. Na mikroskopskih preparatih se opazi, da gube nimajo ravne površine, kot se to vidi na poliranih primerkih. Pri nekaterih vrstah imajo zelo ozke žlebove in trnaste izrastke. Število vrst tega rodu je kot pri rodu *Nerinea* zelo veliko. Njihova stratigrafska razširjenost je v glavnem malm, segajo pa v valanginij. Nekaj primerkov sem našla celo v mlajših plasteh, kot je omenjeno v literaturi. Ker je starost vseh plasti, v katerih sem pobirala material, dokazana z mikrofosili, menim, da je tudi stratigrafska razširjenost določenih vrst večja kot je bilo do sedaj znano.



Sl. 14 — Fig. 14
Nerinea sp.

- a) Ustna odprtina s temensko, kolumelarno in stransko gubo — Aperture with parietal, columellar and lateral fold
b) Kolumelarni presek primerka s Krnice — Columellar section of the specimen from Krnica; 2,5 ×

Ptygmatis calypso (d'Orbigny)

Sl. 15a, b

1850 *Nerinea Calypso* d'Orbigny, d'Orbigny, 136, Pl. 274, fig. 4—6.1886 *Nerinea Calypso* d'Orbigny, Herbich, 29, Taf. X, Fig. 12—15.

Opis: Le ena hišica kaže celotni kolumelarni presek. Ostali primerki niso celi, ali pa niso v točnih presekih po kolumeli in se njihovih dimenzij ne dá izmeriti. Kljub temu so lepo vidne notranjosti zavojev. Zavoji so na zunanji strani rahlo konkavni in dajejo stopničast videz stolpičaste hišice. Kolumela je močna in polna. Stene zavojev so debele. Ustje je rombično, v njem pa so izoblikovane štiri gube. Stranska je najdebelejša, kratka in topa. Dve kolu-



Sl. 15 — Fig. 15

Ptygmatis calypso (d'Orbigny)

- a) Ustna odprtina s temensko, dvema kolumelarnima in stransko gubo — Aperture with parietal, two columellar and one lateral fold
- b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrh near Lokve; 1,9 ×

melarni gubi sta si vzporedni, nekoliko daljši od stranske in ozki. Tudi temenska guba je ozka. Zavita je proti zunanji steni zavoja.

Opisano vrsto Herbach uvršča med nerineje s štirimi gubami, v rod *Nerinea*. V novejši literaturi (Yin, 1962, Veselinović, 1965a) se pojavlja za hišice s štirimi gubami že ime *Ptygmatis*. Zaradi tega sem tudi jaz uvrstila d'Orbignyjevo vrsto *Nerinea Calypso* v rod *Ptygmatis*.

Dimenzije: višina 50 mm, širina 16 mm, apikalni kot 15° do 16° .

Razširjenost: Primerke te vrste sem našla le v Zavrhu pri Lokvah v zgornjemalmskem apnencu.

Ptygmatis minuta Yin

Sl. 16a, b

1962 *Ptygmatis minuta* sp. nov., Yin, 527, text fig. 5a, 5b, Pl. II, fig. 6—9.

Opis: Hišice vrste *Ptygmatis minuta* so konične. Zavoji so ravni, njihova zunanja stena je skoraj vzporedna kolumeli. Vsak mlajši zavoj je nekoliko širši in hišica je zaradi tega stopničasta. Kolumela je polna, a ozka. Življenjski prostor ima obliko pokončnega romboedra. Vanj segajo štiri gube, dve kolumelarni ter po ena temenska in stranska guba. Vse so dobro vidne. Zelo slabo izražena pa je sekundarna stranska guba; to je le rahla, zelo nizka izboklinica v zgornji polovici zunanje stene zavoja. Primarna stranska guba je kratka in topa. Kolumelarni gubi sta si podobni, sta ožji od stranske in nekoliko daljši. Temenska guba je usmerjena navzven in na koncu malo razširjena.

Dimenzije: višina 32 do 44 mm, širina 10 do 13 mm, apikalni kot 12° do 14° .

Razširjenost: Vsi primerki so iz zgornjemalmskega apnenca iz Zavrha pri Lokvah.

Ptygmatis carpathica (Zeuschner)

Sl. 17a, b

1855 *Nerinea Carpathica* Zeuschner, Peters, 347, Taf. I, Fig. 4—6.

1886 *Ptygmatis carpathica* Zeuschner, Herbach, 39, Taf. III, Fig. 6—11, 18, 19.

1898 *Ptygmatis carpathica* Zeuschner, Cossmann, 78, Pl. VI, fig. 37, Pl. VII, fig. 1—3.

1953 *Nerinea carpathica* Zeuschner, Sučić-Protić, 117, Tab. V, sl. 1—3.

1965 *Ptygmatis carpathica* (Zeuschner), Veselinović, 252, Tab. III, sl. 5, 6, Tab. V, sl. 8.

1965a *Ptygmatis carpathica* (Zeuschner), Veselinović, 96, tab. I, sl. 2, 3, tab. III, sl. 6.

1969 *Ptygmatis carpathica* (Zeuschner), Nikler, 219, tab. IV, sl. 8, 9, tab. V, sl. 3, 4.

Opis: Podolžni preseki majhnih polžjih hišic kažejo po svoji notranji obliki največ podobnosti z opisi vrste *Ptygmatis carpathica*. Razlike pa se kažejo v merah. Vsi v literaturi omenjeni primerki so nekoliko večji od primerkov s Trnovskega gozda. Le primerek, ki ga omenja Herbach (1886, Taf. III, Fig. 18, 19), je zelo majhen; v to vrsto sem uvrstila tudi svoje primerke.

Hišice so stolpičaste in imajo številne zavoje. Stene zavojev so zelo debele, predvsem notranja, ki je skoraj polkrožna in daje kolumeli značilno stopničasto obliko. Ustna odprtina je ozka, značilna za rod *Ptygmatis*. Ima pet gub,

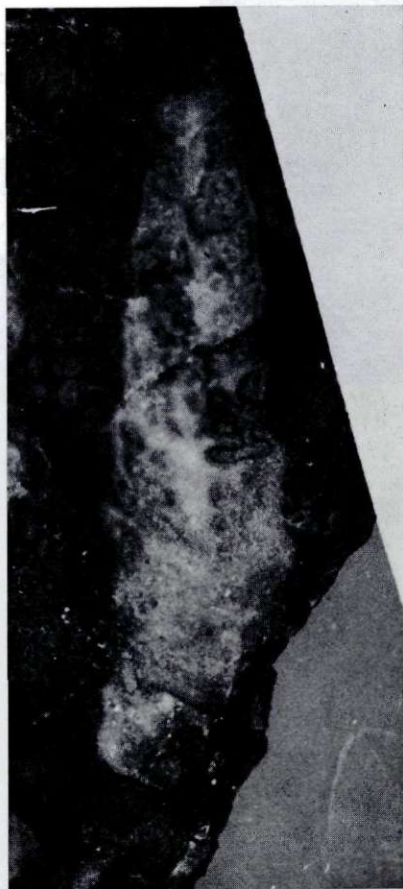
od katerih je temenska kolenasta. Je dolga in upognjena proti zunanji strani zavoja. Primarni gubi — kolumelarna in stranska — sta si vzporedni, ležita v isti ravnini. Stranska je nekoliko širša in krajša od kolumelarne, ki je na začetku zelo ozka, nato pa se močno razširi v lumen zavoja. Nad njo sledi ozka in ravna sekundarna kolumelarna guba, ki je krajša od primarne. Sekundarna stranska guba je najmanjša od vseh. Osnovna oblika ustne odprtine je rombična. Širina zavoja je večja od višine.

Ta vrsta je po obliki notranjosti zavoja zelo podobna vrsti *Ptygmatis bruntrutana* in ju je težko ločiti. Od omenjene vrste se vrsta *P. carpathica* razlikuje



M 4:1

a



b

Sl. 16 — Fig. 16

Ptygmatis minuta Yin

- a) Ustna odprtina s temensko, dvema kolumelarnima in dvema stranskima gubama — Aperture with parietal, two columellar and two lateral folds
 b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrh near Lokve; 2,3 ×

le po nekoliko daljši in ožji temenski gubi in močnejši spodnji kolumelarni gubi, ki se končuje v dveh smereh.

Dimenzije: višina 20 do 22 mm, širina 9 do 11 mm, apikalni kot 21° do 23° .

Razširjenost: Vrsta *Ptygmatis carpathica* se pojavlja v malmu in spodnji kredi. Razširjenost te vrste v Evropi je zelo velika v geografskem in stratigrafskem smislu. Enako je tudi pri nas. Na Trnovskem gozdu sem jo našla v svetlem zgornjemalmskem apnencu v Zavrhu pri Lokvah, Krnici in Čepovanskem dolu.

Ptygmatis bruntrutana (Thurmann)

Sl. 18a, b, c

1850 *Nerinea Bruntrutana* Thurmann, d'Orbigny, 154, Pl. 283, fig. 4—5.

1855 *Nerinea Bruntrutana* Thurmann, Peters, 344, Taf. I, Fig. 1—3.

1898 *Ptygmatis bruntrutana* Thurmann, Cossmann, 73, Pl. VI, fig. 13—17, 20, 21.

1965 *Ptygmatis bruntrutana* (Thurmann), Veselinović, 250.

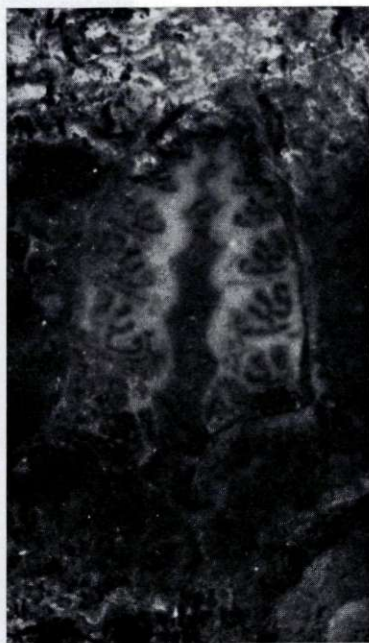
1965a *Ptygmatis bruntrutana* (Thurmann), Veselinović, 97, tab. III, sl. 5.

1969 *Ptygmatis bruntrutana* (Thurmann), Nikler, 219, tab. IV, sl. 1—4.



M 6:1

a



b

Sl. 17 — Fig. 17

Ptygmatis carpathica (Zeuschner)

a) Ustna odprtina s temensko, dvema kolumelarnima in dvema stranskima gubama — Aperture with parietal, two columellar and two lateral folds

b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrhu near Lokve; 2,8 ×

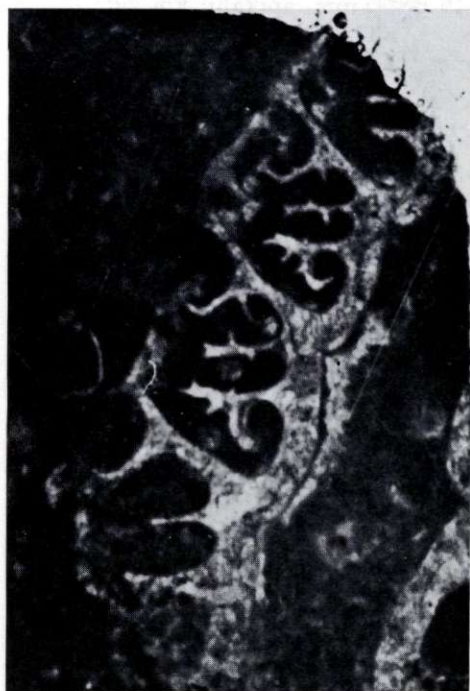


M 5:1

a



b



c

Sl. 18 — Fig. 18

Ptygmatis bruntrutana (Thurmann)

- a) Ustna odprtina s temensko, dvema kolumelarnima in dvema stranskima gubama —
Aperture with parietal, two columellar and two lateral folds
- b) Kolumelarni presek primerka iz Krnice — Columellar section of the specimen
from Krnica; 1,7 X
- c) Mikroskopski preparat primerka iz Krnice — Thin section of the specimen from
Krnica; 8,3 X

Opis: Ohranjeni deli hišic kažejo različne velikosti, od majhnih do precej velikih. Hišice so stolpičaste, stene zavojev so debele, najbolj na kolumelarni strani. Kolumela je votla. Oblika življenjskega prostora je rombična, vanjo sega pet gub. Kot pri vrsti *P. carpathica* je tudi tu spodnja kolumelarna guba razcepljena, vendar precej ožja. Ima obliko široke črke Y, z izrastkom na sredini, kar se vidi v mikroskopskem preparatu (sl. 18). Druga — sekundarna kolumelarna guba je vzporedna zgornjemu delu prve in ima tudi drobne izrastke. Temenska guba je ozka, razcepljena v dva kraka, od katerih je krajši obrnjen navznoter, daljši pa je usmerjen najprej navzdol, nato pa zavije navzven. Primarna stranska guba je široka in kratka, sekundarna pa ravna in tudi kratka. Podrobnosti notranjosti zavojev so vidne le v zbruskih, v obrusih pa se drobnih izrastkov na gubah, ali poglobitev vanje ne vidi. Razločimo le obliko Y primarne kolumelarne gube, ožjo in ravno zgornjo kolumelarno gubo, široko in kratko primarno stransko gubo, zelo majhno sekundarno stransko gubo ter dolgo, ozko in navzven obrnjeno temensko gubo.

Dimenzije: višina 40 do 90 mm, širina 19 do 35 mm, apikalni kot 20°.

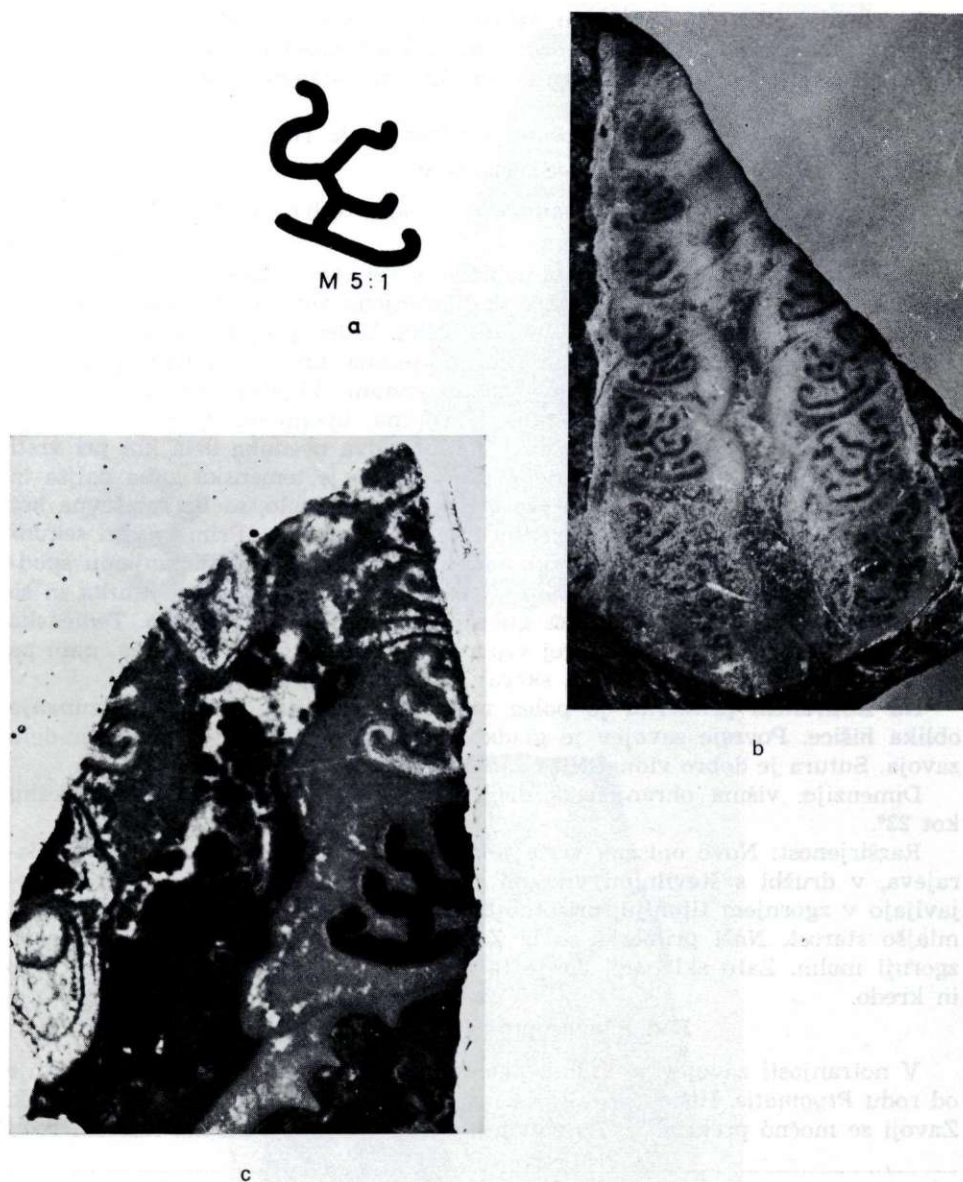
Razširjenost: Pri nas sem to vrsto našla v Zavrhu pri Lokvah, Čepovanskem dolu in Plavah v zgornjemalmskem apnencu in na Krnici v plasteh, ki so po mikrofavni spodnjekredne. Torej je ta vrsta živela tudi še v kredi in ne samo v juri, kot je omenjeno v literaturi.

Ptygmatis pseudobruntrutana (Gemmellaro)

Sl. 19a, b, c

- 1886 *Ptygmatis pseudo-Bruntrutana* Gemmellaro, Herbig, 40, Taf. V, Fig. 6—8.
 1898 *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemmellaro, Cossmann, 75, Pl. VI, fig. 22—26.
 1953 *Nerinea pseudobruntrutana* Gemmellaro, Sučić-Protić, 117, Tab. V, sl. 4.
 1965 *Ptygmatis pseudobruntrutana* (Gemmellaro), Veselinović, 250, Tab. III, fig. 2, 7, Tab. V, fig. 6, 7, 10.
 1969 *Ptygmatis pseudobruntrutana* (Gemmellaro), Nikler, 219, tab. V, sl. 2.

Opis: Od velikega števila najdenih primerkov sta le dva ohranjena cela z vrhom in najmlajšimi zavoji. Hišice so srednje velike, stolpičaste in imajo številne ravne zavoje. Rahlo je poudarjen le njihov spodnji rob. Kolumela je do vrha hišice votla. Stene zavojev so predvsem na kolumelarni strani zelo debele in v spodnjem delu zavoja močno izbočene. Osnovna oblika ustne odprtine je rombična, vanjo pa sega pet gub, na prvi pogled enakih kot pri vrstah *P. carpathica* in *P. bruntrutana*. Vse so široke in močne, zato je življenjski prostor živali zelo ozek — špranjast in močno razvejan. Glavna značilnost vrste *P. pseudobruntrutana* je primarna stranska guba, ki je zelo široka, kratka in nameščena med obe kolumelarni gubi. Sekundarna stranska guba je od vseh najmanjša. Je kratka, ozka in topa. Najdaljša je temenska guba. Sprva je zelo široka, nato pa ožji del sega precej proti zunanji strani zavoja. Konča se topo, skoraj pravokotno na zunanjo steno zavoja. Tudi kolumelarni gubi sta široki. Primarna ima zažetek na spodnji strani, nato pa se razširi. Je nekoliko daljša od sekundarne kolumelarne gube, ki je tudi na bazi najožja, proti sredini zavoja se razširi in ravno konča.



Sl. 19 — Fig. 19
Ptygmatis pseudobruntrutana (Gemmellaro)

- a) Ustna odprtina s temensko, dvema kolumelarnima in dvema stranskima gubama — Aperture with parietal, two columellar and two lateral folds
- b) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrha near Lokve; $2,4 \times$
- c) Mikroskopski preparat primerka iz Zavrha pri Lokvah — Thin section of the specimen from Zavrha near Lokve; $4,0 \times$

Dimenzije: višina 16 do 43 mm, širina 15 do 21 mm, apikalni kot 18° do 20° .

Razširjenost: Na Trnovskem gozdu sem to vrsto našla v Zavrhu pri Lokvah, Krnici in Plavah, in sicer v zgornjemalmskih in valanginijskih plasteh.

Ptygmatis cf. *bosantica* (Charvet & Termier)

Sl. 20a, b, c

cf. 1971 *Nerinea* (*Ptygmatis*) *bosantica* nov. sp., Charvet & Termier, 188, Pl. XXXII, fig. 1.

Opis: Edini primerek, izlužen iz sedimenta, verjetno pripada vrsti *Ptygmatis bosantica*. Hišica je majhna in ima slabo ohranjeno notranjost zavojev. Zato je primerjava z drugimi podobnimi vrstami težka. Viden presek zavoja je najbolj podoben sliki omenjene vrste, ki pa je opisana brez natančnih podatkov. Poudarjene so le razlike med to in drugimi vrstami, ki jih lahko zasledim tudi na mojih primerkih. Temenska guba je enotna, upognjena v ostrem kolenu proti zunanji strani zavoja in ni razdeljena na dva neenaka dela kot pri vrsti *P. bruntrutana*. Pri vrsti *P. pseudobruntrutana* pa je temenska guba daljša in debelejša. Notranje stene zavojev, ki mejijo na kolumelo, so bolj poševne kot pri vrsti *P. carpathica*. Ustna odprtina ima torej pet gub. Primarna in sekundarna kolumelarna guba sta si vzporedni in usmerjeni proti zunanjemu spodnjemu kotu zavoja. Primarna stranska guba je najširša od vseh, kratka in se ravno konča. Sekundarna stranska guba je majhna, ozka in kratka. Temenska guba je najdaljša. Je ozka, najprej vzporedna kolumelarnima gubama, nato pa se v ostrem kotu obrne navzven, skoraj vzporedno suturi.

Na izoliranem primerku je poleg notranjosti zavojev vidna tudi zunanja oblika hišice. Površje zavojev je gladko in rahlo konkavno v spodnjem delu zavoja. Sutura je dobro vidna. Hišica je ozka, majhna in stolpičasta.

Dimenzije: višina ohranjenega dela hišice 15 mm, širina 13 mm, apikalni kot 23° .

Razširjenost: Novo opisana vrsta je bila najdena v Bjelišu, severno od Sarajeva, v družbi s številnimi vrstami iz družine *Nerineidae*, ki se pojavljajo v zgornjem titoniju, prisotnost spodnjekredne mikrofavne pa kaže na mlajšo starost. Naši primerki so iz Zavrha pri Lokvah, kjer je še dokazan zgornji malm. Zato sklepam, da je ta vrsta preživela mejno dobo med juro in kreda.

Rod *Phaneroptyxis* Cossmann 1896

V notranjosti zavojev je vidnih pet gub, vendar se ta rod močno razlikuje od rodu *Ptygmatis*. Hišice so jajčaste in zelo široke. Apikalni kot je zelo velik. Zavoji se močno prekrivajo. Po zunanji obliki so hišice podobne hišicam rodu

Sl. 20 — Fig. 20

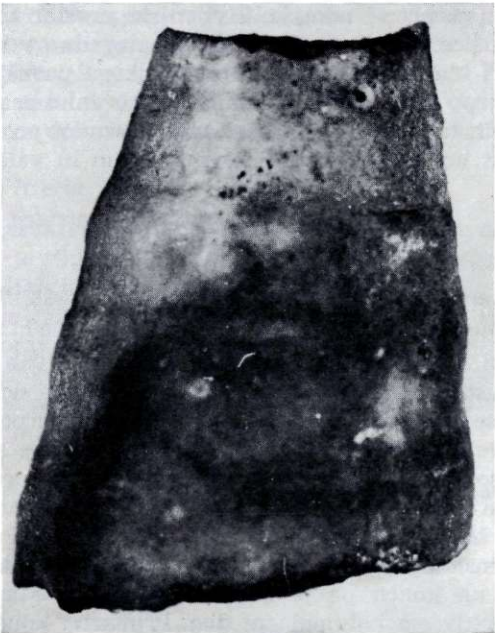
Ptygmatis cf. *bosantica* (Charvet & Termier)

- a) Ustna odprtina s temensko, dvema kolumelarnima in dvema stranskima gubama — Aperture with parietal, two columellar and two lateral folds
- b) Zunanja oblika primerka iz Zavrha pri Lokvah — External form of the specimen from Zavrha near Lokve; $5,0 \times$
- c) Kolumelarni presek primerka iz Zavrha pri Lokvah — Columellar section of the specimen from Zavrha near Lokve; $5,0 \times$



M 5:1

a



b



c

Itieria, a so precej manjše. Življenjski prostor živali je razpotegnjen po zavoju. Stene hišice so debele, kolumela je navadno votla. Popek je sorazmerno ozek. Tudi pri tem rodu gube nimajo gladkega površja, ampak imajo razne zažetke, kar se lepo vidi na zbruskih. Med nabranim materialom sem lahko določila le dve vrsti, ki se med seboj ločita v glavnem po širini hišice. Stratigrafska razširjenost vrst tega rodu je zgornji malm in valanginij.

Phaneroptyxis austriaca (Zittel)

Sl. 21a, b

1886 *Itieria Austriaca* Zittel, Herbig, 36, Taf. II, Fig. 15—20.

1965 *Phaneroptyxis austriaca* (Zittel), Veselinović, 254, Tab. V, fig. 13.

Opis: Primerki so ohranjeni od najstarejših do najmlajših zavojev. Hišice so jajčaste in zelo široke. Premer hišice se od vrha proti ustju naglo veča. Zavoji se močno prekrivajo in so v preseku srpasti. Vsak mlajši zavoj prekriva vsaj dve tretjini prejšnjega. Najmlajši zavoj sega do polovice hišice. Stene hišice so močne, predvsem na kolumelarni strani. Kolumela je votla. Ustna odprtina je razpotegnjena po ozkem zavoju. Vanjo sega pet gub, ki življenjski prostor še zmanjšujejo, tako da ima obliko ozke razvejane špranje. Najmočnejša je temenska guba, ki ima najprej rahel zažetek, je brez drobnih izrastkov in žlebov, na koncu pa je nekoliko valovita. Manjše zažetke imajo tudi ostale gube, predvsem kolumelarni dve. Primarna kolumelarna guba je zelo široka in precej večja od sekundarne. Stranski gubi sta po velikosti skoraj enaki. Sta majhni in kratki. Primarna je nekoliko bolj robata od sekundarne.

Dimenzije: višina 19 do 30 mm, širina 14 do 23 mm, apikalni kot 50° do 62° .

Razširjenost: To vrsto sem našla v Čepovanskem dolu, južno od Kala in pri Plavah v plasteh, ki pripadajo spodnji kredi-valanginiju.

Phaneroptyxis staszycii (Zeuschner)

Sl. 22a, b

1855 *Nerinea Staszycii* Zeuschner, Peters, 350, Taf. II, Fig. 6—9.

1886 *Itieria Staszycii* Zeuschner, Herbig, 34, Taf. II, Fig. 3—10.

1938 *Phaneroptyxis staszycii*, Gočanić, 60.

1965 *Phaneroptyxis staszycii* (Zeuschner), Veselinović, 254, Tab. III, fig. 4, Tab. V, fig. 9, 12, 15.

1965a *Phaneroptyxis staszycii* (Zeuschner), Veselinović, 98.

1969 *Phaneroptyxis staszycii* (Zeuschner), Nikler, 219, tab. V, fig. 10.

Opis: Hišice so jajčaste, vendar ožje kakor pri vrsti *Phaneroptyxis austriaca*. To je za ločitev vrst zelo pomembno, ker sta si vrsti po notranji obliki zelo podobni. Tudi vrsta *P. staszycii* ima zelo debele stene zavojev. Najdebelejša je na kolumelarni strani. Kolumela je ozka in votla. Na enem primerku se vidi del zunanosti zavoja, iz česar se dá sklepati, da potekajo vzdolž zavojev močna rebra. Zavoji se nekoliko manj prekrivajo kot pri vrsti *P. austriaca*. Ustna odprtina je razpotegnjena po ozkem zavoju. Ima pet gub. Na zbrusku hišice te vrste se lepo vidi, da gube niso gladke, ampak nekako stopničaste. Primarna kolumelarna guba ima ob steni najprej ozek vrat, nato pa se močno razširi. Sekundarna kolumelarna guba je pravokotna na kolumelo. Temenska

guba je kratka in zavita navzven. Primarna stranska guba je kratka, z zažetkoma na bazi. Najmanjša med vsemi je sekundarna stranska guba.

Dimenzije: višina 31 mm, širina 19 mm, apikalni kot 41° .

Razširjenost: To vrsto sem našla v zgornjemalmskem apnencu pri Plavah, južno od Kala in v Čepcovanskem dolu ter v hauterivijskem apnencu na Krnici.

Rod *Itieria* Matheron 1842

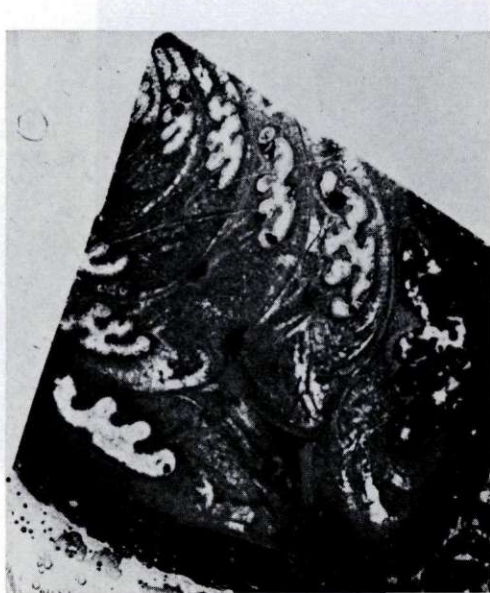
Življenjski prostor živali karakterizirajo tri gube, enako kot pri nekaterih vrstah rodu *Nerinea*. Podobna je tudi njegova oblika, saj je zelo razpotegnjen. Zelo različne pa so zunanje oblike hišic in zavojev.

Za rod *Itieria* je značilna jajčasta hišica. Zavoji so konveksni in se močno prekrivajo. Vsak naslednji skoraj v celoti prekriva prejšnjega. Zato je ustna odprtina podolgovata. Apikalni kot je navadno velik. Stene hišice so debele, kolumela je zapolnjena, gube pa so široke in tope. Primerki tega rodu so precej veliki, prek 15 cm, ali pa zelo majhni, veliki le en do dva cm.

Določila sem le vrsto *Itieria moreana*, ki je zgornjemalmske starosti. Podatki iz literature kažejo, da je živela v titoniju, jaz pa sem jo našla v valanginijskem apnencu.



a



b

Sl. 21 — Fig. 21

Phaneroptyxis austriaca (Zittel)

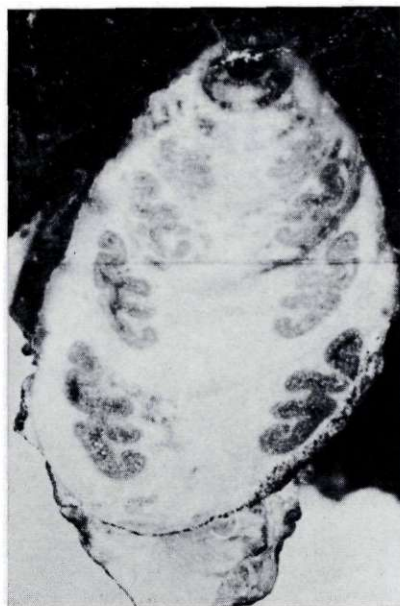
- a) Kolumelarni presek primerka iz Plav — Columellar section of the specimen from Plave; $1,8 \times$
- b) Mikroskopski preparat primerka iz Plav — Thin section of the specimen from Plave; $3,3 \times$

Itieria moreana (d'Orbigny)

Sl. 23a, b

1850 *Nerinea Moreana* d'Orbigny, d'Orbigny, 100, Pl. 257, fig. 1, 2.1855 *Nerinea Moreana* d'Orbigny, Peters, 351, Taf. III, Fig. 5—7.1898 *Phaneroptyxis Moreana* d'Orbigny, Cossmann, 14, Pl. II, fig. 1—2.1965 *Itieria moreana* (d'Orbigny), Veselinović, 256, Tab. III, fig. 1—3.1965a *Itieria moreana* (d'Orbigny), Veselinović, 100, tab. I, sl. 4.1969 *Itieria moreana* (d'Orbigny), Nikler, 219, tab. V, sl. 8, 9.

Opis: Med materialom sem določila dva primerka te vrste, ki pa nista cela. Manjšemu manjka ustje, večjemu, katerega višina je bila okoli 150 mm, pa vrh in ustje. Na obeh primerkih se vidi stožčasta ali jajčasta oblika hišice. Zavoji so konveksni in se močno prekrivajo. Vsak naslednji prekriva dve tretjini prejšnjega. Stene zavojev so debele. Življenjski prostor živali je razpotegnjen po ozkem zavoju poševno na os hišice. Vanj segajo tri gube, od katerih je stranska najmočnejša. Nameščena je na sredini lumena zavoja. Je debela, kratka, topa in ima ravno površje. Nasproti njej sta dve manjši gubi. V spodnji polovici zavoja je kolumelarna, ki je kratka, ozka in topa, nekoliko večja od



a



b

Sl. 22 — Fig. 22

Phaneroptyxis staszycii (Zeuschner)

a) Kolumelarni presek primerka iz Plav — Columellar section of the specimen from Plave; 2,7 ×

b) Mikroskopski preparat primerka iz Plav — Thin section of the specimen from Plave; 4,4 ×

temenske, ki sega v zgornjo polovico zavoja. Ta je kratka, ozka in koničasta, ter vzporedna kolumelarni. Večkrat je zelo slabo vidna.

Dimenzije: višina 60 mm, širina 29 mm, apikalni kot 32° .

Razširjenost: Po en primerek te vrste sem našla na Krnici in v Zavrhu pri Lokvah, in sicer v mejnih plasteh med juro in kreda in v valanginijskem apnencu.

Vzorec št. 49

Sl. 24

Gre za ostanek majhne hišice polža, ki mu manjka vrh. Verjetno je odpadel še predno je hišico prekril sediment, saj je ostali del hišice nepoškodovan. Zavoji se močno prekrivajo; vsak mlajši skoraj v celoti prerašča starejšega. Hišica je zaradi tega jajčasta. Kolumela je do polovice hišice votla. V preseku vidimo, da se lumen zavoja vleče kot tanka zveržena črta od vrha zavoja proti kolumeli. V spodnjem delu se dvakrat razcepi. Spodnja polovica notranjosti zavoja je nekoliko podobna notranjosti zavoja pri vrstah rodu *Phaneroptyxis*.



M 1:1

a



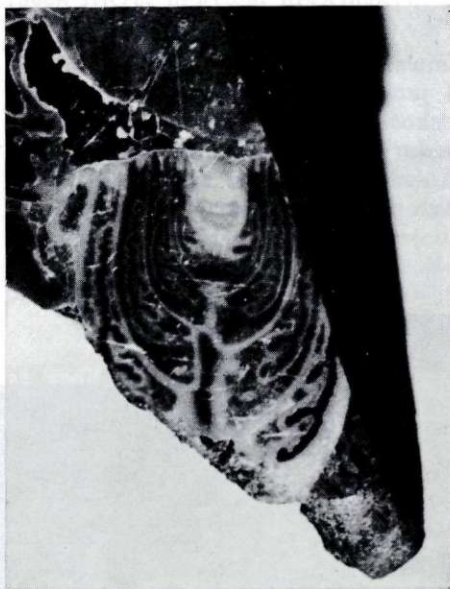
b

Sl. 23 — Fig. 23

Itieria moreana (d'Orbigny)

- a) Ustna odprtina s temensko, kolumelarno in stransko gubo — Aperture with parietal, columellar and lateral fold
- b) Kolumelarni presek primerka iz Krnice — Columellar section of the specimen from Krnica; $1,7 \times$

Pri tem primerku je težko govoriti o več gubah. Razločni sta le dve na kolumelarni strani, ki sta si po velikosti in obliki podobni. Hišice s podobnim, zelo razpotegnjenim in ozkim lumenom zavoja sem zasledila tudi v literaturi, opisane kot rod *Itieria*, vendar so razlike prevelike, da bi lahko primerek s Trnovskega gozda uvrstila v ta rod.



Sl. 24 — Fig. 24

Vzorec št. 49

Sample No. 49

Kolumelarni presek primerka s Kanalskega vrha (3,4 ×)

Columellar section of the specimen from Kanalski vrh (3,4 ×)

Stratigrafska razširjenost vrst

Slika 25 kaže, da se stratigrafska razširjenost posameznih vrst s Trnovskega gozda in Banjške planote po mojih določitvah v glavnem ujema s podatki v literaturi. V nekaj primerih pa je prišlo do razlik. To je verjetno posledica mišljenja starih avtorjev, katerih literaturo sem uporabljala. Ti so uvrščali večino nerinej v juro. V novejši literaturi so nekatere vrste omenjene tudi iz spodnjekrednih plasti. Stratigrafska razširjenost vrst *Nerinea hoheneggeri*, *Ptygmatis bruntrutana*, *Phaneroptyxis austriaca*, *Phaneroptyxis staszycii* in *Itieria moreana* je zanesljivo večja od njihove stratigrafske razširjenosti, omenjene v literaturi. Starost plasti, v katerih sem primerke omenjenih vrst našla, je točno določena z mikrofosili. Večja je tudi stratigrafska razširjenost vrste *Nerinea vogti*, toda ne v mlajše, ampak v starejše plasti.

Iz slike se razločno vidi, da je največje število nerinej na področju Trnovskega gozda in Banjške planote živelo v zgornjem delu malma. Nekatere se pojavljajo izključno v portlandiju, oziroma titoniju, in so vodilne za to starost.

Stratigrafska razporeditev vrst v posameznih nahajališčih

Na slikah 26 do 28 sem podala stratigrafsko razširjenost vrst in število primerkov posamezne vrste v določenem nahajališču in v določeni golici. Stratigrafske meje so na podlagi že izdelane geološke karte SFRJ, list Gorica 1 : 100 000.

Krnica — slika 26. V starejših plasteh so primerki zelo redki. Le tu in tam sem našla posamezne ostanke hišic nerinej in tu sem označila golico. Zaradi tega je v razpredelnici v posameznih golicah le po en primerek. Material do golice št. 10 je zelo slabo ohranjen. Odlomki hišic so majhni in močno prekrystaljeni, zato sem le redke lahko določila. Izredno lep pa je primerek velike hišice iz golice št. 4, ki pripada vrsti *Cryptoplocus picteti*. Ohranjen je v celoti. V zbruskih iz iste golice in iz golice št. 3 sem našla tudi nekaj primerkov alge *Clypeina jurassica*. Velike tintinine so najbolj pogoste v zbruskih iz golic št. 8 in 9. Veliko bolj bogati z nerinejami sta golici št. 11 in 12. Tu je zastopanih v posamezni golici več različnih vrst z več primerki. V tem materialu nisem več našla velikih tintinin. Iz teh golic sem določila tudi vrsti *Nerinea hoheneggeri* in *Phaneroptyxis staszycii*, ki sta bili do sedaj znani le kot portlandijski in valanginijski vrsti. Tudi na geološki karti SFRJ — list Gorica je na tem kraju označen hauterivij. Torej sta omenjeni vrsti še mlajši, kot je bilo do sedaj znano.

Zavrh — slika 27. Slika že na prvi pogled pove, da je to najbogatejše nahajališče nerinej. V posameznih golicah sem našla veliko različnih vrst; nekatere so zastopane z izredno velikim številom primerkov. Največ jih pripada vrstam *Ptygmatis calypso*, *Ptygmatis minuta* in *Nerinea syndjecavae*. Vse so iz golice št. 1 in vse so značilne za portlandij. V golici št. 3 sem našla dva primerka vrste *Cryptoplocus consobrinus*, ki je tudi značilen za zgornji del malma. Z manjšim številom primerkov so zastopane vrste *Nerinea mikoi*, *Nerinea transylvanica* in *Nerinea jeanjeani*, ki so prav tako pomembne zgornjemalmske vrste. V golici št. 6 sem našla med drugimi vrstami tudi vrsti *Ptygmatis bruntrutana* in *Itieria moreana*, ki sta bili znani do sedaj le iz malmskih plasti. Od značilnih mikrofosilov sem tu našla številne velike tintinine, ki dokazujejo spodnjekredno starost plasti.

Plave — slika 28. Najdišče nasproti hidroelektrarne Plave je po starih geoloških kartah spodnjekredne starosti. S. Buser pa mi je povedal, da je leta 1970 našel v njem alga *Clypeina jurassica* Favre in ga zato uvrstil v zgornjo juro. Tudi sama sem našla v zbruskih iz golice št. 7 v useku v spodnjem delu cestnega ovinka alga *Clypeina jurassica* in velike tintinine.

V Plavah sem dobila le majhno število primerkov nerinej, deloma tudi zato, ker se primeren kos zelo težko dobi iz apnenca. Najbolj pomembna med določenimi vrstami je vrsta *Nerinea jeanjeani*, značilna za zgornji malm. V zgornjem delu ovinka so plasti spodnjekredne starosti. V njih sem našla poleg vrste *Ptygmatis pseudobruntrutana* tudi vrsto *Phaneroptyxis austriaca*, ki je bila do sedaj znana le iz zgornjemalmskih plasti.

Pod Kalom — slika 28. Južno od Kala sem našla v zgornjemalmskem apnencu le dva primerka; eden pripada vrsti *Phaneroptyxis austriaca*, drugi pa vrsti *Phaneroptyxis staszycii*.

Čepovanski dol — slika 28. Tu gre za nadaljevanje plasti, ki se pojavljajo pri Zavrhu. V njih sem našla le štiri slabo ohranjene primerke; med njimi je predstavnik zgornjemalmske vrste *Cryptoplocus consobrinus*.

Sklep

Avtorica podaja rezultate prvih raziskav nerineid v Sloveniji. Določila je pet rodov in osemnajst različnih vrst; nekatere so po njenih ugotovitvah značilne za zgornji del malma in predvsem za ločitev meje med jurskim in krednim sistemom. Med te sodita obe vrsti rodu *Cryptoplocus* (*C. consobrinus*, *C. picteti*), in številne vrste rodu *Nerinea* (*N. syndjecaevae*, *N. mikoï*, *N. transylvanica*, *N. crispa*, *N. jeanjeani*). Za vse te vrste je značilna preprosta notranja oblika zavoja. To so nerineje z dvema in tremi gubami. Naštete vrste na koncu jure izumro. Dve vrsti rodu *Nerinea* (*N. hoheneggeri* in *N. vogti*) pa se pojavljata le v spodnji kredi. Med vrstami rodu *Ptygmatis* sta samo dve vrsti pomembni za stratigrafijo. To sta *P. calypso* s štirimi gubami in *P. minuta* s petimi gubami. Živeli sta izključno v zgornjem malmu. Ostale vrste tega rodu se s številnimi primerki pojavljajo tako v zgornjejurskih, kot tudi v spodnjekrednih plasteh na Trnovskem gozdu in Banjški planoti. Rod *Phaneroptyxis* se pojavi šele v zgornjem malmu, predstavnike tega rodu pa vsebujejo tudi spodnjekredne plasti. Od rodu *Itieria* je avtorica določila le dva primerka vrste *Itieria moreana*. Zato stratigrafska razširjenost te vrste še ni zanesljiva. Našla jo je v mlajših plasteh, kot jih navajajo v literaturi, kar kaže, da je vrsta preživela mejo med juro in kredo.

Poleg teh vrst je našla še nekaj lepo ohranjenih primerkov rodu *Nerinea*. Morda gre za novo vrsto, ali pa jih zaradi pomanjkanja literature ni uspela določiti. Med nabranim materialom je tudi primerek, ki ne sodi v nobenega izmed naštetih rodov. Vzorec je našla na Kanalskem vrhu, kjer je dokazana kredna starost plasti. Tudi tega primerka ni mogla določiti.

Trnovski gozd in Banjška planota je prvo obdelano nahajališče nerinej v Sloveniji. Za študij njihovega razvoja in stratigrafske razširjenosti bo treba raziskati še druga nahajališča in to vzporedno z detajlnimi kartiranjmi ter mikropaleontološkimi raziskavami. Le tako namreč lahko dobimo zanesljive rezultate glede starosti posameznih vrst. Vzorci nabrani na slepo nam rabijo le za paleontološko obdelavo. Nerešeno je ostalo vprašanje razvoja vrst v okviru družine *Nerineidae*. Njeni zastopniki se pojavljajo že v spodnji juri, material, ki ga je avtodica obdelala, pa je malmske in spodnjekredne starosti. Zato ni mogla podati zaključkov glede razvoja nerinej. V ta namen bo treba obdelati vse jurske in kredne vrste ter preučiti njihov filogenetski razvoj. S tem bomo izvedeli še kaj več o tej zanimivi skupini fosilnih mehkužcev.

Sl. 25. Stratigrafska razširjenost nerineid na Trnovskem gozdu

Fig. 25. Stratigraphic distribution of *Nerineidae* in Trnovski gozd

J₃¹ oxfordij — Oxfordian

J₃² kimmeridgij — Kimmeridgian

J₃³ portlandij — Portlandian

+ po literaturi — According to references

○ po določitvah avtorja — According to author determinations

K₁¹ valanginij — Valanginian

K₁² hauterivij — Hauterivian

K₁³ barremij — Barremian

Species	J ₃ ¹	J ₃ ²	J ₃ ³	K ₁ ¹	K ₁ ²	K ₁ ³
<i>Cryptoplocus consobrinus</i>		+	° +			
<i>Cryptoplocus picteti</i>		+	° +			
<i>Nerinea syndjecaevae</i>			° +			
<i>Nerinea mikoi</i>			° +			
<i>Nerinea transylvanica</i>			° +			
<i>Nerinea crispa</i>		° +	° +			
<i>Nerinea jeanjeani</i>		° +	° +			
<i>Nerinea hoheneggeri</i>			+	+	°	
<i>Nerinea vogti</i>					°	+
<i>Ptygmatis calypso</i>			° +			
<i>Ptygmatis minuta</i>			° +			
<i>Ptygmatis carpathica</i>	+	° +	° +	° +		
<i>Ptygmatis bruntrutana</i>	+	° +	° +	° +	°	
<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	+	° +	° +	° +		
<i>Ptygmatis bosantica</i>			° +	+		
<i>Phaneroptyxis austriaca</i>			° +	°		
<i>Phaneroptyxis staszycii</i>			° +	+	°	
<i>Itieria moreana</i>		+	° +	°		

Starost Age	Golica Exposure	Species	Št. primerkov Nb. of specimens
K ₁ ²	12	<i>Ptygmatis bruntrutana</i>	• • •
	12	<i>Phaneroptyxis staszycii</i>	•
	12	<i>Phaneroptyxis</i> sp.	•
		<i>Nerinea</i> cf. <i>vogti</i>	• •
	11	<i>Nerinea hoheneggeri</i>	• • • • •
	11	<i>Nerinea</i> sp.	•
	11	<i>Ptygmatis</i> sp.	•
	11	<i>Itieria</i> sp.	•
K ₁ ¹	10	<i>Nerinea</i> sp.	•
		<i>Ptygmatis</i> cf. <i>carpathica</i>	•
	9	<i>Ptygmatis</i> sp.	•
	8	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	• •
		<i>Itieria moreana</i>	•
J ₃ ²⁺³	6	<i>Nerinea</i> sp.	•
	6	<i>Ptygmatis</i> sp.	•
	5	<i>Nerinea</i> sp.	•
	4	<i>Cryptoplocus picteti</i>	•
	3	<i>Ptygmatis</i> cf. <i>carpathica</i>	•
	3	<i>Ptygmatis</i> sp.	•

Sl. 26. Stratigrafska razširjenost nerineid v nahajališču Krnica

Fig. 26. Stratigraphic distribution of Nerineidae at Krnica

Razlaga pri sl. 25 — Explanations see in Fig. 25

Starost Age	Golica Exposure	Species	Št. primerkov Nb. of specimens
K ₁	6	<i>Itieria moreana</i>	•
	6	<i>Ptygmatis carpathica</i>	•
	6	<i>Ptygmatis cf. bruntrutana</i>	•
	5	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	• •
	5	<i>Ptygmatis sp.</i>	• •
J ₃	4	<i>Ptygmatis calypso</i>	•
	3	<i>Cryptoplocus consobrinus</i>	• •
	3	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	• •
	3	<i>Ptygmatis cf. carpathica</i>	•
	2	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	•
	1	<i>Nerinea syndjecavae</i>	• • • • • •
	1	<i>Nerinea mikoi</i>	•
	1	<i>Nerinea transylvanica</i>	•
	1	<i>Nerinea jeanjeani</i>	• •
	1	<i>Ptygmatis calypso</i>	• • • • •
	1	<i>Ptygmatis minuta</i>	• • • • •
	1	<i>Ptygmatis bruntrutana</i>	• • •
	1	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	• • •
	1	<i>Ptygmatis bosantica</i>	• •
	1	<i>Nerinea sp.</i>	•
	1	<i>Turritella tithonica</i>	•

Sl. 27. Stratigrafska razširjenost nerineid v nahajališču Zavrh pri Lokvah

Fig. 27. Stratigraphic distribution of Nerineidae at Zavrh near Lokve

Razlaga pri sl. 25 — Explanations see in Fig. 25

PLAVE

Starost Age	Golica Exposure	Species	Št. primerkov Nb. of specimens
K ₁	1	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	•
	1	<i>Phaneroptyxis austriaca</i>	•
	2	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	•
J ₃ ²⁺³	3	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	•
	4	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	• •
		<i>Ptygmatis bruntrutana</i>	•
	6	<i>Nerinea jeanjeani</i>	•
	7	<i>Ptygmatis pseudobruntrutana</i>	• •
		<i>Nerinea cf. crispa</i>	•
		<i>Phaneroptyxis cf. austriaca</i>	•
		<i>Phaneroptyxis staszycii</i>	• •

POD KALOM

J ₃	4	<i>Phaneroptyxis staszycii</i>	•
	4	<i>Phaneroptyxis austriaca</i>	•

ČEPOVANSKI DOL

J ₃ ²⁺³		<i>Cryptoplocus consobrinus</i>	•
		<i>Ptygmatis cf. carpathica</i>	•
		<i>Ptygmatis cf. bruntrutana</i>	•
		<i>Phaneroptyxis cf. staszycii</i>	•

Sl. 28. Stratigrafska razširjenost nerineid v nahajališču Plave, pod Kalom in Čepovanskem dolu

Fig. 28. Stratigraphic distribution of Nerineidae in localities of Plave, Pod Kalom and Čepovanski Dol

Razlaga pri sl. 25 — Explanations see in Fig. 25

Nerineidae of Trnovski Gozd and Banjška Planota

Katarina Krivic

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Numerous localities of fossil snails of the Nerineidae family are found in Trnovski Gozd and Banjška Planota. The author has studied samples from Upper Jurassic and Lower Cretaceous limestones. The genera *Cryptoplocus*, *Nerinea*, *Ptygmatis*, *Phaneroptyxis*, and *Itieria* with eighteen species have been determined.

A common characteristic of the Nerineidae is their interior ornamentation displayed in the form of folds extending from the whorl sides across the chamber. The genera differ in the number of folds, while the species differ in the shape and dimensions of the folds. In some genera, the shape of the shell is important as well.

The stratigraphic significance of the Nerineidae is considered, too. A few of the determined species occur only in Upper Jurassic and are not found any more in Cretaceous beds. This is the case in the simpler Nerineidae forms. Other species have lived in Upper Jurassic and Lower Cretaceous; some of them are characteristic for Lower Cretaceous only.

General remarks

The Nerineidae represent a family of extinct snails, that have lived in Jurassic and Cretaceous. They occur in different regions of Slovenia. The best preserved specimens have been met with in different localities of the Trnovski Gozd (Trnovo Forest), along the boundary of the Jurassic and Cretaceous limestones. More rarely they occur in Banjška Planota (the Banjščice Plateau) (Fig. 1). The individual shells hardly could be released from the highly compacted calcareous host rock.

One specimen only, from more than hundred determined was projected in bold relief, so that the shape of the shell could be considered, too. For the determination it is important to obtain a cross-section exactly across the middle part of the columella.

The Nerineidae family has been first described by Zittel in 1873. He included in it all genera with similar characteristics that have been living in Jurassic and Cretaceous. They were most abundant in Upper Jurassic and Lower Cretaceous, as proved by numerous remnants of their shells just on the boundary between both systems. Nerineidae have lived in reefs or in their vicinity; they are usually found together with typical reef forming organisms.

The most important characteristic of the Nerineidae family are their folds extending across the chamber. Regarding the side to which they belong, they

are called: columellar at the columella, parietal on the upper side or on the ceiling of the whorl, lateral or labial when situated on the external side of the whorl or on the outer lip respectively. Some species show a process on the lower side of the whorl, that is called palatal fold. In many species at the columella and on the outer side of the wall occur two folds: the lower is then called the primary, the upper the secondary fold.

The shape of the shell can be very different in the Nerineidae family: conical, turriculate, saucer-shaped, cylindrical and oval. Their dimensions differ as well. They can have an umbilicus, that represents the hollow columella, but it can also be obsolete. The walls of the whorls are usually very thick, and ornamented at the external side. The majority of the shells have convolute whorls with very little embracing; in some species with oval shaped shells embracing is extensive. The external side the whorls can be flat, concave or convex (Fig. 2). For singular species, data such as the height and the width of the shell, or the diameter of the last whorl are important; most important is the apical angle (Fig. 3).

In the past the majority of snail shells with characteristic interior of the whorls have been classified into the genus *Nerinea*, without regard to the number of folds; therefore the number of species was very great, and the species differed between themselves greatly. Therefore new genera had to be introduced, considering mainly the interior features of the whorls, and in some cases also the shape of the shell as well. The species with one fold have been ranged into genus *Cryptoplocus*; this definition is valid still now. To further reduce the formerly wide range of the genus *Nerinea*, for the more complicated forms the genus *Ptygmatis* was introduced, but unfortunately the respective numbers of folds have not been exactly determined. Therefore the genus *Nerinea* still includes species with two, three or four folds, and the genus *Ptygmatis* species with four or five folds. In recent literature also the criteria of different authors are not identical. In the determination from the Trnovski Gozd and Banjška Planota specimens the principle has been followed, that the species with two or three folds belong to genus *Nerinea*, and those with four or five folds to genus *Ptygmatis*. Anyhow still new genera have to be introduced, where each genus would be defined by its specific number of folds. The same number of folds could have only those genera, that greatly differ in form of the shell. Older authors have already distinguished between genera *Itieria* and *Nerinea*, although some of their species have the same number of folds, but differ highly in the form. It is the same case as in genus *Phaneroptyxis*, that has the same number of folds as some species of genus *Ptygmatis*.

The species description

Genus: *Cryptoplocus* Pictet et Campiche 1861

Cryptoplocus consobrinus Zittel

Fig. 5a, b, c

Description: The shell is conical with hollow columella and thick walls. Parietal fold is expressive. In younger whorls the aperture is rectangular, in older oval.

Dimensions: height 60—80 mm, maximum diameter 40—78 mm, apical angle 42°.

Localities: Zavrh near Lokve and Čepovanski dol; Portlandian.

Cryptoplocus picteti Gemmellaro

Fig. 6a, b, c

Description: The shell is tall, conical. Columella is much more narrow than at *C. consobrinus*. In older whorls the internal form is round, passing over square to rectangular form in younger whorls.

Dimensions: height 93 mm, maximum diameter 50 mm, apical angle 27°.

Locality: Krnica; Portlandian.

Genus: *Nerinea* DeFrance 1825

Nerinea syndjecavae Herbich

Fig. 7a, b

Description: The shell is cyrtconoid with solid columella. The whorls are concave. The aperture is rhomboid with two folds, parietal and columellar one.

Dimensions: height 68—75 mm, maximum diameter 25 mm, apical angle 25°.

Locality: Zavrh near Lokve; Portlandian.

Nerinea mikoi Herbich

Fig. 8a, b

Description: The shell and aperture is almost the same as at *N. syndjecavae* and *N. transylvanica*. Columellar fold is very wide and short. Parietal fold is long, narrow and flat.

Dimensions: height 50 mm, maximum diameter 31 mm, apical angle 14°.

Locality: Zavrh near Lokve; Portlandian.

Nerinea cf. *transylvanica* Herbich

Fig. 9

Description: Cyrtconoid shell with solid columella and two folds. Parietal one is more expressive.

Locality: Zavrh near Lokve; Portlandian.

Nerinea cf. *crispa* Zeuschner

Fig. 10

Description: Very small cyrtconoid shell with two unexpressive folds.

Locality: Plave; Kimmeridgian and Portlandian.

Nerinea jeanjeani Roman

Fig. 11a, b

Description: The shell is turriculate with solid columella and three folds: columellar, parietal and lateral one.
angle 20—30°.

Dimensions: height 62—85 mm, maximum diameter 29—30 mm, apical
Locality: Plave; Kimmeridgian and Portlandian.

Nerinea hoheneggeri Peters

Fig. 12 a, b

Description: Turriculate shell with solid columella. The aperture is rhomboid with three folds almost of the same length.

Dimensions: height 50 mm, maximum diameter 19 mm, apical angle 18°.

Locality: Krnica; Hauterivian.

Nerinea cf. vogti de Mortillet

Fig. 13a, b

Description: Very slender, turriculate shell with concave whorls. The aperture is similar as at some species of *Itieria*, with three shallow folds.

Dimensions: height (reconstructed) 230 mm, maximum diameter 28 mm, apical angle 8°.

Locality: Krnica; Hauterivian.

Genus: *Ptygmatis* Sharpe 1849

Ptygmatis calypso (d'Orbigny)

Fig. 15a, b

Description: The shell is turriculate with solid columella. In aperture there are four folds, one on the parietal, two on the columellar and one on the lateral side.

Dimensions: height 25—50 mm, maximum diameter 10—16 mm, apical angle 15—16°.

Locality: Zavrh near Lokve; Portlandian.

Ptygmatis minuta Yin

Fig. 16a, b

Description: The shell is turriculate. Four folds are always well seen: two columellar, one parietal and one lateral fold. The secondary lateral fold is poorly developed.

Dimensions: height 25—44 mm, maximum diameter 10—13 mm, apical angle 12—14°.

Locality: Zavrh near Lokve; Portlandian.

Ptygmatis carpathica (Zeuschner)

Fig. 17a, b

Description: The shell is cyrtconoid. The aperture is strait, with five folds. Parietal fold is long, curved towards external side. Primary columellar and primary lateral fold are parallel. The secondary lateral fold is the smallest.

Dimensions: height 20—22 mm, maximum diameter 9—11 mm, apical angle 21—23°.

Localities: Zavrh near Lokve, Krnica and Čepovanski dol; Kimmeridgian, Portlandian and Valanginian.

Ptygmatis bruntrutana (Thurmann)

Fig. 18a, b, c

Description: The shell is cyrtocoid with hollow columella. The primary columellar fold is divided into form of Y.

Dimensions: height 40—90 mm, maximum diameter 19—35 mm, apical angle 20°.

Localities: Zavrh near Lokve, Čepovanski dol, Plave and Krnica; Kimmeridgian, Portlandian, Valanginian and Hauterivian.

Ptygmatis pseudobruntrutana (Gemmellaro)

Fig. 19a, b, c

Description: The shell is turriculate composed of numerous flat whorls. In aperture there are five folds. Primary lateral fold is very wide. Secondary lateral fold is short and strait. Parietal fold is the longest. Columellar folds are wide.

Dimensions: height 16—43 mm, maximum diameter 15—21 mm, apical angle 18—20°.

Localities: Zavrh near Lokve, Krnica, Plave; Kimmeridgian, Portlandian and Valanginian.

Ptygmatis cf. bosantica (Charvet et Termier)

Fig. 20a, b, c

Description: The shell is turriculate. In whorls cross-section five folds are seen. Primary lateral fold is the widest. Secondary lateral fold is strait and short. Parietal fold is the longest. It is strait, at first parallel to columellar folds and later turned outwards.

Dimensions: height 15 mm, maximum diameter 13 mm, apical angle 23°.

Locality: Zavrh near Lokve; Portlandian.

Genus: *Phaneroptyxis* Cossmann 1896*Phaneroptyxis austriaca* (Zittel)

Fig. 21a, b

Description: The shell is oval. Each younger whorl envelops two thirds of the preceding one. In aperture there are five folds.

Dimensions: height 19—30 mm, maximum diameter 14—23 mm, apical angle 50—62°.

Localities: Čepovanski dol, south from Kal and Plave; Portlandian and Valanginian.

Phaneroptyxis staszycii (Zeuschner)

Fig. 22a, b

Description: The shell is oval, but more elevated as at *P. austriaca*, while the whorls interior is very similar. The whorls envelopes each other less than at *P. austriaca*. The columella is hollow.

Dimensions: height 31 mm, maximum diameter 19 mm, apical angle 41°.

Localities: Plave, south from Kal and Krnica; Portlandian and Hauterivian.

Genus *Itieria* Matheron 1842*Itieria moreana* (d'Orbigny)

Fig. 23a, b

Description: The shell is cyrtocoid with three folds in aperture. Columella is solid.

Dimensions: height 60 mm, maximum diameter 29 mm, apical angle 32°.

Localities: Krnica and Zavrh near Lokve; Portlandian and Valanginian.

Literatura

- Andjelković, Ž. 1954, Urgon i golt u krednom pojasu Topola-Drača (Šumadija). Geol. anal. Balk. poluost. 22, 27—80, 8 tab., Beograd.
- Broon, H. G. 1836, Übersicht und Abbildungen der bis jetzt bekannten Nerinea-Arten. N. Jb. Min., Geol., Geogr., Petref., 544—566, Taf. 6, Stuttgart.
- Charvet, J. & Termier, G. 1971, Les Nérinéacées des la limite Jurassique-Crétacé de Bjeliš (Nord de Sarajevo, Yougoslavie). Ann. Soc. Géol. Nord, 91, 187—191, Pl. 29—32, Lille.
- Cossmann, M. 1891, Gastéropodes, — L'Annuaire Géologique universel, Tome 6 (1889), 855—896, Paris.
- Cossmann, M. 1898, Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques, Gastéropodes Nérinéacées. Mém. Soc. Géol. 19, Vol. 8, fasc. 1—2, 11—165, Pl. 13, Paris.
- Dietrich, W. O. 1925, Gastropoda mesozoica: Fam. Nerineidae. Fossilium Catalogus, 1 Animalia, Pars 31, Berlin.
- d'Orbigny, A. 1850, Paléontologie française, Terrains jurassiques, Tome 2, Gastéropodes, 1—621, Chez Victor Masson, Paris.
- d'Orbigny, A. 1850—1860, Paléontologie française, Terrains jurassiques, Tome 2, Gastéropodes, Atlas, Pl. 235—431, Chez Victor Masson, Paris.
- Geološki zavod Ljubljana, 1968, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, M 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Glacon, G. & J. 1953, Étude de quelque Nérinéacées et Miliolites du Crétacé inférieur des monts du Honda. Bull. Soc. Géol. Fr., Série 16, Tome 13, 23—34, Paris.
- Gočanin, M. 1938, Über die fossilführenden Schichten Kimmeridgien, Tithon, Valanginien und Hauterive aus der Umgebung von Beograd. Vesn. geol. instit. Kraljev. Jugoslav., Tom 6, 35—71, Beograd.
- Herbich, F. 1886, Paläont. Studien über die Siebenbürgischen Erzgebirge. Mitt. Jahrb. Kong. Ungar. Geol. Anstalt, Bd. 8, Heft 1, Budapest.
- Kochansky-Devidé, V. 1964, Paleozoologija, XII + 452, Školska knjiga, Zagreb.
- Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr-ungar. Monarchie, SW Gruppe. Nr. 98, Haidenschaft u. Adelsberg, Wien.
- Mongin, D. 1953, Étude paléontologique des Mollusques. Bull. Soc. Géol. Fr., 227—239, 1 Pl., textfig. 2—4, Paris.
- Müller, A. K. 1960, Lehrbuch der Paläozoologie, Bd. 2, Invertebraten, Teil 2, Gust. Fisch. Verl., Jena.
- Nikler, L. 1969, Nerineje titona Velike Kapele. Geološki vjesnik, 22 (1968), 219—228, 2 tekstsl., 1 teksttabel., 5 tab., Zagreb.
- Peters, K. F. 1855, Die Nerineen des oberen Jura in Österreich. Sitz. k. Akad. Wiss. Math. Phys., Cl. 16, Bd. 2, 336—364, Taf. 1—4, Wien.
- Petković, K. V. 1939, Nekoliko nerinejskih vrsta iz urgonske donje krede Košutnjaka (Okolina Beograda). Geol. anal. Balk. poluost., 16, 65—76, Beograd.

Piveteau, J. 1952, *Traité de paléontologie*, Tome 2, Masson et Cie, Paris.

Sučić, Z. 1953, Prilog za poznavanje geološkog sastava planine Ozrena i Device (istočna Srbija). *Geol. anal. Balk. poluost.* 21, 77—132, 6 tab., 1 geol. kart. 1 tabel, Beograd.

Sučić, Z. 1959, Jurske tvorevine u okolini rudnika »Jerme«. *Geol. anal. Balk. poluost.* 26, 163—175, tab. 1—5, Beograd.

Sučić-Protić, Z. 1961, Stratigrafija i tektonika Golubovačkih planina. *Geol. anal. Balk. poluost.* 28, 26—142, tab. 9, 2 priloz., Beograd.

Stache, O. 1889, Die Liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte. *Abh. d. geol. R. A.* 13, 1—170, Wien.

Stur, D. 1858, Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebung von Wippach, Adelsberg, Planina und Wochein. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, 324—366, Wien.

Treatise on Invertebrate Paleontology, Part J. Mollusca 1, XXIII + 351, Kansas Press, Kansas, 1964.

Turnšek, D., Buser, S. 1966, Razvoj spodnjekrednih skladov ter meja med juro in kredu v zahodnem delu Trnovskega gozda. *Geologija* 9, 527—542, Ljubljana.

Veselinović, D. 1962, Značaj gastropoda za stratigrafsko razčlanjevanje gornje jure Srbije. Referati 5. savetovanja, 1 — Geologija, Beograd.

Veselinović, D. 1965, Titonski gastropodi Karpat-Balkana i jednog dela unutrašnjih Dinarida. *Acta Geologica* 5, 239—268, 1 tabel., 6 tab., Zagreb.

Veselinović, D. 1965a, Gastropodi gornje jure Dinarida (Crna Gora). *Geološki glasnik*, 89—112, Titograd.

Vogel, K. 1968, Zur Lebensweise des Gastropoden Nerinea. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 3, 181—184, 2 Textabb., Stuttgart.

Voltz, 1836, Über die fossile Genus Nerinea. *N. Jb. Min., Geol., Geogr., Petref.*, 538—543, Stuttgart.

Wenz, W. 1961, Gastropoda, *Handbuch der Paläozoologie*, Bd. 6, Teil 1, (1938), Verl. Gebrüder Borntr., Berlin-Nikolassee.

Yin, J. X. 1962, On the occurrence of Nerinea in northern Tibet. *Acta paleontologica Sinica*, Vol. 10, No. 4, 524—536, 2 Pl., Science press.

Zittel, K. A. 1924, *Paläontologie*, Abt. 1, Invertebrata, VIII + 733, Verl. R. Oldenb., München-Berlin.

Žlebnik, L. 1952, Zgornja kreda pri Domžalah. *Diplomsko delo*, Ljubljana.

Je poznato da je u sklopu izrade geološke karte za listove Vladimira Vukotića i Zbornik Opa koji je uveliko dopunjen su prilikom izrade specijalizirane geološke karte u području navedenim područjima, a dopunjena su i prethodna izdanja radova. Tako se u studiji izvršio je detaljno biostratigrafsko i faunsko razčlanjevanje donjih, karbonatskih i permjskih tvorevina. Priloge su paleontološki materijal obradili su sledeći stručnjaci: V. Pajić (kardinalna fauna i mikrofauna karbonat), S. Stojanović (brachopodsku i koralnu faunu), S. Parčić (paleozoonski permj), V. Pantić (poissoni), R. Stojanović (fauna i karbonatska fauna), Petrološka ispitivanja izvršio je V. Stojanović, a izlustrirala L. Rudolf (klastične slojeve), D. Stojanović (karbonatne slojeve). Korakom faunu obradila je V. Pajić.

Doktorsku disertaciju pod naslovom »Paleozoik severozapadne Srbije« prijavio sam 15. 11. 1968. godine Fakultetu za prirodoslovje i tehnologiju univerze u Ljubljani. Istu je 15. 4. 1969. godine prihvatilo Pedagoško znanstveni svet fakulteta.

Uvažavajući profesor Dr. A. Ravnarovića kao mentora izražavam posebnu zahvalnost za sve dragocene savete, primedbe i dopune dane u toku izrade ove studije.

Paleozoik severozapadne Srbije

Ivan Filipović

Zavod za geološka i geofizička istraživanja, Beograd, Karađorđeva 48

Ispitivanjem su obuhvaćeni devonski, karbonski i permski sedimenti severozapadne Srbije. Devonski sedimenti su, na osnovu nalaza konodontske faune, detaljno biostratigrafski raščlanjeni. Najveće rasprostranjenje imaju karbonski sedimenti, koji sadrže bogatu faunu konodonata, foraminifera i brahiopoda. Suprotno ranijim shvatanjima, utvrđeno je da su karbonski sedimenti razvijeni po istočnoevropskom tipu. U permu su izdvojene tri litološke jedinice: fuzulinidski krečnjaci donjeg perma, klastične naslage srednjeg perma i fosilonosni krečnjaci gornjeg perma sa interkalacijama peskovitih škrljaca. Gornji perm je najmarkantniji stratigrafski član paleozoika severozapadne Srbije.

UVOD

Rad na proučavanju paleozojskih tvorevina severozapadne Srbije obavljen je najvećim delom u sklopu izrade osnovne geološke karte za listove Vladimirci, Valjevo i Zvornik. Ova ispitivanja upotpunjena su prilikom izrade specijalnih geoloških karata u pojedinim rudonosnim područjima, a dopunjena su i izvesnim tematskim radovima. Autor ove studije izvršio je detaljno biostratigrafsko i facijalno raščlanjivanje devonskih, karbonskih i permskih tvorevina. Prikupljeni paleontološki materijal obradili su sledeći stručnjaci: V. Pajić (konodontsku faunu i mikrofaunu karbona), S. Stojanović (brahiopodsku i konodontsku faunu), S. Pantić (mikrofaunu perma), V. Pantić (polen analize) i H. Spasov iz Sofije (konodontsku faunu). Petrološka ispitivanja izvršila je V. Avramović, a sedimentološka Lj. Rudolf (klastične stene) i D. Stefanovski (karbonatne stene). Koralsku faunu obradila je V. Kostić.

Doktorsku disertaciju pod naslovom »Paleozoik severozapadne Srbije« prijavio sam 19. 11. 1968. godine Fakultetu za naravoslovje in tehnologiju univerze v Ljubljani. Istu je 12. 4. 1969. godine prihvatio Pedagoško znanstveni svet fakultete.

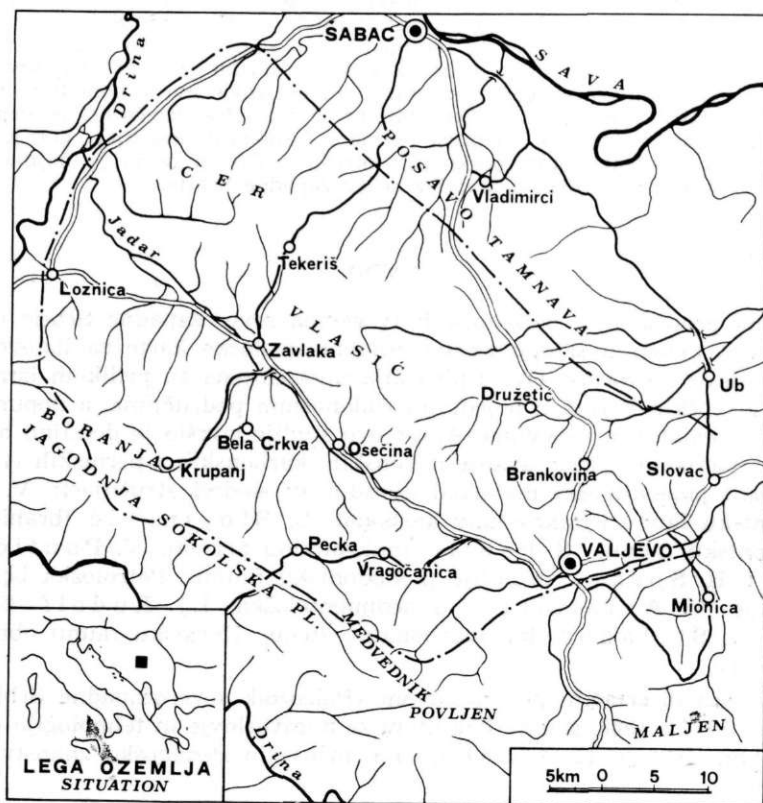
Uvaženom profesoru Dr. A. Ramovšu kao mentoru izražavam posebnu zahvalnost za niz dragocenih saveta, primedbi i uputstava datih u toku izrade ove studije.

GEOGRAFSKI POLOŽAJ

Oblast obuhvaćena ovom studijom ograničena je na sliv reke Jadra, pobrdje Vlačića, Pocerinu i na gornje tokove Obnice, Uba i Tamnave (sl. 1). Ona se skoro u celosti podudara sa onim delom severozapadne Srbije, gde je po Simiću (1938) razvijen jadrarski tip paleozoika. U njenim okvirima ističu se sledeći morfološki oblici: u severnom delu planinski masiv Cera, u centralnom pobrdje Vlačića a u jugozapadnom venac Podrinjsko-valjevskih planina.

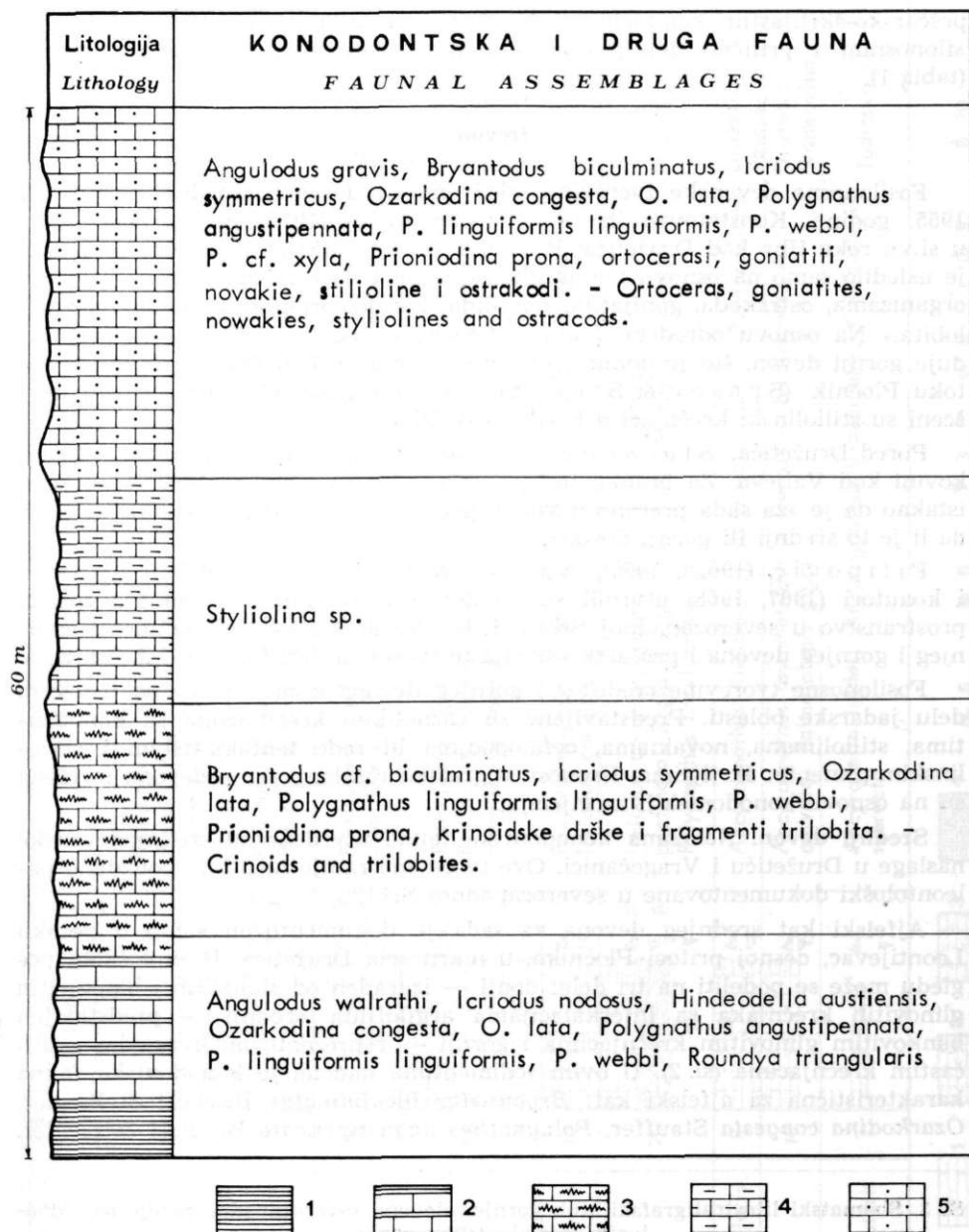
STRATIGRAFIJA

Jadrarska paleozojska oblast, koja je predmet ove studije, pripada u geotektonskom pogledu unutrašnjem dinarskom pojasu. U tom prostoru, za vreme paleozoika, taložili su se uglavnom marinski sedimenti, koji vremenski odgovaraju starijem i mlađem paleozoiku. Stariji paleozoik je predstavljen fosilonosnim naslagama srednjeg i gornjeg devona i više stotina metara moćnim



Sl. 1. Geografski položaj ispitivanog terena

Fig. 1. Map showing the position of the investigated area



Sl. 2. Litostratigrafski stub srednjeg devona Leontijevca

1 argilofiliti, 2 tamnosivi glinoviti krečnjaci sa proslojcima argilofilita, 3 tamnosivi bankoviti krečnjaci, 4 glinoviti krečnjaci, 5 kvrgavi i žilicasti krečnjaci

Fig. 2. Lithostratigraphic column of the Leontijevac Middle Devonian

1 argillophyllite, 2 dark grey argillaceous limestone with argillophyllite intercalations, 3 dark grey thick layered limestone, 4 argillaceous limestone, 5 nodular and veiny limestone

peščarsko-škriljastim kompleksom. Mlađi paleozoik je zastupljen pretežno fosilonosnim i prilično detaljno raščlanjenim tvorevinama karbona i perma (tabla 1).

Devon

Fosilonosne devonske tvorevine otkrivene su u severozapadnoj Srbiji tek 1955. godine. Konstatovao ih je Stevanović (1957, 1957a, 1960, 1967) u slivu reke Uba kod Družetića. Po ovom autoru »otkriće devona u prvi mah je usledilo samo na osnovu tentakulita, a zatim i na osnovu drugih devonskih organizama, ostrakoda, gonijatita, nautilida, korala, brahiopoda, školjaka i trilobita.« Na osnovu određene faune Stevanović je zaključio da preovlađuje gornji devon, što je dokumentovano i nalazima konodontske faune u potoku Pločnik (Spasov & Stevanović, 1962, 55). U srednji devon uvršćeni su stiliolinski krečnjaci u koritu reke Uba.

Pored Družetića, Stevanović je konstatovao fosilonosni devon u Brankovini kod Valjeva. Za brankovinski devon Stevanović (1963, 43—47) je istakao da je »za sada prerano govoriti, pre nego što se stilioline bliže odrede, da li je to srednji ili gornji devon«.

Filipović (1963a, 1966), Spasov & Filipović (1967) i Spasov i koautori (1967, 1968) utvrdili su da devonski sedimenti zauzimaju znatno prostranstvo u severozapadnoj Srbiji. Izdvojeni su fosilonosni sedimenti srednjeg i gornjeg devona i peščarsko-škriljaste tvorevine bez fosilonosnih ostataka.

Fosilonosne tvorevine srednjeg i gornjeg devona konstatovane su u većem delu jadranske oblasti. Predstavljene su raznolikim krečnjacima sa konodontima, stiliolinama, novakijama, cefalopodima ili ređe tentakulitskim i stiliolinskim glinenim škriljcima. Hronostratigrafska raščlanjavanja devona izvršena su na osnovu konodontskih asocijacija.

Srednji devon. Nalazima konodontske faune utvrđene su srednjodevonske naslage u Družetiću i Vragočanici. Ove tvorevine ranije nisu bile pouzdano paleontološki dokumentovane u severozapadnoj Srbiji.

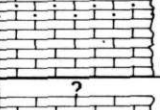
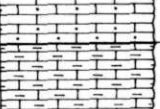
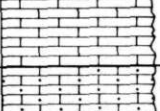
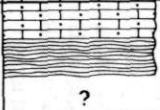
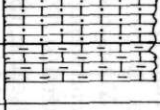
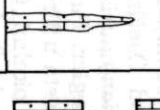
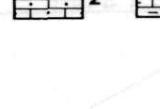
Ajfelski kat srednjeg devona za sada je dokumentovan samo u potoku Leontijevac, desnoj pritoci Pločnika, u ataru sela Družetića. U litološkom pogledu može se podeliti na tri dela: donji — izgrađen od slojevitih i bankovitih glinovitih krečnjaka sa interkalacijama argilofilita, srednji — predstavljen bankovitim glinovitim krečnjacima i gornji — reprezentovan kvrgavim i žiličastim krečnjacima (sl. 2). U ovim sedimentima nađena je konodontska fauna karakteristična za ajfelski kat: *Bryantodus biculminatus* Bischoff & Ziegler, *Ozarkodina congesta* Stauffer, *Polygnathus angustipennata* Bischoff & Ziegler,

Sl. 3. Shematski litostratigrafski stub gornjeg devona severozapadne Srbije sa izdvojenim konodontskim zonama

1 jedri kristalasti krečnjaci, 2 žiličasto-sačasti krečnjaci, 3 kvrgavi krečnjaci, 4 argilošisti, 5 konodonte, 6 cefalopodi, 7 novakie i stilioline, 8 ostrakode, 9 krinoid, 10 foraminifere

Fig. 3. General lithostratigraphic column and conodont zones of the Upper Devonian of Northwestern Serbia

1 dense granular limestone, 2 veiny honeycomb limestone, 3 nodular limestone, 4 argillaceous schist, 5 conodonts, 6 cephalopods, 7 nowakias and stiliolinas, 8 ostracods, 9 crinoids, 10 foraminifers

Konodontske zone po Ziegler-u Conodont zones (Ziegler 1962)	Debljina Thickness	Litološki sastav Lithology	Fosili Fossils	KONODONTSKA FAUNA CONODONTS	LOKALNOSTI LOCALITIES
Costatus	20		  	Palmatolepis gonioclymeniae, Polygnathus nodomarginata, Pseudopolygnathus trigonica, Spathognathodus costatus costatus, S. aculeatus, S. inoratus, S. strigosus, S. stabilis	Žuralino brdo Plavanjski potok Družetić
Styriaca	15		  	Palmatolepis gracilis gracilis, P. perlobata schindewolfi, Pseudopolygnathus brevipenata, Spathognathodus bohleanus	Medvedak Šarampov
Velifera	15		  	Palmatolepis helmsi, P. minuta, P. rugosa trachytera, Polygnathus diversa, P. glabra bilobata, Scaphignathus velifera	Družetić
Quadranti- nodosa	25		 	Palmatolepis glabra, P. glabra elongata, P. glabra pectinata, P. distorta, P. quadrantinodosa marginifera, Polygnathus diversa, Spathognathodus strigosus	Družetić Bastav Plavanjski p. Dočki potok
Rhomboidea	10		  	Palmatolepis glabra glabra, P. minuta minuta, P. rhomboidea, Icriodus cornutus	Družetić Parlog
Crepida crepida	20		  	Icriodus cornutus, Palmatolepis glabra glabra, P. glabra pectinata, P. gracilis gracilis, P. minuta minuta, P. termini, Polygnathus brevilamina	Družetić
P. triangularis	8		  	Ancyrognathus sinelamina, Ancyrodella ioides, P. triangularis	Družetić Pašnjak
Rhenana	10		  	Ancyrognathus asymmetrica, Ancyrodella buckyensis, A. curvata, Palmatolepis gigas	Družetić Brankovina
A. triangularis	?		 	Ancyrodella ioides, Ancyrognathus triangularis, Palmatolepis subrecta	Tudinska r.



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10

P. linguiformis linguiformis Hinde i dr. Pored konodonata, u višem delu profila česte su stilioline, novakie, ostrakode, zatim preseći goniatita i ortocerasa, a u glinovitim krečnjacima nađen je i jedan fragment trilobita.

Debljina fosilonosnih ajfelskih sedimenata iznosi oko 60 metara. U njihovoj podini leže argilofiliti, koji su postupnim prelazima vezani za donji fosilonosni deo ajfelskog kata. Odnos sa mlađim sedimentima je tektonski.

Živetskom katu pripadaju kvrgavi krečnjaci sa stiliolinama i novakijama, otkriveni na malom prostranstvu na levoj obali reke Vragočanice, nedaleko od njenog ušća u Obnicu. U ovim krečnjacima nađene su konodontske vrste *Polygnathus varca* Stauffer, *Hindeodella austinensis* Stauffer i *Ozarkodina congesta*, koje ukazuju na razviće živetskog kata srednjeg devona. Iz ovih krečnjaka Příbyl & Spasov (1970) navode sledeću ostrakodsku faunu: *Healdia serbiensis* Příbyl i *Pseudobothocypris* sp. Příbyl.

Ovom vremenskom odeljku najverovatnije pripadaju i saćasti stiliolinski krečnjaci u profilu Damjanovića i Stefanovića sa konodontskim vrstama *Polygnathus varca* i *P. webbi* Stauffer. Prva pomenuta vrsta karakteristična je za najniži živet, *varca* zonu.

Gornji devon. Fosilonosne tvorevine gornjega devona bile su ranije poznate samo u Družetiću i Brankovini. Našim ispitivanjima paleontološki su dokumentovane na više mesta u okolini Osečine i Pecke i Stava, Suvodanja, Šljivove, Krasave i Gornje Sipulje. U većini pomenutih nalazišta prisustvo fosilonosnog devona najpre je konstatovano na osnovu novakia i stiliolina, a kasnije je potvrđeno i konodontskom faunom.

Fosilonosni gornji devon je predstavljen žiličasto-saćastim laporovitim krečnjacima, jedrim kristalastim krečnjacima i laporovitim stiliolinskim škriljcima. Krečnjački sedimenti gornjeg devona najčešće se javljaju kao sočiva ili interkalacije u peščarsko-škriljastim sedimentima, ređe kao veće krečnjačke partije (Družetić, Lopusanjska reka). Litološki sastav i biostratigrafski sadržaj gornjeg devona po utvrđenim konodontskim zonama dati su u sintetskom stubu fosilonosnog gornjeg devona (sl. 3).

Na osnovu konodontske faune utvrđeno je prisustvo franskog i famenskog kata. Nalazišta famenskog kata su brojnija. Franski kat je utvrđen u Družetiću (Pločnik), Brankovini (Kamenitovac), u Tuđinskoj reci i u lokalnosti Pašnjak kod Osečine. U ovim lokalnostima nađena je sledeća fauna: *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, *A. asymmetrica* (Ulrich & Bassler), *Ancyrodella ioides* Ziegler, *Palmatolepis gigas* Bischoff i dr. Famenski kat konstatovan je na više mesta u Družetiću (Pločnik, Bodnjik, Spasovina, Milivojevići, Medvedjak), zatim u okolini Osečine (Šarampov, Žuralino brdo, Plavanjski potok), Pecke (leva obala Pecke, Mrčanica), u Šljivovi (Petr), Carini, Suvodanju i Krasavi. Iz ovih lokalnosti najkarakterističnije su vrste *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich & Bassler, *P. glabra elongata* Holmes, *P. glabra pectinata* Ziegler, *P. quadrantinodosa marginifera* Ziegler i veći broj vrsta iz rodova *Polygnathus*, *Pseudopolygnathus* i *Spathognathodus*.

Analiza prikupljenih podataka pokazuje da je rasprostranjenje fosilonosnih karbonatnih sedimenata franskog kata ograničeno samo na prostor Družetić-Brankovina-Osečina, dok je rasprostranjenje karbonatnih tvorevina famenskog kata, a naročito njegovog najvišeg dela dokumentovano u većem delu jadranske oblasti.

Konodontske zone Conodont zones	K O N O D O N T S K A F A U N A C O N O D O N T S	LOKALNOSTI LOCALITIES
Costatus	<i>Palmatolepis genioclymeniae</i> , <i>P. gracilis sigmoidalis</i> , <i>Spathognathodus costatus spinulocostatus</i> , <i>S. costatus costatus</i> , <i>S. aculeatus</i> , <i>S. inornatus</i> , <i>S. strigosus</i>	Spasovina 17
Styriaca	Nije konstatovana - not identified	
Velifera	<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> , <i>P. helmsi</i> , <i>P. minuta minuta</i> , <i>P. perlolata schindewolfi</i> , <i>P. rugosa trachytera</i> , <i>Polygnathus diversa</i> , <i>P. glabra bilobata</i> , <i>Scaphognathus velifera</i> , <i>Spathognathodus inornatus</i>	Pločnik* 7, 12 i 13
Quadranti- donosa	<i>Palmatolepis glabra glabra</i> , <i>P. glabra elongata</i> , <i>P. glabra pectinata</i> , <i>P. gracilis gracilis</i> , <i>P. minuta minuta</i> , <i>P. perlolata schindewolfi</i> , <i>P. quadrantinodosa marginifera</i> , <i>Polygnathus diversa</i> , <i>P. glabra bilobata</i> , <i>Spathognathodus strigosus</i>	Pločnik 1, 10 i 11 Bodnjik Milivojevići Medvedjak Spasovina 16
Rhomboidea	<i>Palmatolepis rhomboidea</i> , <i>P. glabra glabra</i> , <i>P. minuta minuta</i> , <i>P. quadrantinodosa quadrantinodosa</i> , <i>P. quadrantinodosa inflexoidea</i> , <i>Icriodus cornutus</i> , <i>Polygnathus glabra glabra</i>	Pločnik 6 i 14
Crepida crepida	<i>Icriodus cornutus</i> , <i>Palmatolepis glabra glabra</i> , <i>P. glabra pectinata</i> , <i>P. gracilis gracilis</i> , <i>P. minuta minuta</i> , <i>P. termini</i> , <i>Polygnathus brevilamina</i> , <i>P. glabra glabra</i>	Pločnik 4 i 5
P. trian- gularis	<i>Ancyrognathus sinelamina</i> , <i>Ancyrodella ioides</i> , <i>Falcodus gunthari</i> , <i>Palmatolepis delicatula delicatula</i> , <i>P. cf. gigas</i> , <i>P. delicatula clarki</i> , <i>P. triangularis</i> , <i>Polygnathus brevilamina</i> , <i>P. subrecta</i>	Pločnik 3 i 9
Rhenana	<i>Ancyrognathus asymmetrica</i> , <i>Ancyrodella buckyensis</i> , <i>A. curvata</i> , <i>Palmatolepis gigas</i> , <i>P. subrecta</i>	Pločnik 2
A. trian- gularis	Nije konstatovana - not identified	
Dubia	Nije konstatovana - not identified	

Sl. 4. Konodonti gornjeg devona Družetića

Fig. 4. Conodonts from the Upper Devonian of Družetić

* Pod nazivom »Pločnik« obuhvaćene su probe iz potoka Pločnik (1–7) i majdana Damnjanova i Stefanovića (9–14).

* The name »Pločnik« covers samples from the brook Pločnik (1–7) and from the quarries Damnjanović and Stefanović (9–14)

Gornji devon je najpotpunije razvijen i najbolje proučen u ataru sela Družetića. Predstavljen je žiličasto-sačastim laporovitim krečnjacima, zatim kvrgavim i kristalastim krečnjacima i laporovitim stiliolinskim škriljcima. U ovim sedimentima nađena je veoma bogata i raznovrsna fauna. Najčešći su konodonti i stilioline, često se javljaju gonijatiti, novakie i ostrakodi, a sasvim retko ortocerasi i školjke. Na osnovu konodontske faune, koju je determinisao Spasov, u gornjedadonskim sedimentima Družetića (profili Pločnik-majdani Damjanovića i Stefanovića-Spasovina) utvrđeno je 9 od 10 poznatih konodontskih zona (sl. 4).

Peščarsko-škriljaste tvorevine

Prve detaljnije podatke o starosti peščarsko-škriljastih naslaga dao je Simić (1932, 1933, 1938, 1940, 1957), koji je ove sedimente uglavnom tretirao kao neraščlanjen permo-karbon. Nove podatke o starosti ovih klastičnih sedimentata izneli su Veselinović i koautori (1963, 17) i Marković i koautori (1963, 34), koji su ih uvrstili u karbon.

Novi reperi za određivanje stratigrafskog položaja peščarsko-škriljastih tvorevina dobijeni su otkrićem novih nalazišta fosilonosnog devona. Koristeći se ovim reperima, Filipović (1963a, 137) je prvi zaključio »da jedan deo peščarsko-škriljaste serije nesumnjivo pripada devonu«. U prilog ovakvog zaključka govore sledeće činjenice:

1. U obimu velikog Vlašičko-blizanskog antiklinorijuma peščarsko-škriljaste tvorevine, koje se karakterišu potpunim odsustvom karbonatnih stena, leže u njegovom jezgru, dok se na obodu javljaju fosilonosne tvorevine gornjeg devona, karbona i perma. Prema tome, centralno i najdublje mesto koje u građi ovog krupnog makro-oblika zauzimaju peščarsko-škriljaste tvorevine, ukazuje da su one najvećim delom starije od fosilonosnog gornjeg devona.

2. Analiza odnosa repernih horizonata fosilonosnog devona i peščarsko-škriljastih naslaga pokazuje da, u normalnom superpozicionom nizu, podinu fosilonosnom devonu uvek čine peščarsko-škriljaste naslage. Najinstruktivniji profili za promatranje ovakvih odnosa otkriveni su u ataru sela Družetića (Leontijevac, Rankovića strana, Bodnjik) i u okolini Osečine (Šarampov, Žuralino brdo).

3. U okolini Pecke i Šljivove fosilonosni devonski krečnjaci se javljaju kao manja sočiva ili interkalacije u peščarsko-škriljastim tvorevinama.

4. U najvećem broju devonskih lokalnosti (Družetić, Brankovina, Šarampov, Petrc i dr.) neposrednu povlatu fosilonosnim devonskim krečnjacima čine transgresivni srednjokarbonski sedimenti, izgrađeni uglavnom od devonskih, donjokarbonskih i ređe baškirskih krečnjaka. Ako bi se prihvatila ranija shvatanja o isključivo mlađopaleozojskoj starosti peščarsko-škriljastih tvorevina, onda bi ove klastične sedimente trebalo očekivati u povlati fosilonosnog devona.

Na osnovu iznetih podataka može se zaključiti da su najstarije peščarsko-škriljaste tvorevine u severozapadnoj Srbiji otkrivene u jezgru Vlašičko-blizanskog antiklinorijuma. One su svakako najvećim delom starije od gornjeg devona, na šta upućuje nalazak fosilonosnih devonskih krečnjaka u obodnim delovima antiklinorijuma.

Starost klastičnih sedimentata u jezgru Vlašičko-blizanskog antiklinorijuma nije paleontološki dokumentovana. Konstatovana su samo dva nalazišta mi-

krospora u peščarsko-škriljastim sedimentima na obodu antiklinorijuma — Goloj Glavi, nedaleko od Družetića. Određen je rod *Cyclogranisporites*, koji je poznat iz gornjeg devona Engleske.

Do skora nije bilo nikakvih podataka o donjoj starosnoj granici ovih sedimentata. Nedavni naš nalazak silurskog olistolita u intraserijskim konglomeratima Lozničke reke pokazuje da klastični sedimenti u krajnjem istočnom delu jadranske oblasti nisu stariji od gornjeg silura. Konodontska fauna karakteristična za *sagita* zonu (gornji venlok — donji ladlo) nađena je u belim kristalastim krečnjacima. Određeni su *Spathognathodus sagita sagita* Waliser i *Panderodus unicosatus* Branson & Mehl.

Peščarsko-škriljaste tvorevine izvan antiklinorijuma pripadaju uglavnom gornjem devonu i donjem karbonu, o čemu svedoči njihov stratigrafski položaj i nalazi krečnjačkih sočiva i interkalacija sa gornjodevonskom i donjokarbonskom faunom.

Osnovna karakteristika ovog više stotina metara debelog klastičnog kompleksa je smenjivanje peščarskih i škriljastih stena. Vertikalna smena je jače izražena od lateralne.

Petrografskim ispitivanjima određeni su filiti, argilošisti, metamorfisani pelitski sedimenti, metamorfisani peščari, peščari i kvarcne breče i konglomerati. Peščari su najzastupljeniji. Preovladjuju peščari tipa grauvaka i subgrauvaka.

U okviru ovog klastičnog kompleksa zapažene su i izvesne karakteristike, kojima se odlikuju flišni sedimenti. To su dobro izražena horizontalna laminacija, česti uklopoci razorenih glinovitih stena u peščarima i konglomeratima, prisustvo biogenih hijeroglifa i odsustvo fosilonosnih ostataka i preovlađivanje grauvaka i subgrauvaka.

Mada navedene karakteristike i znatna sličnost sa devonskim flišom jugoistočne Srbije (M. Dimitrijević i koautori, 1969) upućuju na zaključak o flišnom karakteru ovih sedimentata, ipak se one, bez detaljnijih sedimentoloških ispitivanja, ne mogu uvrstiti u fliš.

Karbon

Sedimentne tvorevine karbona široko su rasprostranjene skoro na čitavoj teritoriji jadranskog paleozoika. Najveće rasprostranjenje imaju u široj okolini Krupnja i Zajače, zatim na Vlašiću, u Pocerini i na severnom podgorju Jagodnje, Sokolske planine i Medvednika.

Najvažnije grupe za raščlanjavanja karbona čine konodonti, foraminiferi i brahiopodi. Na osnovu konodontskih asocijacija izvršeno je izdvajanje svih katova donjeg karbona, a na osnovu brahiopodske i foraminiferske faune raščlanjavanje srednjeg karbona. Kako je karbon u severozapadnoj Srbiji razvijen po istočnoevropskom tipu, primenjivana je trojna podela karbona na donji, srednji i gornji.

Donji karbon. Prve podatke o prisustvu donjeg karbona u severozapadnoj Srbiji izneli su 1932. godine Simić i Heritsch. Do ovakvog zaključka Simić (1932, 19—22) je došao određivši loše očuvanu brahiopodsku faunu sa Iovika kod Krupnja kao vizesku, a Heritsch (1932, 226) na osnovu odredbe samo jedne koralske vrste.

U literaturi su izneta mišljenja o donjokarbonskoj starosti argilošista Pa-
gića Mahale sa Dictyodora-ma (Veselinović, 1958, 95), zatim brečoidnih
škriljavih krečnjaka sa fuzulinidama u Brankovini (Stevanović, 1963, 44),
cefalopodskih krečnjaka Šarampova (Veselinović i koautori, 1963, 17) i
škriljaca sa Phycosiphon-ima u lokalnosti Jelina Breza (Bouček & Mi-
hajlović, 1966, 379—380).

Našim ispitivanjima nisu potvrđeni svi navedeni podaci. Utvrđeno je da je
ivovička fauna mlađa od donjeg karbona (Filipović, 1963, 118), zatim da
sedimenti Brankovine odgovaraju srednjem permu (Filipović i koautori,
1967, 42), a krečnjaci Šarampova gornjem devonu (Filipović, 1963b, 137).

Donjem karbonu pripadaju i namirski cefalopodski krečnjaci Milivojevića
(Stevanović & Kullmann, 1962).

U donjem karbonu jadranske oblasti izdvojena su dva superpoziciona člana:
stariji, predstavljen peščarsko-škriljastim tvorevinama i mlađi, izgrađen od
krečnjačko-škriljavih slojeva. Posebno su prikazani namirski cefalopodski
krečnjaci, koji se u literaturi navode kao jedino namirsko nalazište ovakve
vrste na Balkanskom poluostrvu.

Peščarsko-škriljaste tvorevine donjeg karbona zauzimaju najveće raspro-
stranjenje u zapadnom delu jadranske oblasti, gde leže u podini krečnjačko-
škriljavih slojeva mlađeg donjeg karbona, koje dalje pokrivaju baškirski kreč-
njaci (sl. 5).

Donjokarbonska starost peščarsko-škriljastih tvorevina određena je super-
pozicionim putem i na osnovu retkih nalaza konodontskih asocijacija karakte-
rističnih za turneski i vizeski kat. Pored toga, u prilog donjokarbonske starosti
ovih sedimenata govore i nalazi Dictyodora i Phycosiphon-a, koji ukazuju na
kulmski razvoj donjeg karbona.

Turneska starost dokumentovana je nedavnim otkrićem konodontske asoci-
jacije karakteristične za najdonji deo turneskog kata: *Gnathodus kockeli*
Bischoff, *Polygnathus pura pura* Voges, *Hindeodella ibergensis* Bischoff i dr.
Ova konodontska asocijacija nađena je u gornjem toku Uba, u kvrgavim
krečnjacima koji se kao sočivo javljaju u peščarsko-škriljastim tvorevinama,
a koji su ranije bili uvršćeni u devon (Veselinović i koautori, 1963).

Vizeska starost peščarsko škriljastih tvorevina dokumentovana je južno od
Tekeriša, na levoj obali Cernice, uzvodno od sastava sa Sipuljom. Tu su otkri-
veni peščarsko-škriljasti sedimenti sa tankim interkalacijama svetlosivih
kristalastih krečnjaka udruženih sa lilitima. U ovim krečnjacima nađena je
konodontska fauna vizeske starosti, koja odgovara zoni sa *Scaliognathus ancho-
ralis*. Određeni su: *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *G. delicatus* Branson & Mehl,
G. girtyi Hass, *Scaliognathus anchoralis* Branson & Mehl i dr.

Pored pomenutih nalazišta turneske i vizeske faune, donjokarbonska starost
peščarsko-škriljastih tvorevina dokumentovana je i nalazima konodontskih
asocijacija vizeske i vizesko-donjonamirske starosti u sledećim lokalnostima:
Stara Bašča (Krupanj), Tuđinska reka (Osečina), zatim zaseok Petrc i Vučak
potok (Šljivova) i na više mesta u okolini Pečke.

Sl. 5. Shematski litostratigrafski stub karbona severozapadne Srbije
Fig. 5. General lithostratigraphic column of the Carboniferous of Northwestern Serbia

Geološka starost		M	LITOLOŠKI SASTAV LITHOLOGICAL COMPOSITION	FAUNISTIČKI SADRŽAJ FAUNAL ASSEMBLAGES
Age	Kat Stage			
GORNJI KARBON UPPER CARBONIFEROUS	Orenburški Orenburgian	80 - 100	Fuzulinidski krečnjaci Fusulinid limestone	Rugosofusulina, Quasifusulina, Triticites Schubertella
	GŽELSKI GZHELIAN			
SREDNJI KARBON MIDDLE CARBONIFEROUS	MIJAČKOVSKI Miyachukovian	20 - 40	Krečnjačko-škriljavi slojevi Limestone - schist beds	Fusulinella ex gr. bocki, F. ex gr. pseudobocki, Profusulinella ex gr. praecursor
	PODOLSKI Podolskian			Pseudostaffella spherioidea cuboides, Ozawainella masquensis, Fusiella typica, Choristites priscus, Ch. priscus fischeri
	KASHIRSKI Kashirian	20 - 60	Konglomeratično škriljave tvorevine Conglomerate- schist sediments	Profusulinella, Fusulinella
	Verejski Verejyan			
	BAŠKIRSKI Bashkirian		Terigeni sedimenti sa brahiopodskom faunom Terrigenous sediments with brachiopods	Meekella eximia, ?Reticulatia ivanovi, Choristites teshevi, Ch. gr. inferus
				Chonetes cf. carbonifera, Cancrinella undata, Linoproductus ex gr. cora
DONJI KARBON LOWER CARBONIFEROUS	NAMIRSKI Namurian	80 - 100	Foraminiferski krečnjaci Foraminiferal limestone	Profusulinella staffellaeformis Pseudostaffella uralica Choristites pseudobisulcatus, Ch. medovenski convexa
	VIZESKI Visean			Pseudostaffella antiqua, P. antiqua grandis, Asteroarchaediscus bashkirikus, A. subbashkirikus, A. postrugosus, Eostaffella acuta, E. exilis, Bradyina cribrostomata, B. nana, B. lepida, Millerella mar- blensis, Neoarchaediscus gregorii, Plectogyra bradyi, Pseudoendothyra ex gr. struvei, Tuberitina, Tetrataxis
	TURNESKI Turnaisian	?	Krečnjačko-škriljavi slojevi Limestone - schist beds	Gnathodus bilineatus, G. nodosus, G. commutatus, Neoproniodus singularis
			Pešcarsko-škriljaste tvorevine sa krečnjačkim sočivima Sandstone - schist sediments with limestone lenses	Gnathodus homopunctatus, Spathognathodus campbelli, Archaeosphaera sp., Plectogyra aff. similis Scoliognathus anchoralis, Gnathodus girtyi, G. delicatus Gnathodus kockeli, Polygnathus pura pura, Hindoeidella ibergensis

Peščarsko-škriljaste tvorevine donjeg karbona predstavljaju gornji deo više stotina metara debelog klastičnog kompleksa, čiji niži delovi odgovaraju starijem paleozoiku. Granica između jednih i drugih je aproksimativna.

Krečnjačko-škriljavi slojevi odgovaraju završnom delu donjeg karbona. Sa stoji se od naizmenično poređanih crnih slojevitih glinovitih krečnjaka i tabličastih peskovitih glinenih škriljaca. Karakterišu se malom debljinom (najčešće do 10 metara). Nisu konstatovani u svim delovima jadarske oblasti, pa se predpostavlja da bočno prelaze u peščarsko-škriljaste tvorevine. U krečnjačko-škriljavim slojevima nađen je na više mesta biljni detritus.

Stratigrafski položaj krečnjačko-škriljavih slojeva najjasnije je izražen u dolini Likodre, gde ovi sedimenti leže preko peščarsko-škriljastih tvorevina, a pokrivaju ih baškirski krečnjaci. Prema superpozicionom položaju i nađenoj fauni odgovaraju namirskom katu, a samo u pojedinim lokalnostima, gde imaju veću debljinu (Osečina), pripadaju i gornjem delu vizeskog kata. Ovoj litostratigrafskoj jedinici pripadaju i tzv. »Djulim« slojevi, koji su najpotpunije razvijeni na brdu Djulimu kod Krupnja. »Djulim« slojeve izdvojio je Simić (1957, 30, 31,) kao »specijalnu faciju najvišeg karbona i donjeg perma«, što je kasnije negirao Filipović (1963, 116).

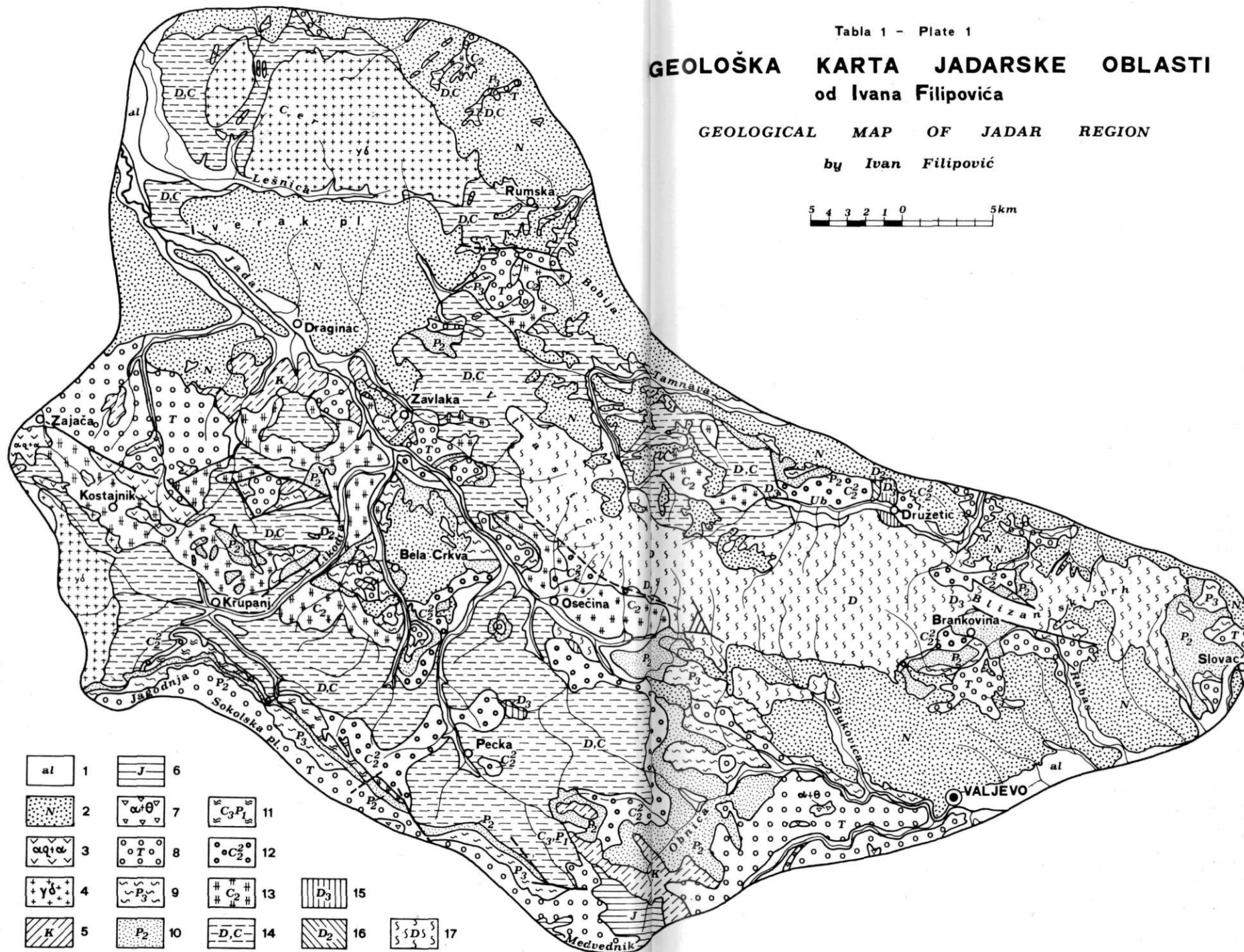
Gornjovizeska starost krečnjačko-škriljavih sedimenata za sada je faunistički dokumentovana samo u Osečini, pokraj puta Osečina—Komirić. Tu su u ovim sedimentima nađeni konodonti (*Gnathodus bilineatus*, *Spathognathodus campbelli* Rexroad, *S. weneri* Ziegler i dr.) i foraminiferi (*Archaeosphaera* sp.,

Legenda uz geološku kartu jadarske oblasti (tabla 1)

Explanation of the Geological Map of the Jadar Region (Plate 1)

1. Aluvijum
 2. Neogen
 3. Daciti i andeziti
 4. Granitoidi
 5. Gornja kreda
 6. Jura
 7. Porfiriti i tufovi
 8. Trijas
 9. Gornji perm: bituminozni krečnjaci sa proslojcima glinaca
 10. Srednji perm: konglomerati, breče, kvarcni peščari i ljubičasti i zelenkasti glineni škriljci
 11. Gornji karbon-donji perm: fuzulinidski krečnjaci
 12. Srednji deo moskovskog kata: konglomeratično-škriljavi sedimenti
 13. Srednji karbon: foraminiferski krečnjaci i fosilonošni glineni škriljci i kvarcni peščari
 14. Gornji devon-donji karbon: peščarsko-škriljaste tvorevine
 15. Gornji devon: kristalasti, kvrgavi i žilčasto-sačasti krečnjaci i argiliti sa stiliolinama
 16. Srednji devon: glinoviti i kvrgavi krečnjaci
 17. Neraščlanjeni devon: peščarsko-škriljaste tvorevine
-
1. Alluvium
 2. Neogene
 3. Dacite and andesite
 4. Granitoid rocks
 5. Upper Cretaceous
 6. Jurassic
 7. Porphyrites and tuffs
 8. Triassic
 9. Upper Permian: bituminous limestone with intercalations of argillite
 10. Middle Permian: conglomerate, breccia, quartz sandstone and violet and greenish argillite
 11. Upper Carboniferous-Lower Permian: fusulinid limestone
 12. Middle part of Moscovian stages: conglomeratic and slaty deposits
 13. Middle Carboniferous: foraminiferous limestone and fossiliferous argillite and quartz sandstone
 14. Upper Devonian-Lower Carboniferous: sandy and slaty sediments
 15. Upper Devonian: recrystallized, nodular and veiny-honeycomb limestone and argillite with Styliolinas
 16. Middle Devonian: argillaceous and nodular limestone
 17. Undivided Devonian: sandy and slaty sediments

GEOLOŠKA KARTA JADARSKE OBLASTI
od Ivana Filipovića

by *Ivan Filipović*

Earlandia cf. *vulgaris* Rauser & Reitlinger, *Plectogyra* aff. *similis* Rauser & Reitlinger i dr.) gornjovizeske starosti.

U krečnjačko-škriljavim sedimentima nađena je na više mesta (Čumurića potok kod Krupnja i Konjušica i Tuđinska reka kod Osečine) i konodontska asocijacija vizesko-namirske starosti.

Cefalopodski krečnjaci namirskog kata poznati su za sada samo u Družetiću, u zaseoku Milivojevići. Predstavljeni su masivnim krečnjacima sivoplavičaste boje, debljine oko 15 metara. Iz ovih krečnjaka prikupljena je bogata goniatijska fauna, koja po Stevanoviću i Kullmann-u (1962, 45—63) pripada donjem namirijenu.

U cefalopodskim krečnjacima nađena je bogata i raznovrsna konodontska fauna (Spasov & Filipović, 1967, 54—57). Kako je nađena fauna karakteristična za famenski kat gornjeg devona i različite odeljke donjeg karbona, to je potrebno izvršiti detaljnija biostratigrafska proučavanja cefalopodskih krečnjaka.

U povlati cefalopodskih krečnjaka Milivojevića leže transgresivni konglomeratično-škriljavi sedimenti srednjeg karbona, u okviru kojih se javljaju olistoliti devonskih krečnjaka. Ovi podaci menjaju ranija shvatanja o geološkom stubu Milivojevića (Stevanović & Kullmann, 1962).

Srednji karbon. Novi rezultati o razviću srednjeg karbona u severozapadnoj Srbiji po istočno-evropskom tipu prvi put su izneti 1962. godine (Pajić & Filipović, 1966). Kasnije su usledili i drugi prilozi o razviću srednjeg karbona u jadranskoj oblasti: Pajić (1963), Filipović (1966), Stojanović-Kuzenko (1966/67) i Kostić-Podgorska (1964, 1967 i 1972 sa Pajić).

Prema razviću srednjeg karbona sl. 6 možemo u severozapadnoj Srbiji izdvojiti tri oblasti, koje se međusobno bitno razlikuju. To su: 1. Oblast razvića karbonatno-terigenih tvorevina baškirskog kata i starijeg dela moskovskog kata. 2. Oblast razvića konglomeratično-škriljavih sedimenata srednjeg dela moskovskog kata. 3. Oblast razvića fuzulinidskih krečnjaka završnog dela moskovskog kata.

1. *Karbonatno-terigene tvorevine.* Rasprostranjenje karbonatno-terigenih tvorevina srednjeg karbona ograničeno je na zapadni, severni i centralni deo jadranske oblasti. U tom prostoru zauzimaju najveće prostranstvo u slivu Likodre, zatim u rudonosnom području Zajača—Stolice i u perifernim delovima Vlašića.

Krečnjaci baškirskog kata predstavljaju u litološkom i faunističkom pogledu najmarkantniji deo karbona. Izgrađuju donji deo karbonatno-terigenog kompleksa. Leže preko krečnjačko-škriljavih slojeva namirskog kata, a pokrivaju ih fosilonosne terigene naslage mlađeg baškira i starijeg dela moskovskog kata. Baškirski krečnjaci su pretežno masivni, ređe stratifikovani, bankoviti i slojeviti, boje svetlosive, sive ili tamnosive. Najvećim delom pripadaju krinoidskim i algalnim varijetetima, ponekad oolitski ili brečasti. Pretežno su kalkareniti, a dosta često se javljaju i kalkruditi. U biostratigrafskom pogledu najznačajniji su najviši horizonti ovih krečnjaka — stratifikovani, tamnosivi i najčešće oolitski krečnjaci, koji su zbog velikog prisustva foraminifera nazvani foraminiferskim krečnjacima (Filipović, 1963, 116). Pored foraminifera, u velikom

broju zastupljeni su krinoidi i alge, sporadično se javljaju koralji, a sasvim retko brahiopodi i puževi.

Stratigrafska pripadnost ovih krečnjaka određena je na osnovu prisustva filogenetski najstarijih fuzulinida — *Millerella* i *Pseudostaffella* u asocijaciji malih foraminiferskih rodova: *Archaediscus*, *Asteroarchaediscus*, *Eostaffella* i dr. Na osnovu vertikalnog rasprostranjenja najkarakterističnijih oblika (*Pseudostaffella antiqua* (Dutkevitch), *P. antiqua grandis* Schlykova, *Asteroarchaediscus baschkirikus* (Krestovnikov & Theodorovitsch), *A. subbaschkirikus* Reitlinger, *A. postrugosus* Reitlinger, *Eostaffella acuta* Grozdilova & Lebedeva i dr.), može se sa sigurnošću zaključiti da ova mikrofaunistička zajednica odgovara baškirskom katu SSSR-a.

Karbonatni sedimenti baškirskog kata najdetaljnije su biostratigrafski proučeni u Banjevcu, Likodri i centralnom reviru Zajače. Njihova debljina iznosi od 80 do 100 metara. Ponekad su slojevima argilošista male debljine razdvojeni u dva odvojena paketa.

Rasprostranjenje terigenih naslaga srednjeg karbona prostorno je vezano za rasprostranjenje krečnjaka baškirskog kata. Njihova donja granica je obeležena postupnim prelazom ka krečnjacima baškirskog kata, a gornja granica je eroziona, jer preko srednjeg karbona transgresivno leži srednji perm. Debljina im iznosi od 20 do 60 metara, zavisno od toga u kojoj meri su sačuvani od erozije.

U sastav terigenih sedimenata srednjeg karbona ulaze peskoviti glineni škriljci, glineni škriljci, sitnozrni i ređe srednjozrni kvarcni peščari. Fauna se u njima najčešće nalazi u neposrednoj povlati baškirskih foraminiferskih krečnjaka, a sastoji se od brahiopoda koji su najmnogobrojniji, zatim od školjaka, krinoida, puževa, briozoa i sasvim retko trilobita i cefalopoda. U pojedinim lokalnostima, u višim horizontima, javlja se i biljni detritus.

Srednjokarbonska starost terigenih sedimenata dokumentovana je nalascima brahiopodske faune u brojnim lokalnostima. Pomenućemo samo najznačajnije: Obradovići, Ovčarevac, Cvetulja, Vlaška reka, Kopljević, Oštrikovača, Tuđin i dr. Makrofaunu iz ovih lokalnosti, koja pripada srednjem i gornjem baškiru i nižem delu moskovskog kata, detaljno je proučila Stojanović-Kuzenko 1966/67. Među određenim brahiopodima preovlađuju vrste rodova: *Choristites*, *Chonetes*, *Echinoconchus*, *Linoproductus*, *Isogramma*, *Rhipidomella*, *Schizophoria* i dr.

2. Konglomeratično-škriljavi sedimenti moskovskog kata. U južnom i istočnom delu jadranske oblasti nisu razvijene karbonatno-terigene tvorevine srednjeg karbona. Umesto njih u ovim oblastima javljaju se stratigrafski nešto mlađe konglomeratično-škriljave tvorevine, koje leže transgresivno preko devonskih krečnjaka, peščarsko-škriljastih tvorevina devona i donjeg karbona i krečnjačko-škriljavih slojeva mlađeg donjeg karbona. Ove tvorevine imaju najveće rasprostranjenje u slivu reke Pecke, zatim u gornjem toku Uba i Rabasa i u široj okolini Osečine i Vragočanice. U sastav konglomeratično-škriljavih naslaga ulaze pretežno argilošisti sa olistolitima i valucima devonskih, donjo-karbonskih i baškirskih krečnjaka.

Moskovska starost konglomeratično-škriljavih sedimenata određena je superpozicionim putem (leže u podini fuzulinidskih krečnjaka gornjeg moskovijena) i na osnovu prisustva rodova *Profusulinella* i *Fusulinella*, koji su nađeni u so-

živima i interkalacijama tamnosivih krečnjaka (Pecka i Družetić). Dok u južnom delu povlatne sedimente čine fuzulinidski krečnjaci, u ostalom delu njihovog razvića granica je eroziona (u povlati transgresivno leže sedimenti srednjeg perma).

U krečnjačko-škriljavim slojevima na Ivoviku kod Krupnja i kod Jeline Breze (Vragočanica) nađena je brahiopodska i fuzulinidska fauna moskovske starosti. Posebno je značajno otkriće fuzulinidske faune podolskog horizonta moskovskog kata na Ivoviku, lokalnosti koja je u literaturi dugo smatrana kao jedino nalazište fosilonosnog donjeg karbona u severozapadnoj Srbiji (Simić, 1932). Podolsku starost fosilonosnih slojeva na Ivoviku određuje prisustvo sle-

Geološka starost Age		J A D A R S K A O B L A S T R E G I O N O F J A D A R				
Kat Stage		Zapadni deo Western part	Centralni deo Central part	Severni deo Northern part	Istočni deo Eastern part	Južni deo Southern part
GORNJI KARBON UPPER CARBONIFEROUS OZHEL'SKI ORENBURGSKI ORENBURGIAN		Kopno Land	Kopno Land	Kopno Land	Kopno Land	Fuzulinidski krečnjaci Fusulinid limestone
SREDNJI KARBON MIDDLE CARBONIFEROUS BAŠKIRSKI BASHKIRIAN		Terigeni sedimenti sa brahiopodskom faunom Terrigenous sediments with brachiopods	Terigeni sedimenti sa brahiopodskom faunom Terrigenous sediments with brachiopods	Terigeni sedimenti sa brahiopodskom faunom Terrigenous sediments with brachiopods	Konglomeratne - škrilave tvorevine Conglomerate-schist sediments	Brahio-podi Ivovika Brachiopods from Ivovik
DONJI KARBON LOWER CARBONIFEROUS TURNESKI TOURNAISIAN		Krečnjačko - škriljavi slojevi Limestone - schist beds	Krečnjačko - škriljavi slojevi sa konodontama Limestone - schist beds with conodonts	Pešcarsko - škriljaste tvorevine Sandstone - schist sediments	Krečnjačko - škriljavi slojevi Limestone - schist beds	Krečnjačko - škriljavi slojevi Limestone - schist beds
		Pešcarsko - škriljaste tvorevine Sandstone - schist sediments	Pešcarsko - škriljaste tvorevine sa Dictyodora - ma Sandstone - schist sediments with Dictyodora	Krečnjaci sa Scaliognathus anchoralis	Pešcarsko - škriljaste tvorevine Sandstone - schist sediments	Pešcarsko - škriljaste tvorevine Sandstone - schist sediments
			Krečnjaci sa Gnathodus kockelli			

Sl. 6. Pregled razvića karbona severozapadne Srbije
Fig. 6. Carboniferous development in Northwestern Serbia

dećih fuzulinida: *Pseudostaffella spherioidea cuboides* Rauser, *Ozawainella mosquensis* Rauser, *Fusiella papilionacea* Grozdilova & Lebedeva, *F. typica* Lee & Chen i dr. Pored ranije poznate brahiopodske faune u škriljcima, nađena je u krečnjacima dobro očuvana fauna horistita: *Choristites priscus* (Eichwald) i *C. priscus fischeri* (Federicks).

3. *Fuzulinidski krečnjaci moskovskog kata*. Razvijeni su samo u južnim regionima jaderske oblasti, a javljaju se u vidu izolovanih krečnjačkih masa u predelu Pecka—Dragijevica—G. Bukovica. Predstavljani su masivnim kristalastim krečnjacima sive i tamnosive boje, mestimično sa proslojcima i kremenim kvrgama. Debljina im iznosi od 80 do 100 metara, od čega samo najniži deo odgovara moskovskom katu.

U najnižim delovima fuzulinidskih krečnjaka konstatovane su na više mesta (Stave, Vragočanica, Tuđin, Gornja Bukovica) fuzulinide karakteristične za najviši deo moskovskog kata: *Fusulinella ex. gr. bocki* Moeller, *F. ex gr. pseudoboeki* Lee & Chen, *Pseudoendothyra ex gr. dagmarae* (Dutkevitch), *Tetrataxis donetzica* Putrija i dr.

Gornji karbon. Sedimenti gornjeg karbona razvijeni su u jaderskoj oblasti samo u krajnjem južnom delu, gde se nastavlja sedimentacija fuzulinidskih krečnjaka. Ostali delovi jaderske oblasti za vreme gornjeg karbona predstavljaju kopno.

Brojni podaci o prisustvu fosilonosnog gornjeg karbona u zapadnoj Srbiji nalaze se u radovima Simića (1933, 1934, 1938, 1957), Stevanovića (1953) i Petronijević-Kuzenko (1957). Kasnijom revizijom utvrđeno je da ranije obrađena brahiopodska fauna odgovara srednjem karbonu (Stojanović-Kuzenko, 1966/67).

Fuzulinidski krečnjaci gornjeg karbona. U predhodnom odeljku je rečeno da najniži delovi fuzulinidskih krečnjaka odgovaraju završnom delu moskovskog kata. Prema tome, naredni slojevi fuzulinidskih krečnjaka po svom superpozicionom položaju nesumnjivo pripadaju gornjem karbonu. Na ovakav zaključak ukazuju i nalasci fuzulinida čije je vertikalno rasprostranjenje gornji karbon-donji perm.

Mlađa fuzulinidska asocijacija nađena je na više mesta u okviru krečnjačkog pojasa Jagodnja—Sokolska planina (lokalnosti: Šanac, Ravno brdo, Krst, Petrina stena) i u izolovanoj krečnjačkoj partiji na Belovači. U ovim lokalnostima javljaju se rodovi: *Rugosofusulina*, *Quasifusulina*, *Triticites* i *Schubertella*, čije je vertikalno rasprostranjenje gornji karbon-donji perm.

Perm

Na osnovu faunističkih nalaza i superpozicionih odnosa izdvojene su u permu severozapadne Srbije tri litostratigrafske jedinice. To su fuzulinidski krečnjaci donjeg perma, klastične naslage srednjeg perma i fosilonosni karbonatni sedimenti gornjeg perma. Rasprostranjenje fuzulinidskih krečnjaka donjeg perma ograničeno je samo na južni deo jaderske oblasti, dok je prisustvo srednjeg i gornjeg perma konstatovano na čitavoj površini jaderske paleozojske oblasti.

Donji perm. U ranijoj geološkoj literaturi postoje izvesni podaci o prisustvu donjeg perma u severozapadnoj Srbiji. Tako je Simić (1933, 1938, 1957) iz-

razio mišljenje da su tvorevine donjeg perma razvijene u faciji peščara i škrljaca i da su veoma razprostranjene. Po istom autoru, donji perm je u pojedinim oblastima reprezentovan i drugojačijim sedimentima, kao kvarcnim konglomeratima u oblasti Badanje i Draginca i »Djulim« slojevima kod Krupnja. Međutim, našim ispitivanjima je utvrđeno, kako je to već ranije istaknuto, da su peščarsko-škriljaste tvorevine i »Djulim« slojevi prepermske starosti, a da Simićevi kvarcni konglomerati Draginca leže preko permskih i trijaskih sedimenata i pripadaju gornjoj kredi (Veselinović & Filipović, 1961).

Fuzulinidski krečnjaci donjeg perma. U višim delovima fuzulinidskih krečnjaka nađena je u sledećim lokalnostima fuzulinidska fauna karakteristična za gornji karbon-donji perm: Šanac, Ravno brdo, Krst, Petrina stena i Belovača. Od pomenutih, prema S. Pantić (1969) jedino nalazište na Ravnom brdu (atar sela Šljivove) pripada sigurno donjem permu. Iz ove lokalnosti potiče sledeća fauna: *Parafusulina pseudojaponica* Dutkevitch, *Rugosofusulina complicata* Schellwien, *Quasifusulina longissima* Moeller.

Srednji perm. Literaturni podaci o prisustvu srednjeg perma u severozapadnoj Srbiji su prilično brojni i nalaze se u radovima Simića (1938, 86), Kochansky-Devidé (1960, 1964), Veselinovića i koautora (1963, 20), Pantić & Veselinovića (1961, 121) i Ramovša (1962, 1966).

Tvorevine srednjeg perma konstatovane su u svim delovima severozapadne Srbije, izuzev u Pocerini, gde je nejasno da li su u tom prostoru tektonski reducirane, ili je pak transgresija započela nešto kasnije — u gornjem permu.

Srednjopermski sedimenti leže transgresivno preko različitih članova paleozoika, a navije postupno prelaze u fosilonosne gornjopermske tvorevine. Prema svom litološkom sastavu, izgledu i stratigrafskom položaju predstavljaju ekvivalente gredenskih slojeva Južnih Alpa i moguće je da svojim najvišim delom odgovaraju i gornjem permu.

Najniži, transgresivan deo srednjopermske serije nije na svim profilima isti. U najvećem delu jadranske oblasti transgresija srednjeg perma počinje taloženjem srednjozrnih i krupnozrnih kvarcnih peščara bele ili bledo-žute boje, a samo u pojedinim oblastima taloženjem brečoidno-konglomeratičnih krečnjaka (Stave, Vragočanica, Kotešica, Brankovina, Gola Glava) ili kvarcnih konglomerata (Blizonje, Slovac).

Naredne superpozicione članove srednjeg perma čine glineni škriljci ljubičaste, crvene i sivozelene boje. Zbog veoma karakterističnih boja, ovaj deo srednjeg perma, koji ima najveću debljinu, veoma lako se uočava na terenu.

Završni deo čine dolomitično-škriljavi sedimenti, koji čine prelaz ka karbonatnoj fosilonosnoj seriji gornjeg perma. U dolomitičnim krečnjacima Dolovskog brda, Kostajnika i Vrbića nađena su *Mizzia cornuta* Kochansky & Herak i *Permocalculus tenellus* Pia (S. Pantić, 1969).

Debljina srednjopermskih sedimenata najčešće iznosi od 60 do 100 metara. Najveća je u istočnom delu jadranske oblasti a idući ka zapadu i severozapadu osetno se smanjuje.

Gornji perm. Najznačajniji podaci o gornjem permu zapadne Srbije nalaze se u radovima Simića (1932b, 1933, 1934, 1935, 1938, 1940, 1957), Veselinovića (1955), Ramovša (1958), Kochansky & Heraka (1960), S. Pantić (1959, 1969) i Stojanović-Kuzenko (1963).

Rasprostranjenje gornjopermskih sedimenata uglavnom je usko prostorno povezano sa rasprostranjenjem srednjeg perma i donjeg trijasa. Otkriveni su na većem prostoru u široj okolini Zajače, Krupnja i Bele Crkve, zatim u severnim i severoistočnim delovima planinskih venaca Jagodnje, Sokolske planine i Medvednika, na više mesta u obodnim delovima Vlašićko-blizanskog antiklinorijuma, u slivu reke Obnice i u Pocerini.

Najmarkantniji stratigrafski član u paleozojskom kompleksu severozapadne Srbije predstavljen je uglavnom tamnosivim do crnim, bituminoznim, bankovitim i slojevitim krečnjacima, sa interkalacijama crvenih peskovitih glinenih škriljaca. Gornjopermski krečnjaci leže između klastičnih sedimenata srednjeg perma (ili dolomitično-škriljavih slojeva) u podini i karbonatnih naslaga donjeg trijasa u povlati.

Prema fauni koju sadrže, Simić (1933, 21) je podelio, idući odozdo na više, gornji perm severozapadne Srbije na tri zone:

1. Edmondijska sa *Edmondia permiana* i *Mizzia velebitana*
2. Produktusna sa *Productus*-ima, *Tschernyschewia*-ma, *Marginifera*-ma i *Lyttonia*-ma
3. Koralska sa *Waagenophyllum indicum* i *Notothyris*-ima.

Ovakva podela perma može se primeniti za sve oblasti njegovog razvića u jadranskoj oblasti. U makrofaunističkom pogledu najbogatija je srednja zona sa brahiopodskom faunom, a najpoznatija su, ranije otkrivena Simićeva (1933) nalazišta Peovac, Bastavsko brdo i Zmajevac, koja predstavljaju klasična mesta razvića gornjeg perma u severozapadnoj Srbiji.

Nađena makro i mikro fauna i flora iz najnižih delova gornjopermske serije je dosta siromašna u pogledu zastupljenih rodova i vrsta. Najčešće su alge *Mizzia velebitana* (Schubert) i *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz), a od foraminifera najzastupljenije su *Agathammina pusilla* (Geinitz), i *Hemigordius harltoni* (Cushman & Waters).

Srednji deo gornjopermske serije izgrađen je od stratifikovanih krečnjaka sa interkalacijama glinenih škriljaca. U ovom delu mestimično se nalazi veoma bogata brahiopodska fauna. Najznačajnije je prisustvo isključivo permskih oblika *Spinomarginifera*, *Tschernyschewia* i *Leptodusa*.

U srednjoj zoni, prema S. Pantić (1969, 204), »dominantnu ulogu imaju lagenidi, koji daju posebno obeležje ovom horizontu.«

Završni deo gornjeg perma izdvojen je (Simić, 1933) kao koralska zona sa *Waagenophyllum indicum* Waagen & Wentzel i *Notothyris*-ima. Od mikrofaune i mikroflore najznačajnije je prisustvo aberantnih fuzulina *Reichelina media* K. M. Maclay i *R. tenuissima* K. M. Maclay, koje nisu konstatovane u starijim zonama gornjeg perma.

Crni, bituminozni i uvek stratifikovani, jako fosilonosni krečnjaci gornjeg perma na granici gornjeg perma i trijasa prelaze u svetlosive (ređe rumenkaste), takođe stratifikovane krečnjake ali bez fosilonosnih ostataka.

Debljina gornjopermskih krečnjaka iznosi oko 100 do 120 metara i svuda je jednaka, u čitavoj severozapadnoj Srbiji.

OROGENO-PALEOGEOGRAFSKI RAZVOJ

Najstariji odeljak geohronološke evolucije, koji se može rekonstruisati na osnovu izdanaka, pripada devonu. U to doba ispitivana oblast predstavljala je

deo morskog basena u kome su se taložile isključivo peščarsko-škriljaste tvorevine, najverovatnije u dubokovodnoj marinskoj sredini. Početkom srednjeg i tokom gornjeg devona dolazi u pojedinim prostorima do promene sedimentacionih uslova. U srednjem devonu ove promene se odražavaju taloženjem fosilonosnih karbonatnih stena samo u određenim regionima, dok se idući ka završnim horizontima famenskog kata postepeno povećavaju prostori u kojima se obrazuju fosilonosni karbonatni sedimenti.

Za vreme starijih odeljaka donjeg karbona vladaju slični paleogeografski uslovi kao i tokom devona. U najvećem delu severozapadne Srbije talože se peščarsko-škriljaste tvorevine sa retkim interkalacijama i sočivima krečnjaka. Ovi sedimenti su najverovatnije obrazovani u dubokovodnoj marinskoj sredini, našta ukazuje prisustvo *Dictyodora* i tragovi *Phycosiphon*-a (sl. 6).

Idući ka mlađim odeljcima donjeg karbona zapaža se tendencija postepenog oplićavanja. Na ovakav zaključak upućuju brojni nalasci drvenastih ostataka biljaka u završnim delovima peščarsko-škriljastog kompleksa i u krečnjačko-škriljavim sedimentima.

Sa početkom baškiskog kata dolazi do krupnih promena paleogeografskih odnosa. U zapadnom, centralnom i severnom delu jadranske oblasti egzistuje plitko neritsko more u kome se obrazuju najpre karbonatni a zatim i terigeni fosilonosni sedimenti. Ovi izrazito fosilonosni i litološki markantni sedimenti srednjeg karbona nisu razvijeni u južnom i istočnom delu jadranske oblasti. Njihovo odsustvo i transgresivan položaj konglomeratično-škriljavih sedimentata moskovskog kata (verovatno srednji deo moskovskog kata) navode na zaključak da su ove oblasti za vreme baškiskog i nižeg dela moskovskog kata predstavljale kopno.

Transgresivan i diskordantan položaj konglomeratično-škriljavih sedimentata moskovskog kata preko različitih tvorevina devona i donjeg karbona ukazuje da su podinski sedimenti, najverovatnije pod dejstvom asturijske faze hercinske orogeneze, intenzivno ubrani.

Za vreme gornjeg karbona marinski režim egzistuje samo u južnom delu jadranske oblasti, dok ostali delovi predstavljaju kopno. Za sada ne raspolazemo sigurnim podacima u kom je vremenskom periodu južni deo jadranske oblasti izdignut iznad morske površine.

Transgresija srednjeg perma zahvatila je čitavu površinu jadranske oblasti. Ona je jasno ispoljena u većem delu ove oblasti, posebno u njenoj severozapadnoj polovini, gde je jasno izražen hijatus, najverovatnije počev od srednjeg dela moskovskog kata pa zaključno sa trokofelom.

Za vreme srednjeg perma talože se pretežno klastični sedimenti, čija crvena boja i prisustvo gipsa ukazuju na postojanje žarke, aridne klime.

Početkom gornjeg perma, umesto klastičnih sedimentata, taloži se krečnjačka formacija, koju karakteriše obilje organskih ostataka, prvenstveno krečnjačkih algi, foraminifera, brahiopoda, korala, krinoida i dr.

Krajem perma prestaje da egzistuje bujan organski svet. Isčezavaju čak i alge, koje su tako obilno zastupljene u gornjem permu. Međutim, facijalne prilike se nisu bitno izmenile, jer se nastavlja taloženje krečnjaka, koji takođe imaju plitkovodni karakter (oolitski krečnjaci).

PALEOZOIK SUSEDNIH OBLASTI

Paralelizacijom je obuhvaćen paleozoik susednih oblasti: Bukulje i Vagana, Dičine, Majevice i drinske oblasti. Konstatovano je da jadarski paleozoik sa paleozoikom Bukulje i Vagana, Dičine i Majevice pripada jednoj strukturno-facijalnoj zoni a drinski paleozoik drugoj.

Osnovna karakteristika jadarske strukturno-facijalne zone je marinski razvoj gornjeg karbona i perma i postupna veza sa trijasom, dok su u drinskoj oblasti markantne sledeće specifičnosti:

1. Znatno viši kristalinitet većeg dela paleozojskih stena drinskog kompleksa od kristaliniteta odgovarajućih stena susednih paleozojskih oblasti;
2. Prisustvo bazičnih vulkanita u dubljim delovima drinskog paleozojskog kompleksa;
3. Odsustvo marinskih sedimenata mlađeg karbona i perma;
4. Transgresivan i diskordantan položaj donjotrijaskih konglomerata preko starije podloge;
5. Potpuna prostorna podudarnost drinskog razvića paleozoika sa oblastima rasprostranjenja peridotitskih stena.

The Paleozoic Beds of Northwestern Serbia

Ivan Filipović

Zavod za geološka i geofizička istraživanja, Beograd, Karadjordjeva 48

The Devonian, Carboniferous and Permian beds of Northwestern Serbia are recognized. The biostratigraphy of Devonian rocks is divided after conodonts. A large extension of Carboniferous sediments rich in conodonts, foraminifers and brachiopods are found and, unlike earlier believed, the distribution is of east European type. Three lithologic units are distinguished in the Permian system i.e. the fusulinid limestone of Lower Permian, the clastic rocks of Middle Permian and the fossiliferous limestone of Upper Permian intercalated with red sandy shale. The Upper Permian formation is the best marked member of the Paleozoic sequence of northwestern Serbia.

This study covers a part of Northwestern Serbia (Fig. 1) in which, according to Simić (1938), the Jadar type of the Paleozoic is developed. Sediments of the Devonian, Carboniferous and Permian are recognized in the region.

The Devonian. The fossiliferous sediments of the Devonian were known earlier only at Družetić and in Brankovina (Stevanović, 1957, 1960, 1963). We have discovered the presence of fossiliferous Devonian beds in most of Northwestern Serbia. The biostratigraphy of Devonian sediments is investigated in detail and divided after conodonts.* Some significant results are achieved as follows:

1. For the first time the fossiliferous sediments of the Eifelian (see lithostratigraphic column of Leontijevac, Fig. 2) and the Givetian stages of the Middle Devonian are recognized in Northwestern Serbia.

2. The Upper Devonian is divided in detail biostratigraphically — nine of the ten known conodont zones of the Upper Devonian are recognized. Predominantly filamentous-honeycomb Upper Devonian limestones are found as lenses or intercalations in sandstone-slate formations, less frequently as large limestone parties (Družetić). Detailed data about biostratigraphic contents of the determined conodont zones are given in the lithostratigraphic column of the Upper Devonian of Northwestern Serbia (Fig. 3).

3. Based on new findings of the fossiliferous Devonian and an analysis of the relations between these reference stratigraphic horizons and the sandstone-

* Conodont fauna determined by H. Spasov, V. Pajić and S. Stojanović.

-slate formations, the widespread and several hundred metres thick sandstone-schist complex is found to correspond largely to the Lower Paleozoic, and not only to the Upper, as it has been considered (Simić, 1932, 1933, 1938, 1957).

The Carboniferous. We have found by prospecting a large distribution of Carboniferous sediments in Northwestern Serbia and, unlike earlier believed (Simić, 1938), the distribution was of east European type. The sediments were divided into the Lower, Middle and Upper Carboniferous.

Rich and diverse paleontological material made possible a detailed investigation and division of Carboniferous formations. The following significant results were accomplished:

1. The uppermost part of the sandstone-schist complex is determined to be of the Lower Carboniferous. Conodont fauna typical of the lowermost Tournaisian stage and conodont fauna corresponding to the Visean stage, i.e. to the zone with *Scaliognathus anchoralis*, are found in limestone lenses and intercalations (Fig. 5).

2. In most of Northwestern Serbia, limestone-slate beds are recognized which correspond by their superposition and the identified conodont fauna to the uppermost part of the Lower Carboniferous.

3. Within the Middle Carboniferous range, foraminiferal limestone of the Bashkirian stage are recognized, terrigenous deposits with brachiopod fauna of the Upper Bashkirian and the Lower Moscovian stages, the conglomerate-slate sediments transgressively overlaying the older sediments (most probably of the Middle Moscovian stage) and fusulinid limestone which corresponds in range to the uppermost Moscovian, Upper Carboniferous and Lower Permian.

4. A marked discordance between the transgressive conglomerate-slate sediments of the Middle Moscovian and the underlying Devonian and Lower Carboniferous formations suggested that the strongest diastrophism in Northwestern Serbia was the Asturian orogeny.

5. Complicated paleogeographic relation during the Carboniferous are reconstructed (Fig. 6).

The Permian. The faunal findings and the superposition of formations indicate in the Permian of Northwestern Serbia three lithostratigraphic units. These are fusulinid limestones of the Lower Permian, clastic sediments of the Middle Permian, and fossiliferous carbonate rocks of Upper Permian which are the best marked member of the Paleozoic in Northwestern Serbia from aspects of lithology and fauna.

Our investigation resulted in collecting of new data about the transgressive position and facial composition of clastic sediments of the Middle Permian, and also in confirming the results of investigation in the Upper Permian, carried out by Simić (1933).

Literatura — Bibliographic

- Bouček, B., Mihajlović M. 1966, Pojava interesantne inhofacije (Dictyodora, Phycosiphon) tzv. silura paleozoika Sane (Bosna). Referati VI savetovanja, Ohrid.
- Dimitrijević i koautori 1969, Devonski fliš jugoistočne Srbije. Zapisnici SGD za 1964, 1965, 1966 i 1967. godinu. Zbor 27. 3. 1961, Beograd.

- Filipović, I. 1963, Prilog stratigrafiji karbona severozapadne Srbije. Zapisnici SGD za 1960 i 1961. godinu. Zbor 27. 3. 1961, Beograd.
- Filipović, I. 1963a, Predhodno saopštenje o novim nalazištima devona u severozapadnoj Srbiji. Zapisnici SGD za 1960. i 1961. godinu. Zbor 24. 11. 1961, Beograd.
- Filipović, I. 1966, Rezultati ispitivanja paleozojskih naslaga severozapadne Srbije. Zapisnici SGD za 1963. godinu. Zbor 29. 4. 1963, Beograd.
- Heritsch, F. 1932, Chaetetes und Caninia aus dem Karbon von Ivovik bei Krupanj in West-Serbien. Vesnik Geol. inst. Kralj. Jug. knj. I, sv. 2, Beograd.
- Heritsch, F. 1934, Korallen aus dem oberen Perm von Likodra im Westlichen Serbien. Vesnik Geol. inst. Kralj. Jug. 3/2, Beograd.
- Kochansky-Devidé, V. 1960, Prilog poznavanju fuzulinida zapadne Srbije. JAZU, Acta geologica 2, 103—110, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V., Herak, M. 1960, On the Carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia. Geološki vjesnik 13, Zagreb.
- Kochansky-Devidé, V. 1964, Die Fusuliniden und Kalkalgen des jugoslawischen Karbons. Cinquième congrès international de stratigraphie et de géologie du carbonifère, Paris, 1963.
- Kostić, V. 1960, Rod Amplexus iz karbona Zapadne Srbije. Geol. anali Balk. pol., XXVII, Beograd.
- Kostić-Podgorska, V. 1964, Rasprostranjenje i stratigrafski značaj karbonskih koralnih fauna u Jugoslaviji. Geol. anali Balk. pol., XXXI, Beograd.
- Kostić-Podgorska, V. 1967, Tabulatni koral *Multithecopora* Yoh iz srednjeg karbona zapadne Srbije (Banjevac). Geol. glasnik Crne Gore 5, Titograd.
- Kostić, V., Pajić, A. 1972, Mikrofauna i koralni baškirkog kata srednjeg karbona zapadne Srbije. Geol. anali Balk. pol., XXXVII, Beograd.
- Marković, B. i koautori 1963, Prikaz geološke karte Valjevo 51. Zapisnici SGD za 1960 i 1961, Beograd.
- Pajić, V. 1963, Mikrofauna srednjeg karbona zapadne Srbije. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž. NRS, XXI, Beograd.
- Pajić, V., Filipović, I. 1966, Novi podaci o srednjem karbonu jadranskog pojasa (SZ Srbija). Zapisnici SGD za 1962. Zbor 28. 5. 1962, Beograd.
- Pantić, S., Veselinović, M. 1961, Prvi nalazak marinske faune u terigenim sedimentima srednjeg perma (gredenskim slojevima) zapadne Srbije. Zapisnici SGD za 1960 i 1961. Zbor 27. 3. 1961, Beograd.
- Pantić, S. 1969, Litostratigrafske i mikropaleontološke karakteristike srednjeg i gornjeg perma zapadne Srbije. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž., knj. XXVII, ser. A, Beograd.
- Petronijević-Kuzenko, S. 1957, Gornjekarbonska brahiopodska fauna Vlaške Reke u Pocerini. Zbornik radova Geol. inst. »Jovan Žujović«, IX, Beograd.
- Příbyl, A., Spasov, H. 1970, Zur Ostracodenfauna des bulgarischen und jugoslawischen Silurs und Devons. Izvestija na geološkieskija institut — Serija paleontologija, knj. XIX, Sofia.
- Ramovš, A. 1958, Razvoj zgornjega perma v Loških in Polhograjskih hribih — Razprave Slov. akad. znan. in umetn., razr. za priro. vede 4, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1962, Nekateri problemi pri raziskovanju perma v Jugoslaviji. Referati V savetovanja geologa F. N. R. Jugoslavije, Beograd.
- Ramovš, A. 1966, Razvoj srednjega perma v Jugoslaviji v luči novih raziskovanj. Referati VI savetovanja, deo I, Ohrid.
- Rajčević, D. 1969, Tragovi kretanja crva u peščarsko-škriljastoj seriji starijeg paleozoika u severozapadnoj Srbiji. Zapisnici SGD za 1965, Beograd.
- Simić, V. 1932, Prilog geologiji Zapadne Srbije. Vesnik Geol. inst. Kralj. Jug., I, 2, Beograd.
- Simić, V. 1933, Gornji perm u Zapadnoj Srbiji. Rasprave Geol. inst. Kralj. Jug., I, Beograd.
- Simić, V. 1934, Prilog poznavanju gornjekarbonskih i gornjopermskih fauna u Zapadnoj Srbiji. Geol. anali Balk. pol., XXIX, Beograd.
- Simić, V. 1935, Nekoliko fosila iz gornjeg perma Zapadne Srbije. Vesnik Geol. inst. Kralj. Jug., IV, Beograd.
- Simić, V. 1938, O facijama mlađeg paleozoika u Zapadnoj Srbiji. Vesnik Geol. inst. Kralj. Jug., VI, Beograd.

- Simić, V. 1940, Izveštaj o geološkom snimanju na listu »Valjevo«. Godišnjak Geol. inst. Kralj. Jug. za 1939, Beograd.
- Simić, V. 1957, Prilog geološkom poznavanju donjeg Podrinja. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž. NRS, XIII, Beograd.
- Spasov, H., Stevanović, P. 1962, Konodonti iz gornjeg devona Družetića u Zapadnoj Srbiji. Geol. anali Balk, pol., XXIX, Beograd.
- Spasov, H. i koautori 1967, Les conodontes paléozoïques de la Serbie occidentale. Association géologique Carpatho-Balkanique. VIII^{ème} congrès, Belgrade.
- Spasov, H., Filipović, I. 1967, Devonska i karbonska konodontna fauna ot severozapadna Srbija (Jugoslavija). Izvestija na Geologičeskija institut, kn. XVI, Sofia.
- Spasov, H. i koautori 1968, Novi rezultati istraživanja paleozojskih konodontata severozapadne Srbije. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž., XXVI, Beograd.
- Spasov, H. 1972, Stratigrafija i korelacija na devona v Blgarija i susednite strani. Geologičeskij institut, Sofia.
- Stevanović, P. 1953, Mladi paleozoik u gornjem toku Uba i Kladnice (Valjevska Podgorina). Glasnik SAN, V, 2, Beograd.
- Stevanović, P. 1957, Prikaz geološke karte lista Valjevo I (1 : 50 000). Zapisnici SGD za 1955, Beograd.
- Stevanović, P. 1957a, Osvrt na nalazak devona kod Družetića u dolini Uba i mogućnost nalaska u drugim krajevima Zapadne Srbije i Istočne Bosne. Zapisnici SGD za 1955, Beograd.
- Stevanović, P. 1960, Das Devon in westlichen Serbien und seine Beziehungen zu den anderen devonischen Fundstellen in Jugoslawien. Prager Arbeitstagung über die Stratigraphie d. Silurs und d. Devons, 1958, Praha.
- Stevanović, P., Kullmann, J. 1962, Namirski kat Družetića i njegova gonijatijska fauna. Glasnik Prirod. muzeja u Beogradu, A, XVI-XVII, Beograd.
- Stevanović, P. 1963, Devon Brankovine kod Valjeva. Zapisnici SGD za 1960 i 1961. Zbor 10. 10. 1960, Beograd.
- Stojanović-Kuzenko, S. 1963, Gornjopermski brahiopodi Crikvenica — zapadna Srbija. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž., XXI, A, Beograd.
- Stojanović-Kuzenko, S. 1966/67, Biostratigrafija srednjeg karbona zapadne Srbije i paralelizacija sa severozapadnom Bosnom, jednim delom Velebita i Stanišićima u Crnoj Gori. Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž. XXIV/XXV, A, Beograd.
- Veselinović, M. 1955, Rezultati geoloških promatranja u oblasti Gornjeg Crniljeva i Šabačke Kamenice. Zbornik radova Geol. inst. »Jovan Žujović«, knj. VIII, Beograd.
- Veselinović, M. 1958, Nov nalazak *Dictyodora libeana* (Weiss) u karbonskim škriljcima Zapadne Srbije. Zbornik radova Geol. inst. »Jovan Žujović«, X, Beograd.
- Veselinović, M. i koautori 1963, Prikaz geološke karte Vladimirci 53. Zapisnici SGD za 1960 i 1961. Zbor 12. 4. 1960, Beograd.

Oligocenski numulitni apnenec na Gorjuši pri Ljubljani

Rajko Pavlovec in Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani, Aškerčeva 12

Na Gorjuši pri Domžalah je bil najden kos oligocenskega apnenca z numuliti, koralami in drugimi fosili. V njem je bila prvič v Jugoslaviji določena vrsta *Nummulites germanicus*.

Pri raziskavah zgornjekrednih in jurskih kamenin vzhodno od Domžal, predvsem v okolici Gorjuše, je našel Ramovš (1972) tudi večji kos temno sivega gostega apnenca, ki ga je bilo takoj mogoče razlikovati od drugih kosov in žive skale. Že na oko je bilo možno v njem ločiti numulite in zelo pogostne Corallinaceae, verjetno litotamnije. Najdišče je bilo na robu gozda okoli 15 m severno od ceste Dob—Gorjuša—Veselka—Krtina, prav blizu nekdanje Smoletove lesene hiše, ki jo je sedanji Smole podrl pred dobrimi desetimi leti, je pa vrisana na specialkah, oziroma severnovzhodno od zidane Smoletove domačije (Gorjuša 5). Kos je bil dolg okoli 40 cm in blizu 30 cm širok in ni bil zaobljen.

V okolici najdišča moli na površje močno kraško razjedena živa skala svetlo sivega in temno sivega, povečini drobnozrnatega apnenca. Poleg tega najdemo tam tudi gost apnenec in organogen detritusni apnenec s številnimi ostanki iglokožcev. Razen žive skale so po površju tudi kosi enakih apnencev. V nobenem apnencu ni bilo mogoče najti makrofosilov.

Sestava in položaj najdenega kosa z numuliti in številnimi ostanki koralinacej kažeta, da predstavlja apnenec skoraj gotovo ostanek nekdanje večje krpe oligocenskega apnenca v okolici Gorjuše. Danes so med Domžalami, Ihanom in gradom Krumperk od oligocenskih kamenin na površju razširjeni samo konglomerat, breča in peščenjak. Pri pregledu klastitov tam ni bilo mogoče ugotoviti v njihovem sestavu apnenčevih prodnikov z numuliti in koralinaceami. Konglomerat, breča in peščenjak sestojata samo iz ostankov različnih jurskih in krednih kamenin (Ramovš, 1972) in tvorijo bazalni del oligocena; potemtakem so starejši od apnenca z numuliti. Prav tako ni verjetno, da bi bil človek pripeljal kos od kjerkoli iz bližine. Možno pa je, da bi pri natančnem pregledu celotnega okolišnega ozemlja našli še kje drugje kak ostanek enakega apnenca z numuliti in rdečimi algami.

Zanimivo je, da takšnega temno sivega organogenega oligocenskega apnenca z numuliti in rdečimi algami ne poznamo nikjer v bližnji in daljnji okolici

Ljubljane. Najdba predstavlja vsekakor novo in zanimivo oligocensko kamenino, sestoečo v veliki meri iz koralinacej; le-te so bile kamenotvorne. Na algini trati so živel tudi numuliti, miliolide, tekstulariide, posamične korale, hidrozoji in briozoji, poleg tega še nekateri drugi mikroorganizmi. Danes še ni znano, kakšni oligocenski skladi so se odlagali v istem času v neposredni okolici algine trate; najdba vrste *Nummulites germanicus* v dolini Kamniške Bistrice nakazuje verjetnost, da so tamkajšnje kamenine nastajale istočasno. Usedline vsebujejo precej terigenega materiala, kar kaže na sedimentacijo v bližini kopnega.

V oligocenskih kameninah na Gorjuši so bili v zbruskih določeni mikrofosili, ki jih kaže tabela 1.

Tabela 1 — Table 1

Mikrofosili v oligocenskem apnencu na Gorjuši
Microfossils from the Oligocene limestone of Gorjuša

	G 21	G 22	G 23	G 24	G 25
<i>Nummulites ex gr. intermedius</i>		×	×		
<i>Nummulites germanicus</i>					×
<i>Nummulites</i> sp. indet.	×			×	×
<i>Operculina</i> in <i>Heterostegina</i>		×	×	×	×
<i>Sphaerogypsina</i>	×	×		×	×
<i>Globorotalia</i>	×	?	×	×	
<i>Globigerina</i>		×			
rotaliine na splošno	×	×	×		
? <i>Asterigerina</i>	×			×	
? Orbitolinidae		×			
<i>Triloculina</i>					×
<i>Quinqueloculina</i>	×	×		×	
<i>Pyrgo</i>			×	?	
miliolide na splošno	×	×		×	×
Textulariidae	×		×		×

× = redko
rare

×× = pogosto
occurring often

Mnogi mikrofosili so preslabo ohranjeni ali pa njihovi preseki v zbruskih ne zadostujejo za zanesljivo določitev rodu ali celo vrste. Poleg navedenih mikrofosilov so v vseh vzorcih zelo pogoste Corallinaceae (Tabla 1), večidel litotamnije, redki so hidrozoji in briozoji. Zbrusek G 23 vsebuje koralo, ki jo ovija alga iz skupine Corallineae (Tabla 2).

V vzorcih z Gorjuše je bilo mogoče dobiti izolirane hišice numulitov, ki pripadajo vrsti *Nummulites germanicus* (Bornemann). Ta vrsta ima med najdenimi mikrofosili največji stratigrafski pomen.

Nummulites germanicus (Bornemann)

(Tabla 3 in slika 1)

V apnencu z Gorjuše najdemo tudi numulitne hišice. Določiti je bilo mogoče vrsto *Nummulites germanicus*. Poleg nje nastopa še druga vrsta, ki spo-

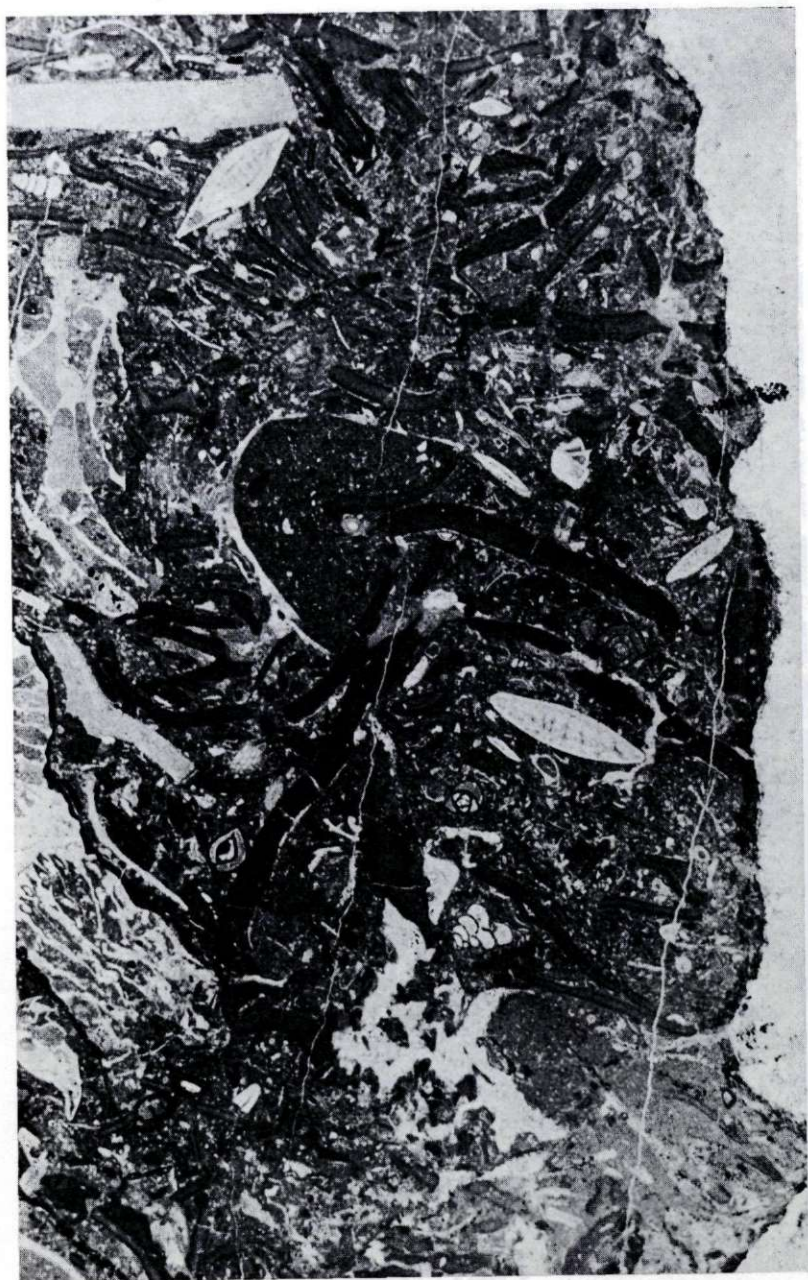


Tabla 1 — Plate 1

Organogeni apnenec z Gorjuše s koralinacejami, numuliti, miliolidami in tekstulariidami. $8,5 \times$ povečano. Fotogr. Marjan Grm.

Organogenic limestone from Gorjuša including Corallinaceae, Nummulites, miliolids and textulariids. $8.5 \times$ enlarged. Photograph by Marjan Grm.



Tabla 2 — Plate 2

Organogeni apnenec z Gorjuše. Alga iz skupine koralinacej obdaja čašo korale. V zbrusku so poleg koralinacej vidni numuliti, miliolide in fragmenti makrofavne. 8,5 × povečano. Fotogr. Marjan Grm.

Organogenic limestone from Gorjuša. Alga from the group of Corallinaceae embracing a cup coral. In thin section miliolids and fragments of macrofossils are shown associated with Corallineae. 8,5 × enlarged. Photograph by Marjan Grm.

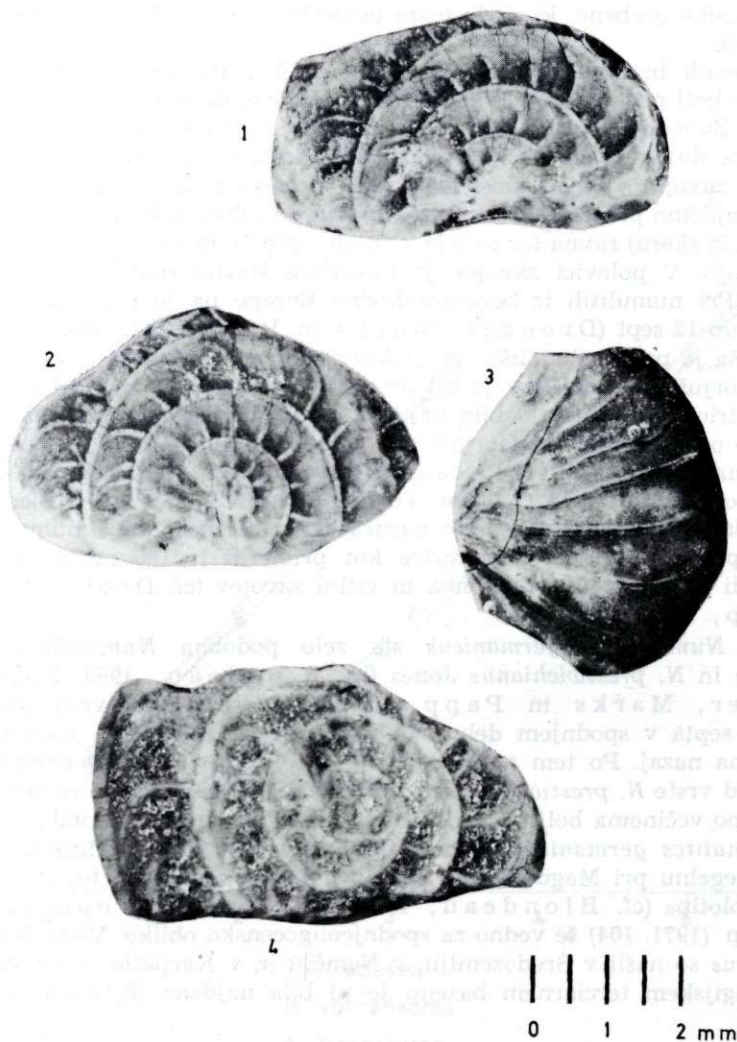


Tabla 3 — Plate 3

Nummulites germanicus (Bornemann), oblika A — A form

1 ekvatorialni prerez; Gorjuša — equatorial section; Gorjuša

2 ekvatorialni prerez; Gorjuša — equatorial section; Gorjuša

3 del površine hišice; Gorjuša — part of the test surface; Gorjuša

4 ekvatorialni prerez; Predaselj v Kamniški Bistrici — equatorial section; Predaselj
in Kamniška Bistrica Valley

20 × povečano — 20 × enlarged

minja po značilnostih v ekvatorialnem prerezu na obliko *Nummulites vascus* — *incrassatus* De la Harpe, vendar so najdene hišice za zanesljivo določitev pre-slabo ohranjene.

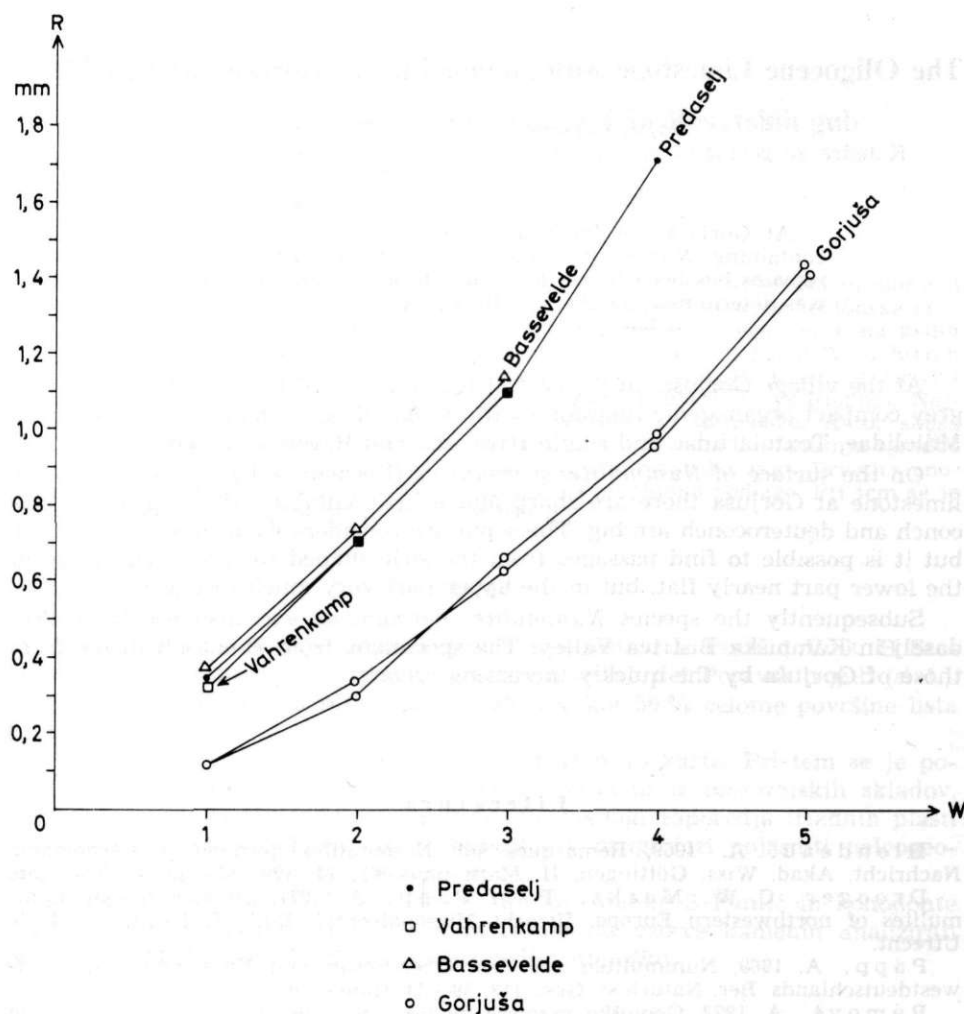
Nummulites germanicus ima na površju hišice precej redke, toda izrazite ostre radialne grebene, ki so le malo upognjeni, edino ob robu hišice so moč-neje zaviti.

Protokonh in devterokonh sta precej velika. Po tem znaku so numuliti z Gorjuše bolj podobni primerkom iz Bassevelde v Belgiji kot tistim iz Vahren-kampa v Zahodni Nemčiji (Drooger, Marks in Papp, 1971, tab. 4, sl. 1 do 5. in 5. do 8). V notranjih dveh zavojih so septa močno nazaj zapognjena. V ostalih zavojih so septa sicer prav tako močno ukrivljena in zavihana nazaj, vendar najdemo prehode od izrazito srpastih do takšnih, ki so v spodnjem delu nagnjena in skoraj ravna ter se šele v zgornjem delu močno zapognejo. Zavoji se hitro višajo. V polovici zavojev je naslednje število sept: $S_2 = 8$, $S_3 = 9$ in $S_4 = 11$. Pri numulitih iz severnozahodne Evrope pa je na polovico tretjega zavoja 9 do 12 sept (Drooger, Marks in Papp, 1971, 39).

Gorjuša je prvo nahajališče vrste *Nummulites germanicus* v Jugoslaviji. Ob študiju gorjuških numulitov je bil pregledan še material iz Predaslja v Kam-niški Bistrici. Tudi tam je bila najdena vrsta *Nummulites germanicus*, ki se razločuje od numulitov z Gorjuše po nekoliko hitreje se dvigajočih zavojih. Po tem znaku so numuliti iz Predaslja bliže primerkom iz Bassevelde in Vahren-kampa kot numulitom z Gorjuše. Vendar posamezni elementi hišice pri vrsti *Nummulites germanicus* nekoliko variirajo. Na splošno imajo numuliti iz Va-hrenkampa nekoliko daljše kamrice kot primerki iz Bassevelde, razločujejo pa se tudi po velikosti protokonha in višini zavojev (cf. Drooger, Marks in Papp, 1971, tab. 4).

Vrsti *Nummulites germanicus* sta zelo podobna *Nummulites orbigny* (Galeotti) in *N. prestwichianus* Jones (cf. Blondeau, 1969; Papp, 1969; Drooger, Marks in Papp, 1971). Vendar so pri vrsti *Nummulites orbigny* septa v spodnjem delu bolj ravna, proti zavojnemu robu pa močno potegnjena nazaj. Po tem se *N. orbigny* približuje vrsti *N. tournoueri* De la Harpe. Od vrste *N. prestwichianus* se primerki z Gorjuše ločijo po daljših kam-ricah in po večinoma bolj upognjenih ter nazaj potegnjenih septah.

Nummulites germanicus je bil prvič opisan iz spodnjeoligocenskih plasti v Westeregelnu pri Magdeburgu. Čeprav nekateri oporekajo tej starosti naha-jališča holotipa (cf. Blondeau, 1969, 130), ga imajo Drooger, Marks in Papp (1971, 104) še vedno za spodnjeoligocensko obliko. Vrsto *Nummulites germanicus* so našli v Sredozemlju, v Nemčiji in v Karpatih; v angleško-fran-cosko-belgijskem terciarnem bazenu še ni bila najdena (Blondeau, 1969, 134).



Sl. 1. Diagrami zavojev pri vrsti *Nummulites germanicus* (Bornemann) oblika A. Primerki iz nahajališča Bassevelde v Belgiji in Vahrenkamp v Nemčiji so merjeni po sliki (Drooger, Marks in Papp, 1971, tab. 4, sl. 2 in 8).

Fig. 1. Diagrams of the whorls' course of the species *Nummulites germanicus* (Bornemann) A-form. The specimens from the localities Bassevelde in Belgium, and Vahrenkamp in Germany have been measured after the figure (Drooger, Marks and Papp, 1971, plate 4, Figs. 2 and 8).

The Oligocene Limestone with Nummulites at Gorjuša near Ljubljana

Rajko Pavlovec and Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani, Aškerčeva 12

At Gorjuša not far from Ljubljana a piece of Oligocene limestone containing *Nummulites* associated with *Corallineae* and other fossil remains has been found. From this limestone the *Nummulites germanicus* was determined, for the first time in Yugoslavia.

At the village Gorjuša, to the east of Ljubljana, a piece (40 × 30 cm) of dark grey compact organogenic limestone with *Nummulites*, numerous *Corallineae*, *Miliolidae*, *Textulariidae* and single *Hydrozoa* and *Bryozoa* has been found.

On the surface of *Nummulites germanicus* (Bornemann) from the Oligocene limestone at Gorjuša there are sharp and a little curved radial ripples. Protoconch and deuteroconch are big. The septa are considerably recurved backward, but it is possible to find passages from the sickle-shaped to those, which are in the lower part nearly flat, but in the upper part very much recurved.

Subsequently the species *Nummulites germanicus* was also found at Predaselj in Kamniška Bistrica Valley. The specimens from Predaselj differ from those of Gorjuša by the quickly increasing whorls.

Literatura

Blondeau, A. 1969, Remarques sur *Nummulites germanicus* Bernemann. Nachricht. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math.-phys.-Kl., 14, 129—135, pl. 1. Göttingen.

Drooger, C. W., Marks, P. in Papp, A. 1971, Smaller radiate nummulites of northwestern Europe. Utrecht Micropaleontol. Bull., 5, 1—137, pl. 1—5. Utrecht.

Papp, A. 1969, Nummuliten aus dem Ober-Eozän und Unter-Oligozän Nordwestdeutschlands. Ber. Naturhist. Ges., 113, 39—68. Hannover.

Ramovš, A. 1972, Geološke razmere na ozemlju vzhodno od Domžal, posebno tamkajšnje zgornjekredne plasti. Naše jame 13, 17—26, Ljubljana.

Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtor razlikuje v osrednjem delu Posavskih gub avtohtoni in alohtoni del ter litološko in biostratigrafsko razčlenjuje posamezne tektonske enote. Avtohtone enote sestojе v glavnem iz paleozojskega jedra, na krilih antiklinal pa so ohranjene še najstarejše mezozojske plasti. V alohtonih enotah odločno prevladujejo triadni skladi. Najbolj pestro je razvita skitska in karnijska stopnja ter fasansko-langobardska podstopnja. Najmlajše plasti, udeležene v narivni zgradbi, so sarmatske. Avtor skuša podati zaporedje tektonskih dogajanj, ki so privedla do današnje zgradbe in končno postavi glavni del narivanja v rodansko fazo. Prvotno enostavne gube so poleg in se narinile na avtohtono podlago. Pri tem se je celotna zgradba stisnila za dve tretjini.

Uvod

V letih 1969 do 1972 je skupina geologov v sestavi L. Prah, J. Volk, B. Stojanovič, B. Ogorelec in U. Premru kartirala osrednji del Posavskih gub (sl. 1.). Pregledala je 836 km² ozemlja, kar je malo več kot 50 % celotne površine lista Ljubljana.

V prvi fazi raziskovanj je avtor izdelal tektonsko karto. Pri tem se je pokazalo, da sestojе alohtone tektonske enote povečini iz mezozojskih skladov, v katerih prevladujejo triadne kamenine. Na podlagi zaporedja triadnih plasti v posameznih tektonskih enotah je poskušal v drugi fazi pojasniti paleogeografski razvoj in sedimentacijsko okolje v triadi.

Mikrofosile je določila Lj. Šribar, rastlinske ostanke S. Pantič in konodonte J. Pohar. A. Hinterlechner-Ravnik in M. Dimić sta vzorce kamenin analizirali petrološko, M. Silvester in S. Orehek pa sedimentološko.

Tektonske enote

Meje med posameznimi tektonskimi enotami so povečini narivni robovi. Ponekod so kontinuirane, drugod pa zaradi radialne tektonike prekinjene, ker je narivni rob dvignjen, pogreznjen ali horizontalno premaknjen. Na tektonski karti (Tabla 1) smo zaradi manjšega merila meje ponekod poenostavili. Na ta

način je postal položaj posameznih enot preglednejši. Od radialne tektonike smo prikazali samo tiste prelome, ki so bistveno premaknili narivne meje. V teh primerih predstavljajo radialni prelomi meje površinskih tektonskih enot, čeprav so bili aktivni le kot neotektonski prelomi.

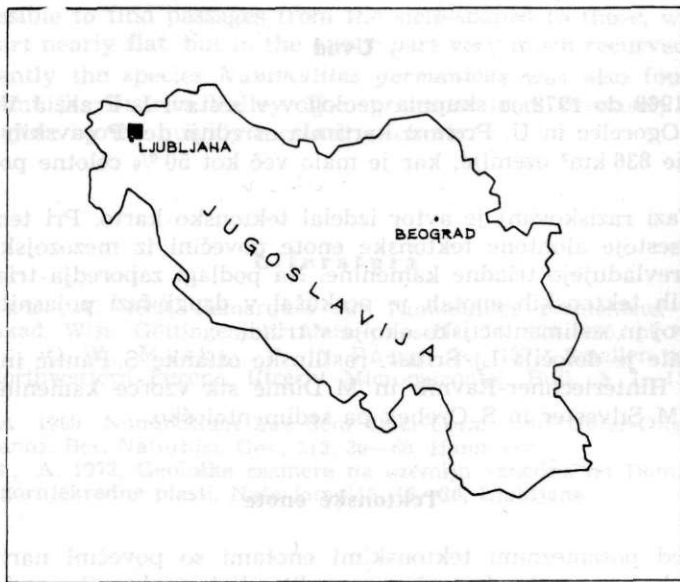
V nekaterih tektonskih enotah smo prikazali tudi luskasto zgradbo, ki je nastala bodisi zaradi premikanja nekaterih plasti znotraj tektonske enote, bodisi zaradi postnarivnega stiskanja. Luskasta zgradba znotraj posameznih tektonskih enot je omejena na manjše površine.

Od juga proti severu si slede naslednje tektonske enote:

Dolski nariv leži med Molnikom, Volavljami in Trebeljevim. Na jug sega čez rob lista Ljubljana na list Ribnica. Po Kossmatu (1905) je prehod med litijsko antiklinalo in Dolenjskim Krasom, kot je on imenoval dolski nariv, delno normalen, delno pa je ob laniškem prelomu litijska antiklinala narinjena proti vzhodu na Dolenjski Kras. Enako je razlagal zgradbo tudi Rakovec (1955). Po Buserju se je Dolenjski Kras narinil od juga proti severu na litijsko antiklinalo. Grad je imenoval vzhodni del dolskega nariva dolska plošča, ki naj bi bila narinjena proti zahodu na litijski antiklinorij, medtem ko je Dolenjski Kras narinjen na litijski antiklinorij z juga. Ponekod se javlja luskasta zgradba.

Na podlagi facialnih značilnosti lahko trdimo, da sta nariv Dolenjskega Krasa in dolska plošča ista tektonska enota, ki jo bomo imenovali dolski nariv. Posebno pomemben je položaj dolskega nariva glede na litijsko antiklinalo in litijski nariv.

Dolski nariv se razprostira od Molnika prek Šmartna in Zagorja proti vzhodu na list Celje. Sestoji v glavnem iz mezozojskih kamenin. Zanj je zna-



Sl. 1. Položaj obravnavanega ozemlja

Abb. 1. Lageskizze des Gebietes

čilna komplicirana luskasta zgradba v spodnjem delu nariva. Luskasta zgradba sestoji iz permokarbonskih skladov litijske antiklinale in triadnih plasti dolskega nariva. Posamezne luske so debele nekaj deset do sto metrov. Južni rob dolskega nariva je pri Lanišču na listu Ribnica. Tod se po vsej verjetnosti glede na paleozojske kamenine nadaljuje proti vzhodu prek Police in Poljan nad Grosupljem ter Debeč in Moravč v dolini Mirne na list Novo mesto, kjer zasledimo narivni rob severno od Mokronoga in vzhodno od Krmelja.

Dolski nariv je narinjen na litijsko antiklinalo. Med Litijo in Ljubljano je povečini erodiran. Proti vzhodu, kamor vpada os litijske antiklinale, pa je večidel ohranjen. Med Vačami in Zagorjem je ohranjen tudi severni del dolskega nariva, ki ga od južnega dela južno od Zagorja loči le ozek pas permokarbonskih kamenin litijske antiklinale. Na listu Celje pa je zaradi vpada struktur proti vzhodu vidna celotna zgradba južnega in severnega dela nariva.

Litijska antiklinala je danes vidna severno in južno od Save med Ljubljano, Litijo in Ostrežem južno od Zagorja. Naziv so uporabljali že K o s s m a t (1909), W i n k l e r (1923) in R a k o v e c (1956), medtem ko je G r a d pisal o litijskem antiklinoriju.

Med Ljubljano, Rašico in Kresniškimi poljanami sestoji litijska antiklinala samo iz klastičnih permokarbonskih kamenin. Plasti vpadajo proti severu, le v bližini narivnega robu dolskega nariva imajo drugačen vpad, kar so povzročile deformacije permokarbonskih kamenin zaradi bližine mezozojskega nariva, na kar je opozoril že G r a d. Na širšem območju Litiije navaja G r a d sinklinalo in antiklinalo, ki si sledita od juga proti severu z generalno smerjo W-E. Antiklinala naj bi bila plegla proti jugu zaradi pritiskov s severa in naj bi predstavljala teme antiklinorija. Pri ponovnem preučevanju zgradbe smo našli tod dve brahiantiklinali in vmesno brahisinklinalo z osmi W-E. Po definiciji antiklinorija (M o r a w s k i, 1968—71) je prečni profil permokarbonskih plasti litijske antiklinale prekratek, da bi bilo prostora za antiklinorij. Po drugi strani pa tudi ne ustreza definiciji glede velikosti gub, ki se morajo na obe strani antiklinorijskega temena zniževati po ploskvi gub. Zato je ime litijska antiklinala primerno za to tektonsko enoto.

Litijski nariv sledimo od Rašice nad Ljubljano proti vzhodu do Zagorja. V letih 1969 do 1972 smo pregledali narivni rob litijskega nariva od Rašice do Velike vasi nad Kresniškimi Poljanami. Njegovo nadaljevanje proti vzhodu do Zagorja smo iskali fotogeološko. Pri tem smo upoštevali Gradove podatke geološkega kartiranja iz let 1959—60. Narivni rob je lepo viden v reliefu od Velike vasi do Vač, ker so bila poznejša tektonska dogajanja bolj šibka in je narivni rob ostal tektonsko skoraj nedotaknjen. Od Vač do Zagorja pa je narivni rob raztrgan zaradi radialnih tektonskih premikanj. Na tem odseku je lepo viden tektonski odnos med više ležečim litijskim narivom in niže ležečim dolskim narivom.

Litijski nariv so opisali že W i n k l e r (1923), R a k o v e c (1956) in G r a d. Njegova narivna ploskev vpada položno proti severu, sestoji pa iz triadnih, jurskih in krednih skladov. Terciarni plasti smo prišteli k drugi tektonski enoti.

Na Rašici se je ohranilo še prvotno čelo nariva, ki je bilo drugod že erodirano. Nad vasjo Rašica imamo v dolžini 2 km jurski apnenec, ki leži v inverzni legi pod zgornjetriadnim apnencem. Inverzna lega kaže na pleglo gubo.

Čelo nariva je luskasto in vsebuje kredne plasti. V polegli gubi pa so prišli skupaj z jurskim apnencem v inverzni položaj. Pri narivanju so kot najnižje plasti, ki so bile v najožji narivni coni, prišle v luskasto zgradbo delno pred čelo, delno pa pod čelo litijskega nariva.

Laška sinklinala leži na litijskem narivu. Sestoji samo iz terciarnih sedimentov. Pri kartiranju v letih 1969—72 smo našli strnjene terciarne sedimente, ki leže erozijsko diskordantno na mezozojski podlagi le okoli Moravč. Manjši erozijski ostanki so še na Murovici in Ciclju severno od Dolskega. Najzahodnejši ostanek laške sinklinale je pri Domžalah, kjer ima obliko neotektonskega jarka. Med Moravčami in Zagorjem je laška sinklinala močno stisnjena in komplicirano nagubana (Kuščer, 1967). Pri Zagorju so se zaradi povečanih bočnih pritiskov triadne kamenine narinile na sever zaradi mehkih terciarnih sedimentov.

Vzhodno od Moravč je zgradbo laške sinklinale nadrobno podal Kuščer (1967). Na podlagi definicij ruskih (Lazjko, 1962) in francoskih avtorjev (Gignoux, 1950) jo je imenoval laški sinklinorij. Po novejši definiciji (Morawski, 1968—1971) ta nagubana zgradba ne zadosti definiciji sinklinorija. Zahodno od Moravč, kjer leže terciarne plasti normalno na mezozojski podlagi, je enotna sinklinalna zgradba. Vzhodno od Moravč pa je najbolj naguban severni del, na katerega so se narinile trde mezozojske kamenine trojanskega nariva. Pri Zagorju, kjer je laška sinklinala bočno stisnjena, pa sta nagubanost in naluskanost še močnejši.

Trojansko antiklinalo sledimo kontinuirano od Lukovice prek Trojan proti vzhodu na list Celje. Sestoji iz permokarbonskih in srednjepermjskih klastičnih kamenin ter zgornjepermjskih, skitskih in anizičnih karbonatnih sedimentov.

Zgradbo trojanske antiklinale so opisali že Kossmat (1913), Winkler (1923) in Rakovec (1956).

Na podlagi terenskih opazovanj in statistične obdelave vpadov plasti lahko rečemo, da leži med Lukovico in Trojanami antiklinala z osjo v smeri W-E, ki vpada generalno proti vzhodu. Med Lukovico in Krašnjo vpada osna ravnina pod kotom 84° proti severu, pri Blagovici pa je vpadni kot 78° . Nagnjenost osne ravnine jasno kaže na pritiske s severa. Med Trojanami in Kozico se antiklinala nadaljuje proti vzhodu. Pri Trojanah pa je južno od nje formirana brahisinklinala, nato pa zopet brahiantiklinala, ki se nadaljuje proti vzhodu prek Kotredešnice in še dalje na področje lista Celje.

Trojanska antiklinala je analogno nagubana kot litijska antiklinala. Značilno za obe je, da se sestavljena nagubana zgradba kaže šele v njenih vzhodnih delih.

Rakitovška sinklinala. To ime smo dali enoti, ki leži severno od trojanske antiklinale. Sestoji iz spodnjetriadnih in srednjetriadnih kamenin. Zahodno od vasi Rakitovec (severno od Blagovice), po kateri smo tektonsko enoto imenovali, trojanska antiklinala normalno prehaja v rakitovško sinklinalo. Vzhodno od tod pa predstavlja mejo fleksura spodnjetriadnih kamenin, ki so tektonsko močno porušene in stanjšane skoraj na tretjino svoje normalne debeline.

Na površju je vidno samo južno krilo sinklinale z najmlajšimi fassansko-langobardskimi kameninami. Jedro sinklinale prekriva višja tektonska enota — trojanski nariv. Vpad plasti v južnem sinklinalnem krilu je strm in dokaj konstanten proti severu. Os sinklinale ima torej smer W-E.

Kamniška luskasta zgradba. Vzhodni podaljšek rakitovške sinklinale in severnega dela trojanske antiklinale je kamniška luskasta zgradba. Posamezne luske vpadajo položno proti severu. Debele so okoli 80 do 300 m. Sestoji iz permokarbonskih, permskih, skitskih, anizičnih in fassansko-langobardskih plasti. Plasti vpadajo proti severu ali proti jugu. Domnevamo, da je bila kamniška luskasta zgradba v prvi fazi tektonskih deformacij močno nagubana. Smer osi gub je potekala W-E. V poznejših fazah so gube polegale in se narinile proti jugu v obliki lusk. Pri tem imamo v mislih gube znatno manjšega obsega kot sta rakitovška sinklinala in trojanska antiklinala.

Trojanski nariv se vleče v smeri W-E skoraj prek celotnega lista Ljubljane. Na zahodni strani najdemo posamezne majhne erozijske ostanke na južni strani Tunjiškega gričevja. Kontinuirano pa ga sledimo od Kamnika do Kozice na vzhodnem robu lista, od koder se nadaljuje še na list Celje. Ime smo izbrali po vasi Trojane, ki leži približno na sredini prvotne razprostranjenosti trojanskega nariva.

Prvotno je trojanski nariv prekrival kamniško luskasto zgradbo, rakitovško sinklinalo in trojansko antiklinalo. Erozijski je srednji del trojanskega nariva odstranila, tako da je danes na površju vidna trojanska antiklinala. Najbolj erodirani del je prav na temenu obeh brahiantiklinal trojanske antiklinale. To dejstvo kaže, da se je trojanska antiklinala gubala še po narivanju. Danes je trojanski nariv zaradi erozije razdeljen na dva dela. Severni del sklenjeno sledimo od Kamnika do Kozice, južni pa je ohranjen le v večjih krpah. Pri Lukovici so kamenine ohranjene v večjem neotektonskem jarku, na Rebri, Veliki planini in na Ržišču pa kot erozijski ostanki na grebenih trojanske antiklinale. Istovetnost severnega in južnega dela nariva dokazujejo facialne značilnosti kamenin trojanskega nariva.

Vzhodno od Kamnika, kjer sestoji trojanski nariv iz fassansko-langobardskih in kordevolsko-zgornjetriadnih kamenin, je tektonska enota nižjega reda, ki smo jo imenovali kamniška plošča. Pri narivanju trojanskega nariva od severa proti jugu so se sorazmerno trde neplastovite kordevolsko-zgornjetriadne karbonatne kamenine dislocirale v obliki plošče, ki je drsela po plastičnih fassansko-langobardskih kameninah. Prvotni normalni kontakt se je spremenil v narivnega. Vzhodno od tod, na Jasovniku in Kozici, kjer imamo enake stratigrafske razmere, pa kontakt med fassansko-langobardskimi in kordevolsko-zgornjetriadnimi kameninami tektonsko ni prizadet.

Tuhinjska sinklinala leži večidel normalno na trojanskem narivu. Njena južna meja predstavlja erozijsko-diskordantno mejo med mezozojskimi kameninami trojanskega nariva in terciarnimi plastmi. Le v srednjem delu, pri Jastroblju v Tuhinjski dolini, je južna meja narivna. Nastala je zaradi bočnega stiskanja tuhinjske sinklinale. Pri tem so prišle mezozojske plasti iz podlage v narivno luskasto zgradbo. Luske so debele 20 do 200 m. Enako je nastal zaradi bočnega stiskanja tudi nariv pri Ojstrici na vzhodnem robu karte. Severno mejo predstavlja tuhinjski nariv, na nekaterih manjših odsekih pa tudi višje ležeči savinjski nariv.

Tektonsko zgradbo tuhinjske sinklinale so opisovali že Kossmat (1913), Winkler (1923) in Rakovec (1956). Kühnel (1933) je opozoril na inverzno lego severnega krila tuhinjske sinklinale.

Os tuhinjske sinklinale vpada od vzhoda proti zahodu. V Tunjiškem gričevju, ki predstavlja zahodni del sinklinale, vpada osna ravnina približno pod kotom

50° proti severu, v osrednjem delu, pri Šmartnem v Tuhinjski dolini pod kotom 35° proti severu, pri Motniku pa se zravna v vertikalno lego.

Ponekod smo lahko merili vpad narivne ploskve. Poprečno znaša 10 do 32°. Vpad ravnine kaže močne pritiske s severa, ki so bili najmočnejši prav v osrednjem delu tuhinjske sinklinale, kjer je osna ravnina najbolj položna.

Proti vzhodu se tuhinjska sinklinala nadaljuje na listu Celje, kjer pogledajo na dan terciarne plasti (Ojstrica, Zahom-Zabukovica-Liboje, Zagrad južno od Celja).

Tuhinjski nariv. Na tuhinjsko sinklinalo je narinjen tuhinjski nariv. Imenovali smo ga po Tuhinju, kjer poteka njegova južna meja. Sledimo ga od zahodnega roba karte, od koder se nadaljuje na list Kranj, prek Pšate, Stahovice, Hruševke v Tuhinju, Zg. Tuhinja, Špitaliča in Vranskega ter preko vzhodnega roba lista Ljubljana na list Celje.

Med Pšato in Zg. Hribom v Tuhinju pride na površje tuhinjski nariv v ozkem pasu izpod višje ležečega savinjskega nariva. Njegova debelina je tod reducirana na 20 do 100 m. Nekoliko večjo površino ima med Zg. Hribom in planino Slevc zaradi erozije savinjskega nariva. Pod Slevcem in pri Zg. Tuhinju ima tuhinjski nariv luskasto zgradbo. Luske sestojijo iz terciarnih kamenin tuhinjske sinklinale in ladinskih kamenin tuhinjskega nariva. Debele so 10 do 50 m in vpadajo proti severu pod istim kotom kot narivni rob vzhodno in zahodno od tod. Na manjšem odseku pri Zg. Tuhinju savinjski nariv celo prekriva tuhinjski nariv. Vzhodno od tod je ohranjen na površju veliko širši pas tuhinjskega nariva. Pri Vranskem, kjer meji na spodaj ležečo vransko sinklinalo, je severni del nariva močno stanjšán. Debel je le 20 do 50 m, medtem ko cenimo njegovo debelino v južnem delu na nekaj 100 m. Stanjšanje si razlagamo z delovanjem savinjskega nariva. Karbonatne kamenine tega nariva so pri drsenju proti jugu erodirale mehkejše plasti zgornjega dela tuhinjskega nariva.

Večji del tuhinjskega nariva sestoji iz fassansko-langobardskih psevdoziljskih kamenin. Le ponekod je zastopan tudi najmlajši člen, kordevolski dolomit ali kordevolsko-zgornjetriadni apnenec ali dolomit.

Belška antiklinala. Severno od Motnika pogledajo izpod tuhinjskega nariva grödenske in skitske kamenine. Podlaga je prišla na dan zaradi dviga dveh neotektonskih blokov in zaradi erozije. Antiklinalna zgradba ni izrazita zaradi majhne površine izdankov in zaradi neotektonskih deformacij. Lahko pa jo rekonstruiramo na podlagi zaporedja antiklinal in sinklinal pod narivno zgradbo. Belška antiklinala sledi proti severu trojanski antiklinali in rakitovski sinklinali.

Belško antiklinalo smo imenovali po vasi Bela v Tuhinjski dolini severozahodno od Motnika.

Vranska sinklinala leži pod tuhinjskim narivom pri Vranskem. Sestoji iz oligocenskih sedimentov. Zaradi pomanjkanja plastovitosti ne moremo podati osne ravnine. Glede na položaj posameznih litoloških členov lahko samo sklepamo, da tone os sinklinale proti vzhodu.

Podlage oligocenskih sedimentov ne vidimo nikjer na površju. Vidna je le zgornja narivna meja s tuhinjskim narivom. Menimo, da pripada vranska sinklinala avtohtoni podlagi kot trojanska in belška antiklinala ter rakitovška sinklinala in da sledi kot logično severno nadaljevanje belške antiklinale.

Savinjski nariv je znan v literaturi kot nariv Savinjskih Alp na Posavske gube (Kossmat 1913, Winkler 1923, Rakovec 1955, 1956). Sledimo ga od vasi Pšata na zahodnem robu lista Ljubljana, prek hriba Vovar, planine Slevc, Menine planine in Dobroveljske planote. Južna meja je narivni rob, ki poteka severno nad Tunjiškim gričevjem, po severnih pobočjih Tuhinjske doline ter po južnem podnožju Menine planine in Dobroveljske planote. Južni del nariva je debel okoli 1300 m. Sestoji povečini iz slabo plastovitega dolomita in apnenca kordevolske podstopnje in zgornje triade. Zaradi svoje masivnosti predstavlja trdno ploščo, ki se je narinila s severa proti jugu in močno nagubala narivno zgradbo Posavskih gub.

Smrekovška sinklinala leži v normalni legi na savinjskem narivu. Večidel sestoji iz oligocenskih sedimentov, v katerih prevladuje tufska in tufitna sedimentacija. Po tem se smrekovška sinklinala močno razlikuje od južneje ležečih terciarnih sinklinal. Med Bočno in Radmirjem v Zg. Savinjski dolini je v jedru helvetski lapor. Sinklinalna zgradba je zaradi številnih neotektonskih premikanj razkosana na bloke.

Ime smo izbrali po Smrekovcu, ki leži v severozahodnem delu sinklinalne in je iz literature znan po svojem terciarnem vulkanizmu.

Sklop tektonskih enot

Kossmat (1913), Winkler (1923) in Rakovec (1956) so razlikovali na listu Ljubljana troje večjih tektonskih enot: Dolenjski Kras, Posavske gube in Savinjske ali Kamniške Alpe. Dolenjski Kras je delno narinjen na Posavske gube, delno pa leži normalno na njih. Od severa pa so na Posavske gube narinjene Savinjske Alpe. Večina mej med posameznimi tektonskimi enotami je narivnih. Pri tem se izlušči spodnja etaža, ki sestoji povečini iz paleozojskih in delno najstarejših mezozojskih kamenin. Te so enostavno nagubane in tektonsko le malo deformirane ter predstavljajo avtohtono podlago (Tabla 1, sl. 2).

Avtohton je na površju ohranjen v litijski antiklinali, trojanski antiklinali, rakitovski sinklinali, belški antiklinali in verjetno tudi vranski sinklinali. Naguban avtohton tone proti severu pod Savinjske Alpe. K avtohtonu štejemo narive in na njih ležeče terciarne sinklinalne: dolski nariv, litijski nariv z laško sinklinalo, trojanski nariv s tuhinjsko sinklinalo, savinjski nariv s smrekovško sinklinalo ter kamniško luskasto zgradbo, ki leži med trojansko antiklinalo in trojanskim narivom.

Trojanska antiklinala je avtohtona samo v svojem srednjem in vzhodnem delu. Na zahodnem delu na severni strani osamelca Rašice je narinjena na litijski nariv. Tudi v svojem osrednjem delu pri Krašnji ima zgradbo poleg



Sl. 2. Shematični profil tektonskih enot osrednjega dela Posavskih gub

Abb. 2. Schematisches Profil durch die tektonischen Einheiten der mittleren Save-

falten

gube. Njena osna ravnina vpada pod kotom 21° proti severu, vendar naravnega kontakta z litijskim narivom tod nismo našli. Zahodno in vzhodno od Krašnje osna ravnina ponovno preide v subvertikalno lego.

Površinski pritiski na alohton so prihajali od severa, medtem ko so bili pritiski v globini usmerjeni od juga proti severu. Prvotno enostavno nagubana zgradba je postala bolj komplicirana. Gube so polegale in se narinile bodisi na avtohton ali ena na drugo. Nekateri deli narivov so celo prekrili pod njim ležeče tektonske enote. Tako je pri Zg. Tuhinju savinjski nariv prekril tuhinjskega, pri Zlatem polju pa je tuhinjski nariv prekril vzhodni del kamniške luskaste zgradbe. Istočasno se je zaradi protipritiskov z juga avtohton podvihal pod alohton proti severu. Prvotno ozemlje se je pri tem močno stisnilo.

Za površinske pritiske s severa nam govore položaji osnih ravnin, ki vpadajo pod različnim kotom proti severu. Na podvihavanje avtohtona proti severu pa kaže tudi vpad plasti avtohtonih enot proti severu.

Tudi paleogeografski razvoj in razmestitev eugeosinklinalnih in miogeosinklinalnih jarkov v mezozoiku nam da jasno smer geosinklinalne polarizacije N-S, ki je pravokotna na smer gub (Aubouin, 1965).

Zanimivo je tudi vprašanje evolucije posameznih tektonskih enot. Glede na današnji položaj lahko podamo naslednje zaporedje tektonskih dogajanj:

1. gubanje avtohtona in alohtona v obliki normalnih gub,
2. nastanek fleksure med severnim krilom trojanske antiklinale in južnim krilom rakitovške sinklinale,
3. nastanek kamniške luskaste zgradbe na prehodu med trojansko antiklinalo in rakitovško sinklinalo,
4. nastanek prevrnjenih in narinjenih gub alohtona in delno tudi avtohtona trojanske antiklinale, nastanek kamniške plošče,
5. peneplenizacija ozemlja,
6. stiskanje nekaterih delov tuhinjske in laške sinklinale,
7. neotektonski radialni prelomi, ki so razkosali ozemlje v posamezne tektonske bloke in jih med seboj premaknili.

Med posameznimi fazami evolucije sta se uveljavljali tudi močna radialna tektonika in erozija. Erozija je delovala tudi v posameznih fazah.

Časovno je posamezne faze težko opredeliti. Najmlajši sedimenti, udeleženi pri narivanju, so sarmatske plasti v Tunjiškem gričevju. Del teh je danes v inverznem položaju. Ostanke peneplenskih površin v Savinjskih Alpah, na Menini planini, Dobroveljski planoti, med Kamnikom in Zlatim poljem, na Rašici, med Domžalami in Zagorjem in južno od Litije kažejo na enoten peneplen, ki je zaradi neotektonskih premikanj danes v različnih nadmorskih višinah, zaradi erozije pa ponekod uničen. Peneplenizacija je sledila po narivanju večjih poleglih gub. Rakovec (1955) je postavil peneplenizacijo v srednji pliocen, Rijavčeva (1951) in Pleničar (1969) pa v spodnji pliocen. Na podlagi tega lahko rečemo, da se je izvršilo glavno narivanje v času med koncem sarmata in začetkom pliocena — v meotu. Po Tollmanu (1966) bi ustrezalo atiški ali rodanski fazi. Če predpostavimo, da je bila za okopnitev sarmatskih bazenov potrebna atiška faza, se je moglo narivanje izvršiti samo v rodanski fazi.

Nastanek kamniške luskaste zgradbe lahko vežemo z nastankom kordiljer med terciarnimi bazeni. Ker postavljamo formiranje terciarnih bazenov in

vmesnih kordiljer v čas med srednjim oligocenom in koncem tortona, lahko štejemo tudi nastanek kamniške luskaste zgradbe v to obdobje.

V spodnjem pliocenu je bil avtohton v celoti pokrit z alohtonom. To vidimo iz nadmorskih višin, v katerih se nahajajo danes ostanki peneplena, in dejstva, da je peneplen ohranjen samo na premaknjenih tektonskih enotah. Tudi severni deli nekaterih alohtonih tektonskih enot so bili delno prekriti z više ležečimi enotami. Tako je bila prekrita poleg avtohtona tudi večina tuhinjske sinklinale in vzhodni del laške sinklinale. Pozneje sta močno neotektonsko gibanje in spremljajoča erozija odkrila nekatere dele avtohtona in terciarne sinklinale alohtona. Šele tedaj so se mogli posamezni deli tuhinjske in laške sinklinale ponovno bočno stisniti. Iz tega obdobja imamo luskanje in narivanje bočnih trših triadnih kamenin na mehke terciarne sedimente.

Palinspastična karta tektonskih enot

Da bi našli prvotni položaj skladov pred tektonskimi deformacijami, smo statistično določili širine posameznih tektonskih enot.

Pri sestavljanju palinspastične karte je bila odločilna maksimalna vidna širina posamezne tektonske enote in njen položaj glede na sosednje enote. Pri močno nagubanih enotah smo upoštevali povprečen skrčec zaradi gubanja za 1/3 (severni del trojanskega nariva in severni del avtohtona), pri poleglih gubah pa štirikratni skrčec (srednji del trojanske antiklinale, tuhinjska sinklinala). Pri neotektonskih premikanjih so reverzni prelomi povzročili ponoven skrčec ozemlja za 1/10. Vse vrednosti skrčkov so določene empirično.

Na palinspastični karti si slede posamezne tektonske enote od severa proti jugu v naslednjem redu. Najbolj južno je litijska antiklinala. Proti severu ji sledi dolski nariv. Severni del nariva je v določeni širini erodiran. Sledi litijski nariv z laško sinklinalo, trojanska antiklinala, rakitovška sinklinala in bočni ekvivalent kamniška luskasta zgradba, belška antiklinala, vranska sinklinala in savinjski nariv s smrekovško sinklinalo (sl. 10).

Iz karte vidimo, da je ozemlje danes stisnjeno približno v razmerju 1:2,7.

Litostratigrafski razvoj triadnih kamenin

Skitska stopnja. Njen popoln profil kažeta trojanska antiklinala in rakitovška sinklinala (sl. 4). V obeh enotah se spodaj menjavata meljevec in dolomit, v rakitovski sinklinali so vmes leče oolitnega apnenca in oolitnega dolomita. V trojanski antiklinali sledi plastoviti apnenec in rjavi lapor, ki prehajata v rdeči glinasti skrilavec z lečami rožnatega oolitnega apnenca. V rakitovski sinklinali pa leži nad meljevcem in dolomitom colitni apnenec z vložki skrila-vega sljudnega laporja in meljevca.

Višji del skitske stopnje je ponekod enako razvit v obeh enotah v obliki menjavanja meljevca in dolomita, drugod pa so v trojanski antiklinali vmes še plasti temno sivega mikritnega apnenca in laporastega dolomita. V rakitovski sinklinali pa se v zgornjem delu skitske stopnje menjavata črni ploščati apnenec s fukoidi in ploščasti lapor, na vrhu pa leži sivi ali zelenkasto sivi laporasti dolomit.

S fosili je dokazan le zgornji del skitske stopnje in sicer s konodontom *Pachycladina* sp. v temno sivem apnencu trojanske antiklinale ter s polžema *Holopella gracilior* Schaubert in *Natiria costata* Münster in s foraminifero *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) v črnem apnencu rakitovške sinklinale. Debelina tega profila je v trojanski antiklinali ponekod 40 m, drugod doseže 80 m, v rakitovski sinklinali je debelina bolj konstantna 110 m, le v osrednjem delu so plasti zaradi fleksure močno stanjšane na 30 m.

Rekonstruiran profil kamniške luskaste zgradbe (sl. 4) je najbolj podoben razvoju trojanske antiklinale; razlika je v tem, da se med meljevcem in dolomitom v spodnjem delu profila vrine rumen kremenov peščenjak.

Od drugih enot je spodnji del skitske stopnje ohranjen v belški antiklinali, kjer leži sljudni peščen skrilavec diskordantno na grödenskih skladih. Peščeni skrilavec se više menjava s ploščastim ali pasovitim dolomitom, vmes so še vložki meljevca in v višjem delu še plasti oolitnega dolomita. Nad oolitnim dolomitom se menjavajo dolomit, laporasti dolomit in skrilav meljevec. Debelina tega profila je okrog 150 m.

Zgornji del skitske stopnje je ohranjen v posameznih krpah južnega dela trojanskega nariva (sl. 7). Profil se prične s svetlo rdečim laporastim dolomitom, ki vsebuje leče oolitnega apnenca in oolitnega dolomita. Više sledi sljudni peščeni lapor in črni apnenec s foraminifero *Meandrospira iulia* (Premoli Silva). Razvoj je torej enak kot ponekod v rakitovski sinklinali.

Del skitske stopnje z dolomitom, laporjem in peščenjakom imamo še v dolskem narivu (sl. 6), v drugih enotah pa skitske plasti manjkajo.

Anizična stopnja je dolomitno razvita. Anizični dolomit smo našli na temenu trojanske antiklinale pri Blagovici, v rakitovski sinklinali in kamniški luskasti zgradbi. Tod leži konkordantno med skitskimi in psevdofiljskimi kameninami (sl. 4). V trojanskem narivu pa ga ne moremo ločiti od ladinskega dolomita (sl. 7).

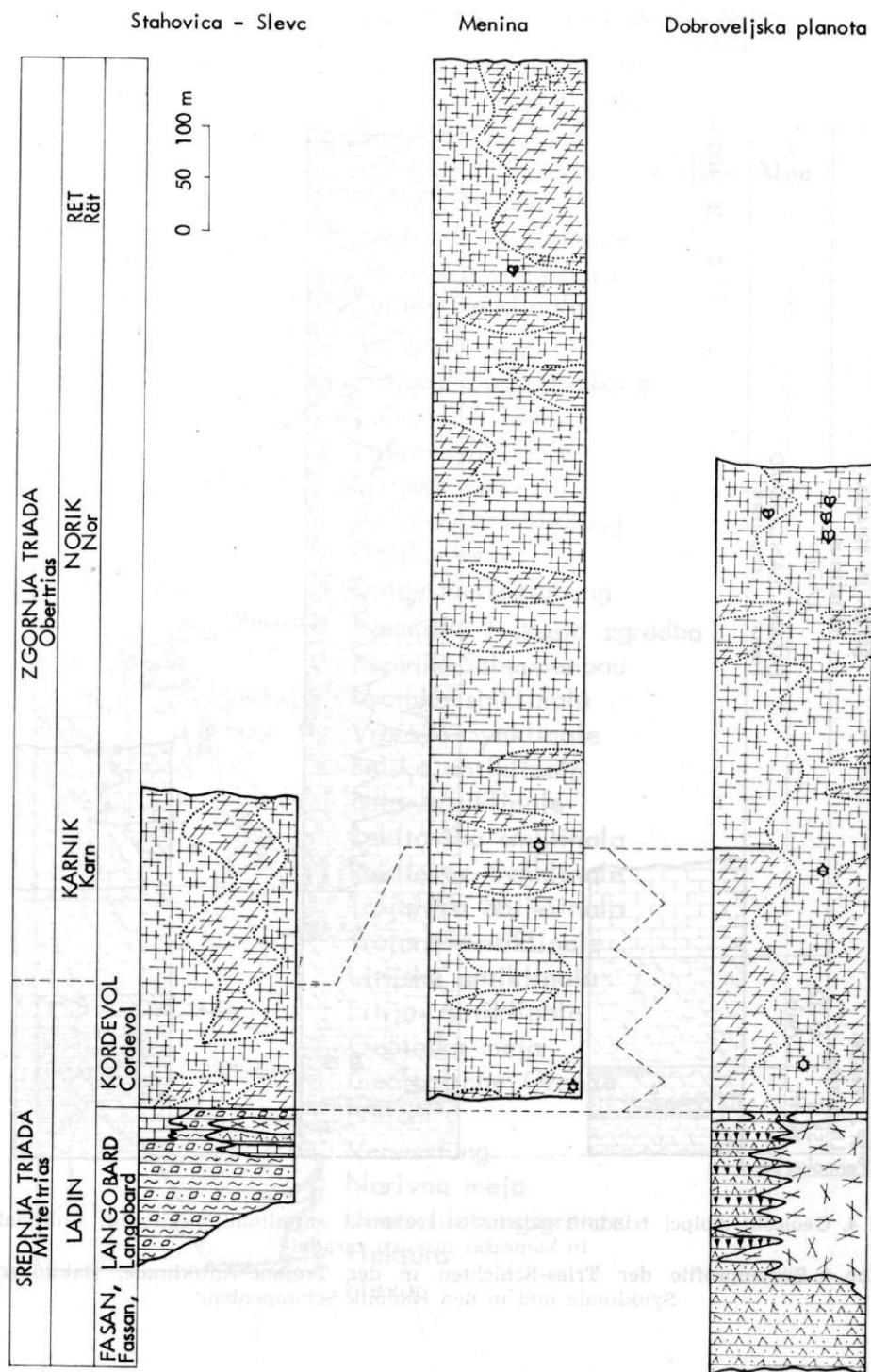
Debelina anizičnega dolomita znaša 50 do 100 m.

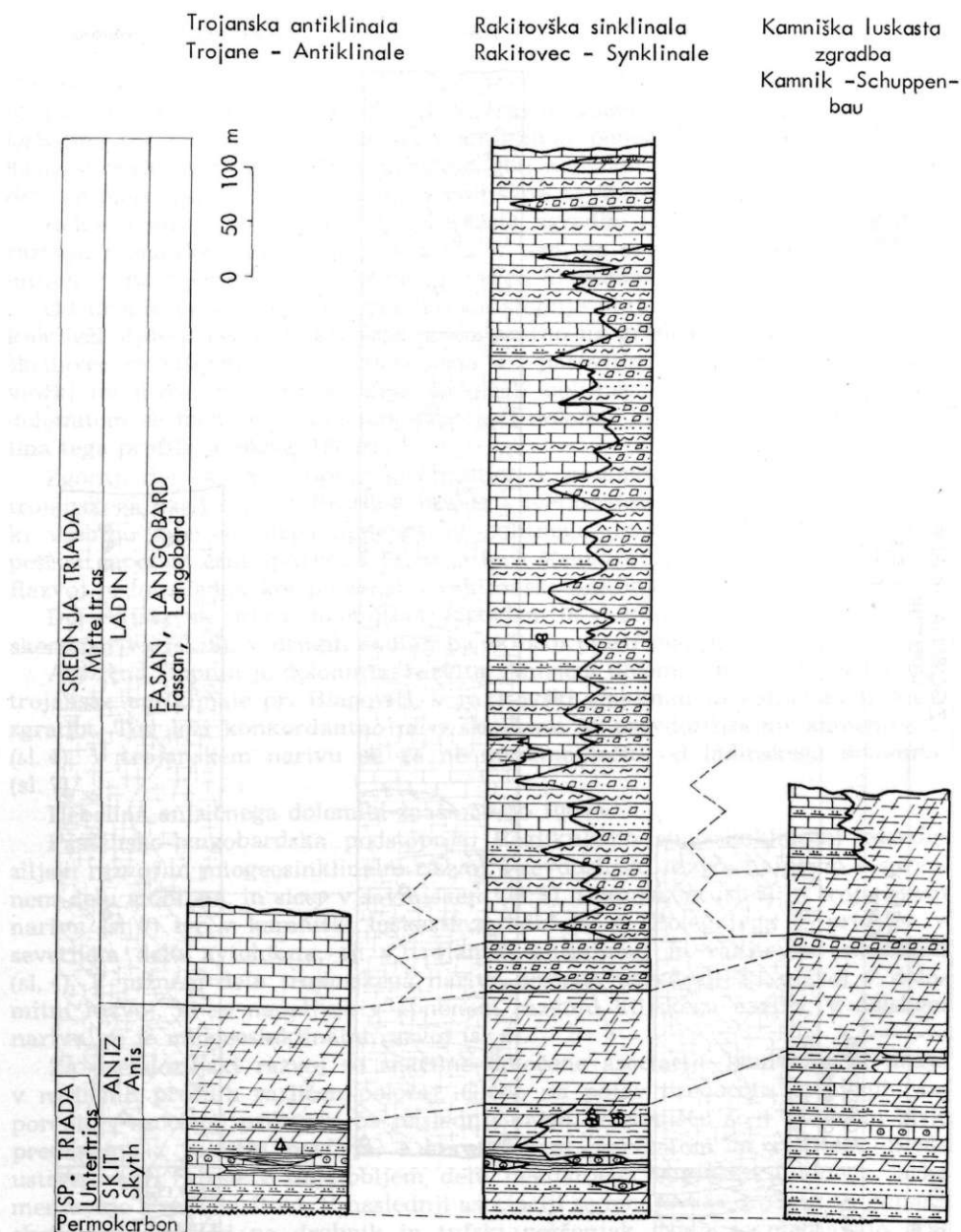
Fassansko-langobardska podstopnja. Razlikujemo eugeosinklinalni psevdofiljski razvoj in miogeosinklinalni razvoj. Psevdofiljski razvoj najdemo v severnem delu alohtona, in sicer v savinjskem (sl. 3), tuhinjskem (sl. 5) in trojanskem narivu (sl. 7) ter v kamniški luskasti zgradbi (sl. 4). Poleg tega je prisoten v severnem delu avtohtona, tj. v trojanski antiklinali in rakitovski sinklinali (sl. 4). V južnem delu trojanskega nariva prehaja psevdofiljski razvoj v dolomitni razvoj, ki se nadaljuje v apnenem razvoju litijskega nariva, v dolskem narivu pa je miogeosinklinalni razvoj (sl. 6).

Za psevdofiljski razvoj so značilne določene asociacije kamenin, ki imajo v različnih profilih različen položaj. Glede na pojav predornin bi mogli razporeditev asociacij prikazati na naslednji način. V središču so v glavnem kisle predornine z različni porfirji, s keratofirjem, porfiritom in spilitom. Sledijo ustrezni tufi, ki se v najglobljem delu nekdanjega eugeosinklinalnega jarka menjavajo z radiolaritom. V naslednji asociaciji se menjavata drobnik in glinasti skrilavec, ponekod pa drobnik in tufski peščenjak. Nato se menjavajo črni glinasti skrilavec in različni temnega apnenca z roženci; ponekod je razvit

Sl. 3. Geološki stolpci triadnih skladov v savinjskem narivu

Abb. 3. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Überschiebung von Savinjske Alpe





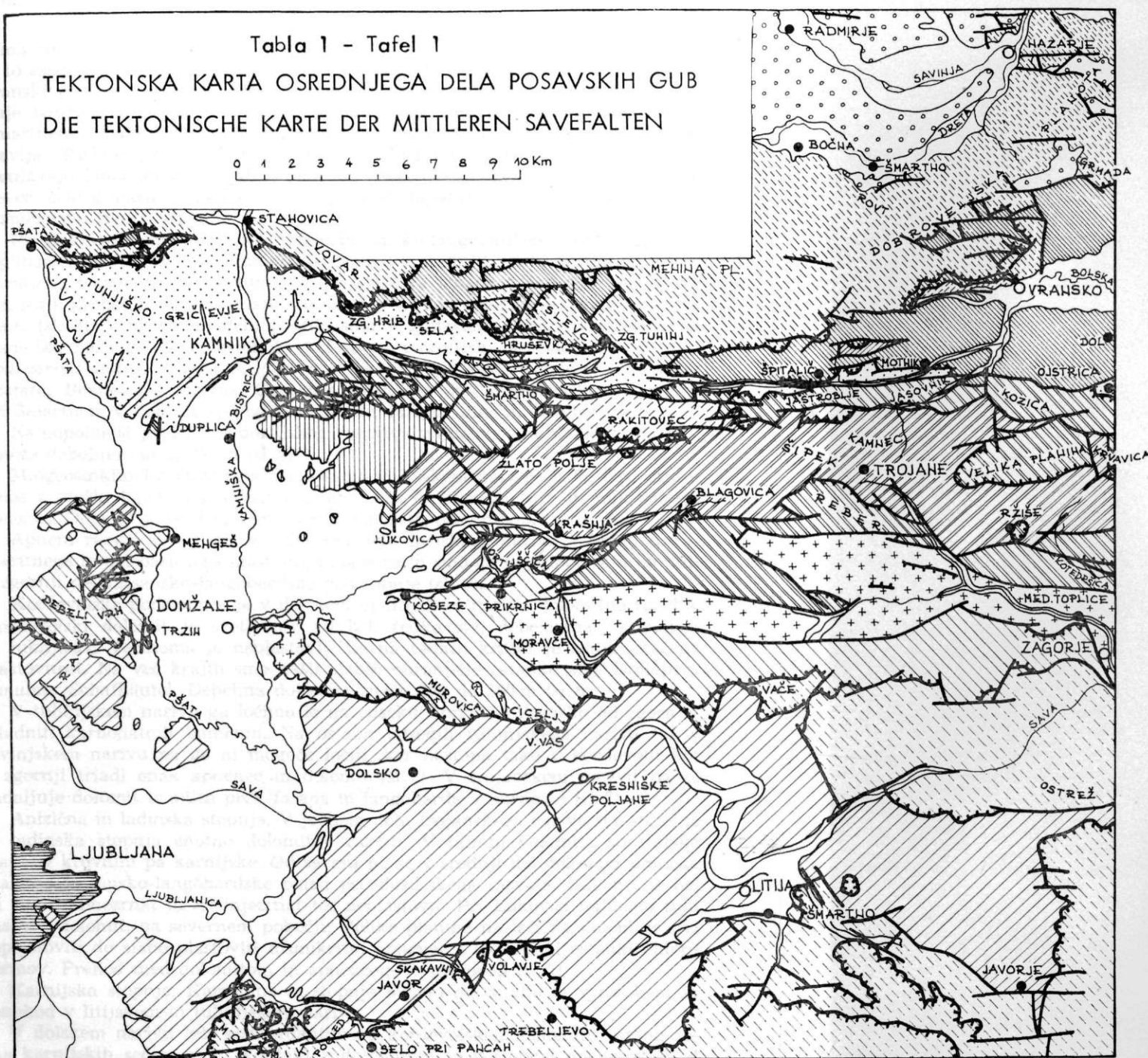
Sl. 4. Geološki stolpci triadnih skladov v trojanski antiklinali, rakitovski sinklinali in kamniški luskasti zgradbi

Abb. 4. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Trojane-Antiklinale, Rakitovec-Synklinale und in den Kamnik-Schuppenbau

Tabla 1 - Tafel 1

TEKTONSKA KARTA OSREDNJEGA DELA POSAVSKIH GUB
DIE TEKTONISCHE KARTE DER MITTLEREN SAVEFALTEN

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km



-  Pliocensko-kvartarne udorine
Senkungen des Pliozän-Quartär
-  Smrekovška sinklinala
Smrekovec-Synklinale
-  Savinjski nariv
Überschiebung von Savinjske Alpe
-  Tuhinjski nariv
Tuhinj-Überschiebung
-  Tuhinjska sinklinala
Tuhinj-Synklinale
-  Trojanski nariv
Trojane-Überschiebung
-  Laška sinklinala
Laško-Synklinale
-  Litijski nariv
Litija-Überschiebung
-  Dolski nariv
Dole-Überschiebung
-  Kamniška luskasta zgradba
Kamnik-Schuppenbau
-  Vranska sinklinala
Vransko-Synklinale
-  Belška antiklinala
Bela-Antiklinale
-  Rakitovška sinklinala
Rakitovec-Synklinale
-  Trojanska antiklinala
Trojane-Antiklinale
-  Litijska antiklinala
Litija-Antiklinale
-  Geološka meja
Geologische Grenze
-  Prelom
Verwerfung
-  Narivna meja
Überschiebungsgrenze
-  Fleksura
Flexur

samo črni apnenec ali samo glinasti skrilavec, ki prehaja v laporasti skrilavec. V to asociacijo štejemo tudi svetlejšje kamenine, ki jih združujemo pod imenom vranski ploščasti apnenec. Sledi temno sivi ali črni dolomit, ki ponekod vsebuje roženec. V navedenih asociacijah so vložki breče, konglomerata in pri Šmartnem v Tuhinjski dolini še grebenskega apnenca. Posebno asociacijo predstavlja Tellerjev (1898) dobroveljski skrilavec in peščenjak. V njej se menjavajo laporasti peščenjak, kremenov peščenjak, apnenec z rožencem, meljevec, črni glinasti skrilavec, lapor, glinovec, laporasti skrilavec, radiolarit in raznobarvni finožrnati tuf.

Pri Rakitovcu smo v spodnjem delu fassansko-langobardske podstopnje našli v glinastem skrilavcu juvenilne oblike daonel. V srednjem delu profila se pojavi *Posidonia wengensis* Wissmann, vodilna vrsta za langobardsko podstopnjo. Na jezičastih prehodih plitvomorskih sedimentov v globljemorske so pogostni kono-donti (sl. 8). V zgornjem delu profila smo v glinastem skrilavcu zahodno od Kamnika našli pelod in spore, ki kažejo na mezofitsko asociacijo triada-lias: *Podocarpus alatus*, *P. sellavii*, *P. curta*, *P. elongata*, *Ginkgo simplex*, *Ginkoidites cristata*, *Bennettites medius*, *Caytonia*, *Cordaite* sp. V grebenskem apnencu pri Šmartnem v Tuhinju so pogostne korale, školjke, alge in briozoji.

Najpopolnejši profil psevdoziljskega razvoja najdemo v tuhinjskem narivu; doseže debelino okrog 800 m (sl. 5).

Miogeosinklinalni razvoj najdemo samo v dolskem narivu (sl. 6). Gre za dolomit z vložki laporastega skrilavca, meljevca, pelitskega tufa in mikritskega apnenca. Dolomit je povečini siv, kjer je laporast, postane opekasto rdeč.

Apneni razvoj smo našli v severnem delu litijskega nariva v obliki intrasparitnega in pelsparitnega masivnega apnenca in smo ga le po položaju uvrstili v zgornji del fassansko-langobardske podstopnje (sl. 6).

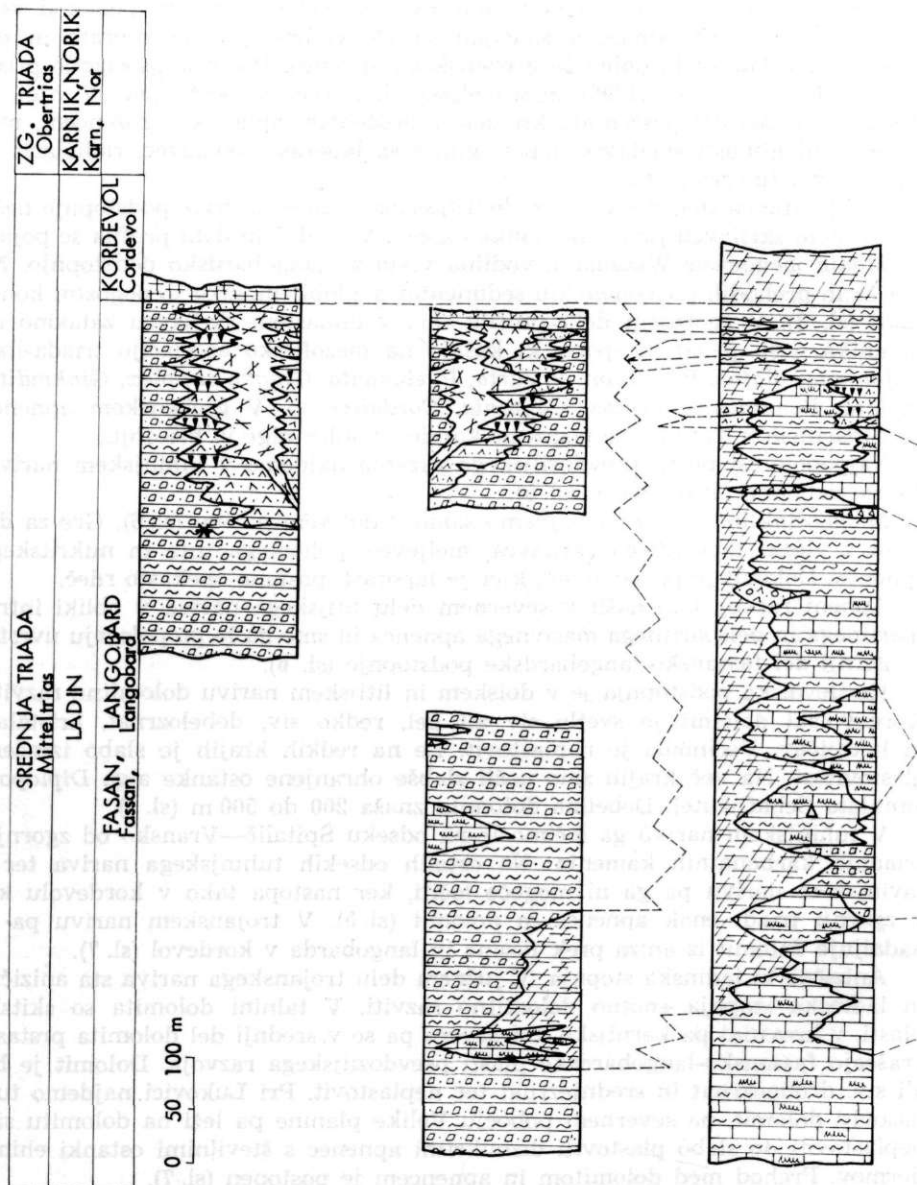
Kordevolska podstopnja je v dolskem in litijskem narivu dolomitno razvita. Kordevolski dolomit je svetlo siv ali bel, redko siv, debeložrnat, kristalast in luknjičav. Večinoma je neplastovit. Le na redkih krajih je slabo izražena plastovitost. Na več krajih smo našli slabše ohranjene ostanke alge *Diplopore annulata* Schafhäutel. Debelina dolomita znaša 200 do 500 m (sl. 6).

V tuhinjskem narivu ga ločimo le na odseku Špitalič—Vransko od zgornjetriadnih karbonatnih kamenin. Na ostalih odsekih tuhinjskega nariva ter v savinjskem narivu pa ga ni mogoče ločiti, ker nastopa tako v kordevolu kot v zgornji triadi enak apnenec in dolomit (sl. 5). V trojanskem narivu pa se nadaljuje dolomit iz aniza prek fasana in langobarda v kordevol (sl. 7).

Anizična in ladinska stopnja. V južnem delu trojanskega nariva sta anizična in ladinska stopnja enotno dolomitno razviti. V talnini dolomita so skitske plasti, v krovni pa karnijske. Od severa pa se v srednji del dolomita prstasto vraščajo fassansko-langobardske plasti psevdoziljskega razvoja. Dolomit je bel ali siv, drobnožrnat in srednježrnat ter neplastovit. Pri Lukovici najdemo tudi pasoviti dolomit, na severnem pobočju Velike planine pa leži na dolomitu sivi neplastoviti do slabo plastoviti dismikritni apnenec s številnimi ostanki ehinodermov. Prehod med dolomitom in apnencem je postopen (sl. 7).

Karnijska stopnja. Kamenine te stopnje ločimo od ostalih le v dolskem in ponekod v litijskem in tuhinjskem narivu.

V dolskem narivu leži konkordantno na kordevolskem dolomitu pisana serija karnijskih sedimentov. Kontakt z dolomitom je večinoma dokaj oster. V karnijski stopnji dolskega nariva se hitro menjavajo različne kamenine v ver-



Sl. 5. Geološki stolpci triadnih skladov v tuhinjskem narivu

Abb. 5. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Tuhinj-Überschiebung

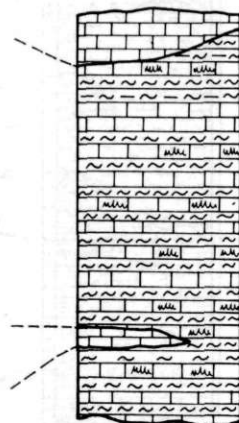
Sl. 6. Geološki stolpci triadnih skladov v litijskem in dolskem narivu

Abb. 6. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Litija- und Dole-Überschiebung

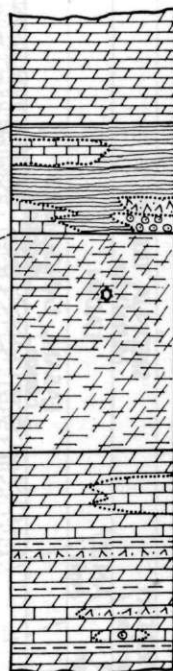
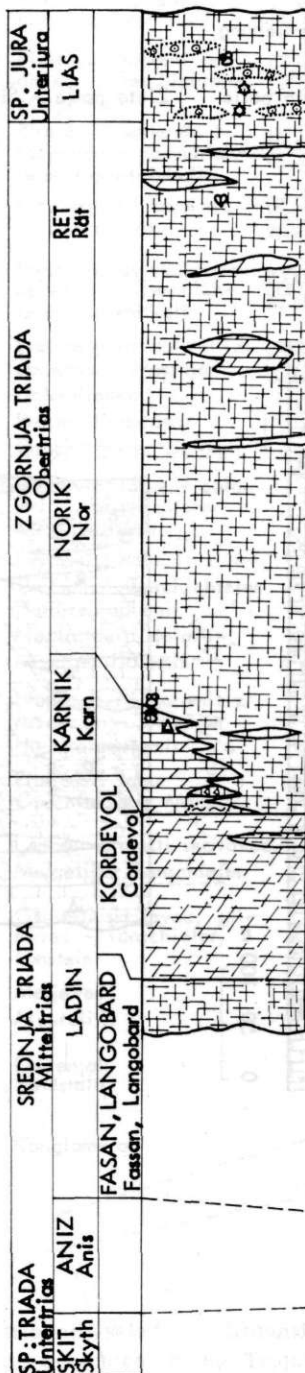
Vransko - Dol

Litijski nariv
Litija-Überschiebung

Dolski nariv
Dole-Überschiebung



0 50 100 m

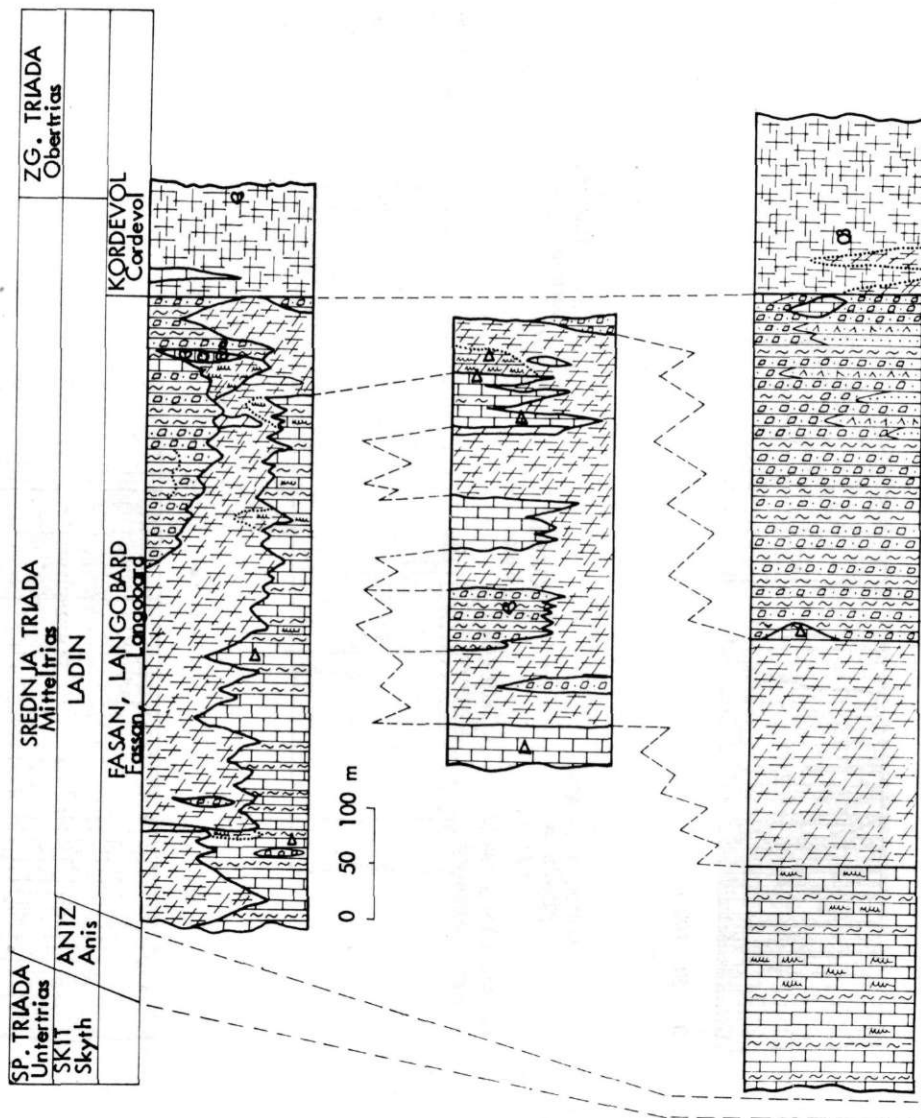


Trojanski nariv
Trojane-Überschiebung

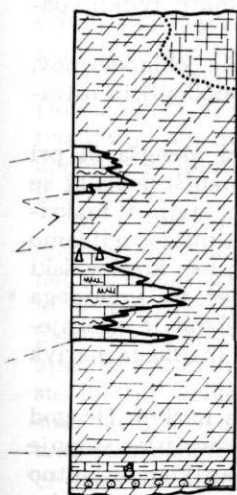
Kamnik - Zlato polje

Zlato polje - Šipek

Šipek - Krvavica



Lukovica -
Čemšeniška
planina



	Plastoviti apnenec Geschichteter Kalk		Breča Brekzien
	Plastoviti laporni apnenec - Geschichteter Mergelkalk		Ooliti Oolithe
	Plastoviti apnenec z rožencem - Geschichteter Hornsteinkalk		Tuf Tuff
	Neplastoviti apnenec Massiger Kalk		Drobnik Grauwacke
	Plastoviti dolomitizirani apnenec - Geschichteter Dolomītkalk		Radiolarit
	Neplastoviti dolomitiz. apnenec - Massiger Dolomitenkalk		Kisle vulkanske kame- nine - Saure Eruptivgesteine
	Plastoviti dolomit Geschichteter Dolomit		Diabaz in spilit Diabas und Spilit
	Plastoviti laporni dolomit - Geschichteter Mergdolomit		
	Plastoviti dolomit z rožencem - Geschichteter Hornsteindolomit		Školjke Muscheln
	Neplastoviti dolomit Massiger Dolomit		Polži Schnecken
	Neplastoviti dolomit z rožencem - Massiger Hornsteindolomit		Korale Korallen
	Plastoviti lapor Geschichteter Mergel		Foraminifere Foraminiferen
	Laporni glinasti skrilavec Mergeliger Tonschiefer		Alge Algen
	Glinasti skrilavec, glinovec - Tonschiefer, Tonstein		Konodonti Conodonten
	Meljevec Aleolith		Pelod Pollen
	Peščenjak Sandstein		
	Konglomerat		

Sl. 7. Geološki stolpci triadnih skladov v trojanskem narivu
Abb. 7. Säulenprofile der Trias-Schichten in der Trojane-Überschiebung

tikalni in horizontalni smeri. Na bazi je večkrat črni plastoviti ali skladoviti mikritni apnenec in vijoličasti glinasti skrilavec. V vijoličastem skrilavcu so tanjši vložki sivega skrilavca. Vzhodno od Sela pri Panchah najdemo rdeči in sivi boksitno-hematitni silikatni oolit, ki bočno prehaja v sivi apnenec. Med oolitom so redki vložki umazano zelenega pelitskega tufa in brečastega tufa. Kamenine so drobno nabrane in kažejo fleksurno skrilavost. Starost smo določili po stratigrafski legi in po korelaciji z enakimi kameninami na listih Ribnica in Kranj. Germovšek (1955) je našel vzhodno od našega ozemlja pri Čatežu školjko *Myophoria inaequicostata* Klippstein, ki dokazuje starost karnijskih sedimentov.

Debelina karnijskih plasti v dolskem narivu precej variira. Menimo, da znaša 50 do 100 m (sl. 6).

V litijem narivu so kamenine karnijske stopnje na Rašici in pri Prikrnici v Moravški dolini. Na Rašici je zgornja in spodnja meja karnijskih plasti ponekod dokaj ostra, le nekaj deset metrov vstran pa postopna. Plasti so iz črnega do temno sivega plastovitega mikritnega in sparitnega apnenca, ki vsebuje precej konodontov, ostanke pelagičnih školjk, algo *Clypeina besici* Pantić, foraminifero *Permodiscus* sp. radiolarije in ostrakode. Apnenec na več krajih bočno prehaja v črni in temno sivi dolomit, ki je slabo plastovit in drobnnozrnat. Ponekod popolnoma nadomesti apnenec. Bočni prehodi med apnencem in dolomitom so dolgi nekaj deset metrov. Pri Trzinu najdemo na majhni površini izdanke zelenkasto sivega glinastega skrilavca, ki je malo naguban. Pri Prikrnici je spodaj črna apnena breča, ki ji sledi ploščasti laminirani drobnnozrnati apneni dolomit, delno brečast. Više je v večji debelini odložen ploščasti mikritni in sparitni apnenec. V posameznih horizontih opazimo valovite, navzkržne in konvolutne plasti. Avtigeni kremen nastopa v tankih redkih pasovih.

Apnenec vsebuje številne konodonte, ostanke ostrakodov, alg, ehinodermov, foraminifer in fragmente pelagičnih moluskov. Prevladujejo konodonti in ostrakodi.

Karnijske plasti so najdebelejše (okrog 100 m) vzhodno od Mengša in pri Prikrnici. Severno in južno od Mengša se počasi izklinjajo. V manjši debelini se pojavijo pri Domžalah. Pri Kosezah se zopet izklinjajo in se pojavijo v maksimalni debelini zopet pri Prikrnici. Kjer se karnijske plasti izklinjajo, najdemo le temno sivi apnenec, ki v debelini enega metra ali pa še manj loči kordevolski dolomit od zgornjetriadno-liasnega apnenega kompleksa. Kjer pa vmesnega temnega apnenca ni, prideta v neposredni stik kordevolski dolomit in zgornjetriadno-liasni apnenec. Lahko trdimo, da je v severnem delu litijskega nariva bočni prehod med dvema razvojem karnika (sl. 6).

Noriška in retska stopnja. Obe stopnji ločimo le v dolskem narivu. Drugod pa nastopata skupaj s kameninami kordevolske podstopnje, karnijske stopnje ali spodnje jure. V dolskem narivu je na karnijskih kameninah konkordantno odložen dolomit. Najdemo ga na manjših površinah med Molnikom in Pogledom. Večinoma je to motni drobnnozrnati dolomit z vmesnimi debelejšimi skladi debelozrnatega kristalastega dolomita. Na več krajih opazujemo pasoviti stromatolitni dolomit.

Noriški in retski dolomit je ohranjen le v debelini do 200 m. Vrhnjih delov dolomita danes ni več na površju (sl. 6).

Njegovo starost smo določili po stratigrafski legi na karnijskih plasteh in po značilnih stromatolitnih horizontih.

Zgornja triada. Na istem področju Dobroveljske planote, kjer smo ločili kordevolski dolomit od ostalega kordevolsko-zgornjetriadnega kompleksa, smo ločili tudi zgornjetriadni apnenec; večidel je svetlo siv ali siv in neplastovit. Petrološke analize so pokazale, da sestoji iz alginega intrasparita, sparita in pelintraosparita s številnimi odlomki ehinodermov, moluskov in pelagičnih foraminifer. Ponekod je vidna stromatolitna struktura. V zgornjem delu apnenca so vmes 20 m debeli vložki belega ali svetlo sivega dolomita in dolomitiziranega apnenca. Više pa je v apnencu horizont z velikimi megalodontidami. Debelina apnenca znaša okoli 350 m (sl. 3).

Kordevolsko-zgornjetriadne plasti. V trojanskem, tuhinjskem in savinjskem narivu ni mogoče povsod ločiti kordevolske podstopnje od zgornje triade, ker je ves kompleks enako razvit.

V trojanskem narivu so danes ohranjene kordevolsko-zgornjetriadne kamenine le na odsekih Kamnik—Zlato polje in Šipek—Krvavica. Na odseku Kamnik—Zlato polje je kordevolsko-zgornjetriadni apnenec dislociran od psevdofiljske podlage v obliki kamniške plošče. Apnenec je svetlo siv ali siv in neplastovit. V njem najdemo horizont z velikimi megalodontidami. Na odseku Šipek—Krvavica pa leži kordevolsko-zgornjetriadni apnenec normalno na psevdofiljskih kameninah. V celotnem profilu nastopa bel, svetlo siv ali siv sparni apnenec, le na Kozici in Krvavici je v spodnjem delu tanka plast svetlo sivega dolomita. Apnenec je neplastovit in vsebuje redke primerke foraminifere *Permodiscus cf. pragoides* (Oberhauser). (sl. 7).

V tuhinjskem narivu leži med Pšato in Slevcem severno od Potoka v Tuhinju konkordantno na fassansko-langobardskem drobniku ali tufu beli in svetlo sivi neplastoviti apnenec, ki pa je viden na površju v manjši debelini, ker višje dele apnenca prekriva savinjski nariv (sl. 5).

V savinjskem narivu med Stahovico in Slevcem ter na Menini planini in Dobroveljski planoti ne moremo ločiti kordevolskega dolomita od zgornjetriadnega apnenca, ker nastopata dolomit in apnenec ali pa dolomitiziran apnenec v obliki leč ali debelejših skladov, ki bočno jezičasto prehajajo drug v drugega.

Med Stahovico in Slevcem najdemo apnenec in dolomit, v zahodnem delu odseka med Stahovico in Selami v Tuhinju pa samo apnenec. Ta je neplastovit bel ali svetlo siv sparni in mikrit. Med Selami in Slevcem prevladuje dolomit, ki se v dolgih jezikih zajeda v apnenec. Dolomit je bel ali siv, prav tako neplastovit in drobnokristalast. Na Slevcu se dolomit izklinja in prevladuje zopet apnenec. Tudi na Menini planini prevladuje apnenec, med katerim so po več sto metrov dolge leče dolomita in dolomitiziranega apnenca. V spodnjem delu smo našli v leči belega kristalastega dolomita redke ostanke alge *Diplopora annulata* Schafhäutl. V spodnji tretjini profila so foraminifere vrste *Clypeina cf. besici* Pantić in *Permodiscus* sp. Poleg foraminifer so še odlomki kodiacej in dazikladacej. V srednji tretjini profila prevladuje sparni apnenec z redkimi tankimi vložki mikritnega apnenca. V takih primerih je vidna slabo izražena plastovitost. V zgornji tretjini je značilen horizont z velikimi megalodontidami, stromatoliti, odlomki briozojev, ehinodermov in alg. Ponekod najdemo tudi plasti apnenca z onkoidi. Na zahodni strani Menine planine prevladuje nad tem horizontom apnenec, na vzhodni strani pa dolomit (sl. 3).

FOSILI Fossile	SKIT	ANIZ	LADIN	KARN	LIAS		
	Skyth	Anis			RET - Rat	SPODNJI - Untere	SREDNJI - Mittlere
	ZAJZER - Seiser	KAMPIL - Campil	FASAN - Fassan	JULIJ - Jul	NORIK - Nor		ZGORNJI - Obere
Foraminifere							
Foraminiferen							
Meandrospira iulia	○						
Permodiscus cf. pragsoides				○			
Permodiscus p. oscilens					○		
Orbitopsella praecursor						○	○
Triassina hantkeni							
Alge							
Algen							
Diplopora annulata			○	○			
Teutloporella cf. herculea			○	○			
Palaeodasycladus mediterraneus							○
Sestrosphaera liasina							○
Clypeina besici				○	○		
Polža							
Schnecken							
Holopella gracilior	○						
Natiria costata	○						
Školjke							
Muscheln							
Posidonia wengensis			○				
velike megalodontide					○		
Konodonti							
Conodonten							
Chirodella polonica			○				
Didymodella alternata			○				
Enantiognathus ziegleri			○				
Hibbardella lautissima			○				
Hibbardella magnidentata			○				
Hindeodella (Metapriodontus) spengleri			○				
Hindeodella (M.) suevica			○				
Ozarkodina tortilis			○				
Ozarkodina seginata			○				
Ozarkodina ? torta			○				
Prionidina excavata			○				
Prionidina (Cypridodella) muelleri			○				
Prionidina (C.) venusta			○				
Paragondolella navicula			○				
Gondolella polygnathiformis			○				
Prioniodella prioniodellides			○				
Prioniodella ctenoides			○				
Pachycladina sp.	○						

Sl. 8. Stratigrafska razširjenost fosilov

Abb. 8. Stratigraphische Verbreitung der Fossile

STRATIGRAFSKA RAZŠIRJENOST FOSILOV PO AVTORJIH
Stratigraphische Verbreitung der Fossile nach Autoren

Kochansky & Pantić (1966)
Oberhauser (1964)
Oberhauser (1964)
Radoičić (1966)
Radoičić (1966), Majzon (1954)

Herak (1965)
Herak (1965)
Radoičić (1966)
Radoičić (1966)
Pantić (1966)

Ogilvie Gordon (1927)
Ogilvie Gordon (1927)

Ogilvie Gordon (1927)
Buser & Ramovič (1968)

Legenda
Legende



Stratigrafski položaj fosilov
Stratigraphische Position der Fossile



Opazovana razširjenost
Beobachtete Verbreitung



Domnevna razširjenost
Vermutliche Verbreitung

Kozur & Mostler (1972)

Huckriede (1958)
Kozur (1971)
Ganev & Stefanov (1967)
Huckriede (1958)
Staesche (1964)

Kordevolsko-zgornjetriadne kamenine presegajo na Menini planini debelino 1000 m. Na Dobroveljski planoti, kjer je debelina prav takšna, prevladuje enak dismikritni in biosparitni apnenec s številnimi odlomki alg in briozojev. V nekaterih delih so organski ostanki v takih množinah, da so kamenotvorni. V Rovtu nad Šmartnim ob Dreti smo našli takoj nad kontaktom s fassansko-langobardskimi plastmi slabo ohranjene lupine polžev in preseke majhnih pelagičnih školjk. V srednjem delu profila so v biosparitu v Golih vrtačah alge *Teutloporella cf. herculea* (Stopp.). V zgornjem delu najdemo v več horizontih velike megalodontide, ki jih spremljajo stromatoliti, tanki vložki sinsedimentarne apnene breče in kokarde (solution cavities) (sl. 3).

Zgornja triada in lias. Večji del kamenin litijskega nariva je zgornjetriadne in liasne starosti. Predstavljajo jih večinoma apnenci, ki zavzemajo noriško in ratsko stopnjo zgornje triade in spodnjo juro. Kjer karnijski skladi niso posebej razviti, obsega apnenec tudi vso karnijsko stopnjo.

Na Rašici je svetlo sivi jedrnat in drobnozrnati apnenec. V triadnem delu je mikrit in sparit. Plastovitost je slabo izražena. V apnencu najdemo plasti belega kristalastega dolomita in dolomitiziranega apnenca, debele decimeter do enega metra, takoj nad kontaktom s karnijskimi plastmi pa tudi stromatolite. Plasti dolomita in dolomitiziranega apnenca so po nekaj 100 metrih izklinijo. V zgornjem delu apnenca je 1 do 2 m debel horizont z velikimi megalodontidami, ki imajo v premeru tudi do 20 cm. Na Debelem vrhu smo našli celo troje megalodontidnih horizontov. Velikost školjk raste od spodnjega k zgornjemu horizontu.

Najvišji del apnenega kompleksa vsebuje leče svetlo sivega cosparitnega in pseudoosparitnega apnenca s foraminifero *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) in z alga *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia. Ta del apnenca je že liasne starosti.

Na Rašici cenimo debelino zgornjetriadno-liasnih apnencev na okoli 1000 m.

Med Domžalami, Prikrnico in Cieljem se razteza širok pas enakega apnenca kot na Rašici. V spodnjem delu je alga *Clypeina besici* Pantić in foraminifera *Permodiscus* sp. Više sledi *Permodiscus pragoides oscilens* (Oberhauser). V zgornjem delu najdemo več horizontov z megalodontidami, stromatoliti in sinsedimentarno brečo. Po nekaj deset metrov debelem vložku sparitnega apnenca sledi temnejši apnenec z majhnimi lečami oolitnega apnenca. Te kamenine vsebujejo alge *Triassina hantkeni* Majzon, *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia, *Sestrosphaera liasina* Pia, *Pianella* sp., kodiaceje, nitaste alge, foraminifero *Orbitopsella praecursor* (Gümbel), radiolarije in krinoide (sl. 6).

Problem kronostratigrafskih mej

Meje med posameznimi triadnimi enotami so povečini litostratigrafske. Vo dilnih fosilov ni, našli smo samo parakronostratigrafske fosile. Na podlagi teh smo poskusili korelirati litostratigrafske enote s kronostratigrafskimi. Pri tem se je pojavil glavni problem kronostratigrafskih meja znotraj posameznih lito-loških enot. Nekaj problemov smo rešili, več pa jih je ostalo nerešenih.

Meja med paleozojskimi in skitskimi kameninami je litoško jasna. Prvi fosili se pojavijo šele v srednjem delu kampilskih plasti. V njih smo našli polža *Holopella gracilior* (Schauroth) in *Natiria costata* (Münster), foraminifero *Me-*

androspira iulia (Premoli Silva) in konodonta *Pachycladina* sp., ki so vodilni za kampilsko podstopnjo. Vrhnji del kampilskih plasti, ki je večinoma dolomitno ali dolomitno-laporno razvit, je brez fosilov. Zato se litološka meja med skitom in anizom le približno sklada s kronostratigrafsko mejo (sl. 8).

V anizičnem dolomitu nismo našli nikakršnih fosilnih ostankov.

V spodnjem delu psevdofiljskih plasti nismo našli konodontov, pač pa šele višje v profilu. Zato je njihova spodnja meja problematična. Najstarejše najdbe v spodnjem delu plasti kažejo s konodonti *Hibbardella lautissima* (Huckriede), *Ozakordina saginata* Huckriede in *Prionidina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) na pričetek psevdofiljske sedimentacije s fassanom, *Paragondolella navicula* (Huckriede) pa na pričetek sedimentacije v srednjem delu pelsona. Vendar številnejše najdbe fassanskih konodontov kažejo bolj na pričetek sedimentacije psevdofiljskih plasti v fassanu.

Psevdofiljski facies langobardske podstopnje se prične s školjko *Posidonia wengensis* Wissmann in konodontom *Ozarkodina? torta* (Mosher). Zanimive so najdbe nekaterih konodontov, ki jih navajajo posamezni avtorji zunaj območja. Tako smo našli vrsto *Chirodella polonica* Kozur & Mostler v langobardskih plasteh ter vrsti *Prionidina excavata* Mosher in *Gondolella polygnathiformis* Bodurov & Stefanov v fassan-langobardu.

V spodnjem delu kordevolskega apnenca smo našli 20 m nad kontaktom s psevdofiljskimi plastmi foraminifero *Permodiscus* cf. *pragsoides* (Oberhauser), v spodnjem in srednjem delu kordevolskega dolomita alga *Diplopora annulata* Schafh. in zgornjem delu kordevolskega apnenca alga *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani). Kronostratigrafska meja med psevdofiljskimi plastmi in kordevolskim dolomitom se le približno sklada z litostratigrafsko mejo. Po algi *Diplopora annulata* in foraminiferi *Permodiscus* cf. *pragsoides* sklepamo, da pripada spodnji del dolomita še langobardski podstopnji.

V karnijskih plasteh litijskega nariva, ki se tudi litološko ločijo od mlajših in starejših plasti, smo našli značilno alga *Clypeina besici* Pantić in konodonte, ki pa še niso determinirani. Isto vrsto vsebuje tudi neplastoviti apnenec, ki smo ga uvrstili v kordevolsko-zgornje triadne in zgornjetriadno-lasne sklade. Kronostratigrafsko mejo kordevol-karn določujejo najdbe alg *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani) v zgornjem delu kordevolskega dolomita in najdbe alg *Clypeina besici* v julijski podstopnji. Pri Dcmžalah smo našli v vrhnjem delu temnega karnijskega apnenca alga *Clypeina besici*, takoj nad njim pa v svetlem apnencu foraminifero *Permodiscus pragsoides oscilens* (Oberhauser), ki označuje pričetek noriške stopnje. Iz slednjega sklepamo, da najdemo alga *Clypeina besici* samo v karnijski stopnji, noriška stopnja pa se prične s foraminifero *Permodiscus pragsoides oscilens* (primerjaj Zankl, 1971).

V kordevolsko-zgornjetriadnem apnencu je v zgornjem delu horizont z velikimi megalodontidami, ki verjetno pripada že retski stopnji (Buser & Ramovš, 1968). Smatramo, da je horizont velikih megalodontid več ali manj stalen, ker se po nekaj metrih ali kilometrih izklinja in zopet pojavi.

Na prehodu retske stopnje v las je bila na več krajih v litijskem narivu najdena foraminifera *Triassina hantkeni* Majzon. V isti tektonski enoti smo našli vodilne mikrofosile šele v srednjem lasu. V spodnjem delu je *Sestro-sphaera lasina* Pia, v srednjem delu pa *Palaedasyclus mediterraneus* Pia in *Orbitopsella praecursor* (Gümbel).

Paleogeografski razvoj

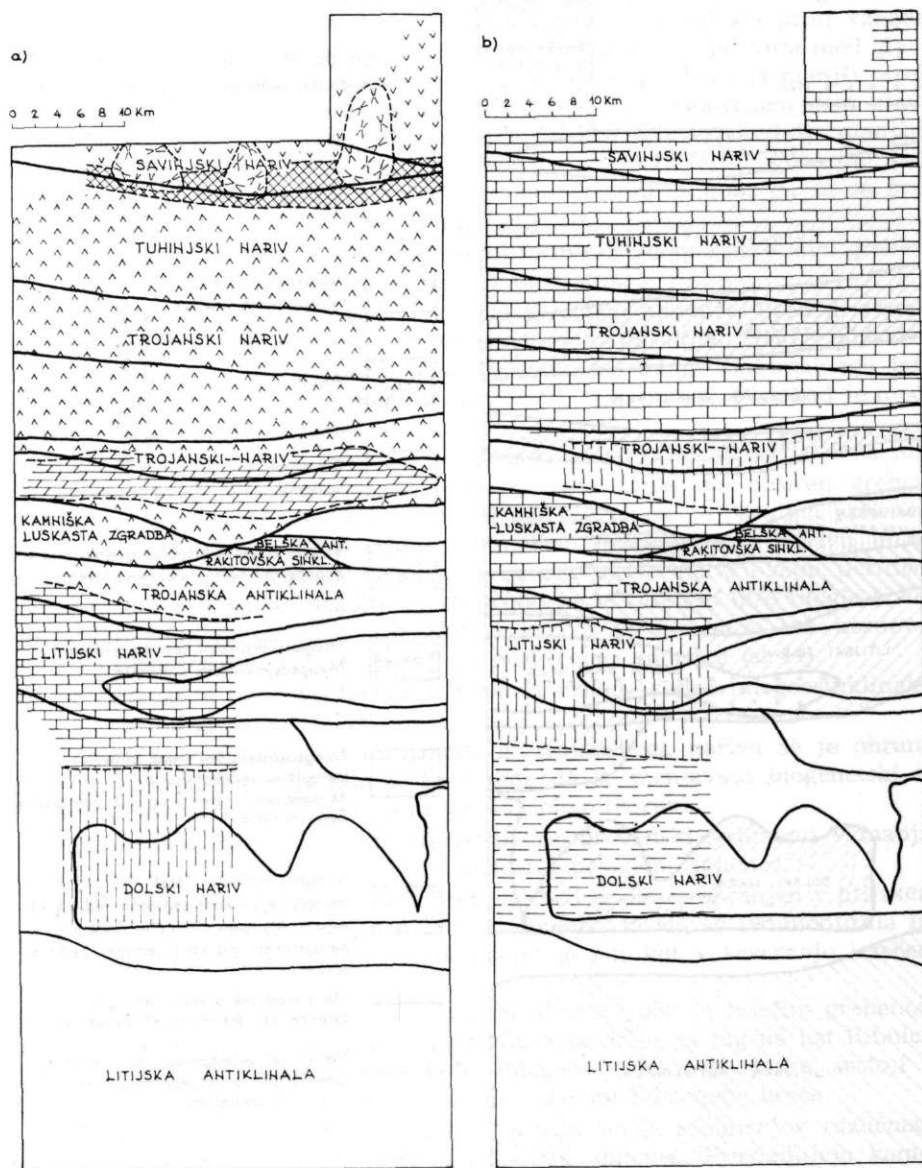
Začetek triade karakterizira močna transgresija na izravnani relief, ki se je formiral konec paleozoika. Paleozojska podlaga je bila zgrajena iz klastičnih temnih permokarbonskih kamenin, na katerih so se formirale večje in manjše kadunje. V njih se je sedimentiral klastični material srednjega perma kot značilni vijoličasti grödenski facies. Glede na tip sedimentacije domnevamo, da so grödenski sedimenti pretežno kontinentalnega in fluviatilnega faciesa. V zgornjem permu je v nekatere od teh kadunj vdrlo morje. V posameznih bazenih so se sedimentirali karbonatni sedimenti. Zaradi relativne zaprtosti bazenov obstaja tudi možnost, da so se poleg morskih usedali tudi brakični sedimenti. V času skitske transgresije se je v zgornjepermskih bazenih nadaljevala karbonatna sedimentacija še v skitu, medtem ko drugod leže skitske plasti transgresivno in diskordantno na grödenskih ali permokarbonskih kameninah (sl. 4 in 11). V skitu kaže pisani sklop sedimentov, ki se med seboj hitro menjavajo, na nemirno osciliranje dna v pelagični morski sredini.

V anizu se je morsko dno umirilo. Zanj je značilen neritični neplastoviti dolomit, ki je sterilni. Domnevamo, da je bila globina morja večja od maksimalne kritične globine, v kateri še lahko uspevajo alge, ki so najbolj značilne za sedimentacijo na grebenih (sl. 11).

V fassanu in langobardu so se formirali prvi geosinklinalni jarki in vmesni grebeni, ki imajo smer vzhod—zahod in so si sledili eden za drugim v smeri sever—jug. Na severu se je formiral širok eugeosinklinalni jarek, katerega sedimente najdemo danes v savinjskem in tuhinjskem narivu ter na severni strani trojanskega nariva. V eugeosinklinalnem jarku so se usedali psevdosiljski sedimenti (sl. 8 in 11).

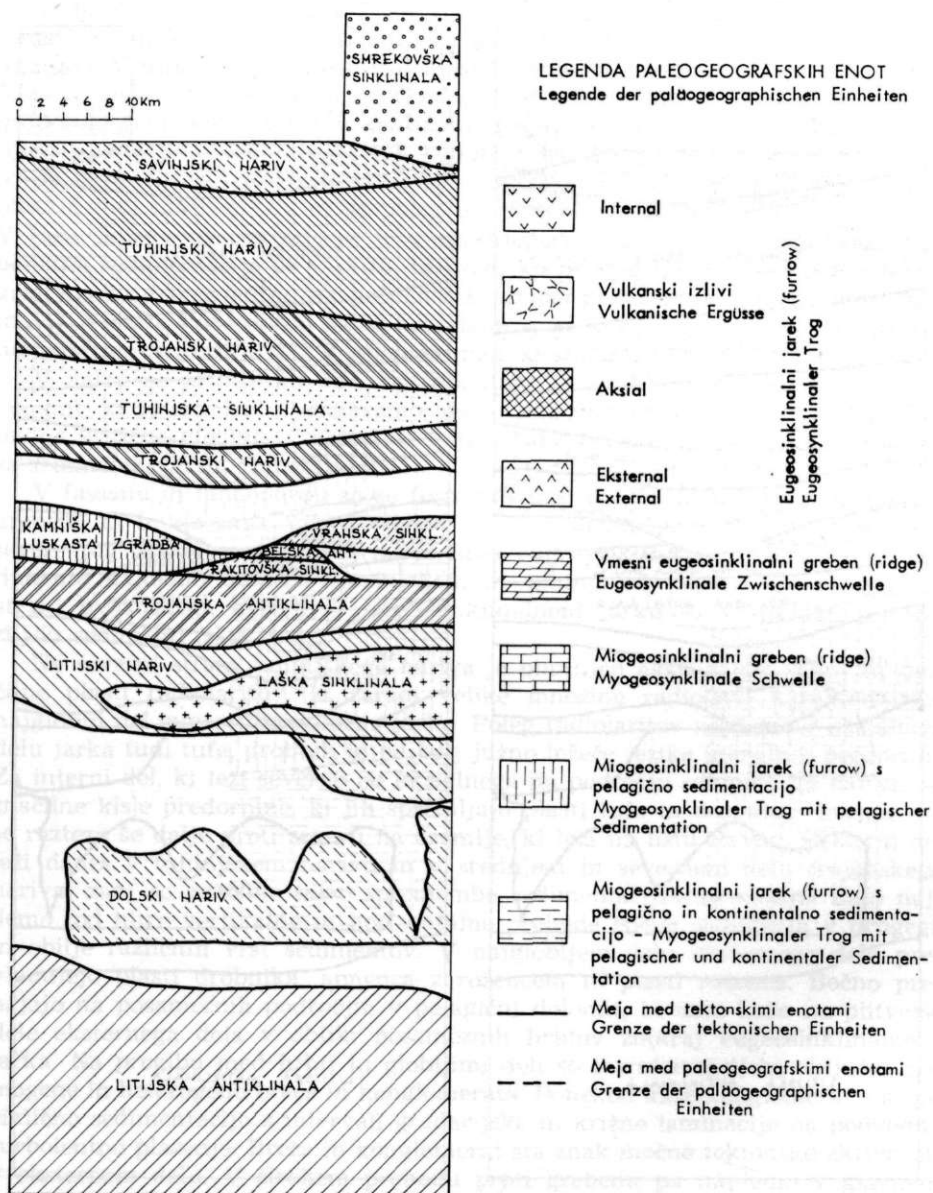
Na severni strani tuhinjskega nariva je ohranjen aksialni del. Zanj so značilne plasti radiolaritov, ki zaradi velike množine radiolarij karakterizirajo najgloblji del eugeosinklinalnega jarka. Poleg radiolaritov najdemo v aksialnem delu jarka tudi tufe, drobnik in najbolj južno ležeče jezike inicialnih predornin. Za interni del, ki leži severno od aksialnega na področju savinjskega nariva, so značilne kisle predornine, ki jih spremljajo plasti tufa in drobnika. Interni del se razteza še dalje proti severu na ozemlje, ki leži na listu Ravne. Eksterni del leži danes v tuhinjskem narivu in v srednjem in severnem delu trojanskega nariva; zanj so značilne hitre spremembe sedimentacijskega okolja. Zato najdemo tod hitre vertikalne in horizontalne prehode enega sedimenta v drugega in obilje različnih vrst sedimentov. V najglobljem delu eksternega dela prevladujejo plasti drobnika, apnenca z rožencem in plasti roženca. Bočno prehajajo na posameznih področjih v pelagični dolomit, ki nam kaže na plitvejše dele eksternega dela v obliki posameznih hrbtov znotraj eugeosinklinalnega jarka. Na pregibu med hrbti in globljimi deli so intraformacijski vključki homogene in heterogene breče in konglomerata. Ponekod kaže konglomerat s svojo ciklično sedimentacijo z intervali gradacijske in križne laminacije na podvodno turbulentno plazenje. Breča in konglomerat sta znak močne tektonske aktivnosti v eksternem delu. V širokem prehodu proti grebenu pa najdemo v glavnem pelagični apnenec, ki vsebuje le malo roženca.

V južnem delu trojanskega nariva prehaja eksterni del eugeosinklinalnega jarka v manjši greben, kjer se je sedimentiral neritični apnenec. Zaradi sekundarne dolomitizacije predstavlja danes greben neritični dolomit.



Sl. 9. Paleogeografska karta osrednjega dela Posavskih gub v fassan-langobardu (a) in karniku (b)

Abb. 9. Die paläogeographische Karte der mittleren Savefalten im Fassan-Langobard (a) und im Karni (b)



Sl. 10. Palinspastična karta tektonskih enot v osrednjem delu Posavskih gub
 Abb. 10. Die palinspastische Karte der tektonischen Einheiten in den mittleren Save-
 falten

V rakitovski sinklinali, ki je ležala v prvotnem položaju precej južneje od trojanskega nariva, najdemo ponovno psevdoziljske sedimente, ki so značilni za eksterni del eugeosinklinalnega jarka. V njem se menjavata neritični apnenec in drobnik. Omenjeni manjši jarek predstavlja vzporedni jarek glavnemu eugeosinklinalnemu jarku. Vmesni greben se v smeri od zahoda proti vzhodu izklinja, tako da na vzhodni strani preiskanega ozemlja obstaja zveza med glavnim in stranskim eugeosinklinalnim jarkom. V bistvu predstavlja manjši jarek le zaliv, ki ima isto os kot eugeosinklinalni jarek. Že v eksternem delu glavnega jarka je opaziti tendenco formiranja posameznih vzporednih manjših jarkov. Posebno močna je ta tendenca v spodnjem delu fassan-langobarda. Šele med najmočnejšim pogrezanjem jarka v zgornjem delu langobarda so se prej omenjeni podmorski hrbti spustili v večjo globino.

Dalje proti jugu, v litijskem narivu, je bil formiran miogeosinklinalni greben, ki mu sledi še bolj proti jugu miogeosinklinalni jarek.

Miogeosinklinalni greben predstavlja bel pelagični apnenec. Prehod v miogeosinklinalni jarek na tem delu ozemlja danes ni ohranjen. Šele v dolskem narivu so ohranjeni fassansko-longobarski sedimenti miogeosinklinalnega jarka. Tod so odloženi pelagični apnenec in dolomit, tufit in tuf. Ponekod je močnejše prisotna laporna komponenta.

V dolskem narivu je bil interni del jarka, ki pa mora segati še dalje na jug.

V kordevolu je obsegal celotno področje lista Ljubljana obširen greben. V začetku se je odlagal večinoma neritični apnenec, pozneje pa algin apnenec. V dolskem, litijskem in deloma tudi tuhinjskem in savinjskem narivu je bil apnenec dolomitiziran. Algin apnenec kaže na zelo plitvo morsko vodo, neritični apnenec in dolomit pa na nekoliko globlje morje, v katerem niso mogle živeti alge v tako veliki množini. V trojanskem narivu je bilo skozi ves kordevol nekoliko globlje morje, kar sklepamo po neritičnem apnencu (sl. 11).

V karniku so se ponovno formirali v smeri vzhod—zahod miogeosinklinalni jarki z vmesnimi grebeni (sl. 11).

Na območju savinjskega, tuhinjskega in trojanskega nariva se je ohranil greben še iz kordevola. Razlika je le v tem, da se menjavata biogenetski in neritični apnenec. Nekateri deli apnenca so dolomitizirani.

V južnem delu trojanskega nariva prehajajo grebenski sedimenti v manjši miogeosinklinalni jarek, kjer se je sedimentiral pelagični apnenec.

Južneje ležeči manjši miogeosinklinalni greben je danes ohranjen v litijskem narivu. Sestavljata ga biogeni in neritični apnenec, ki sta se sedimentirala izmenoma drug na drugega. Tip sedimentacije je isti kot v severneje ležečem grebenu.

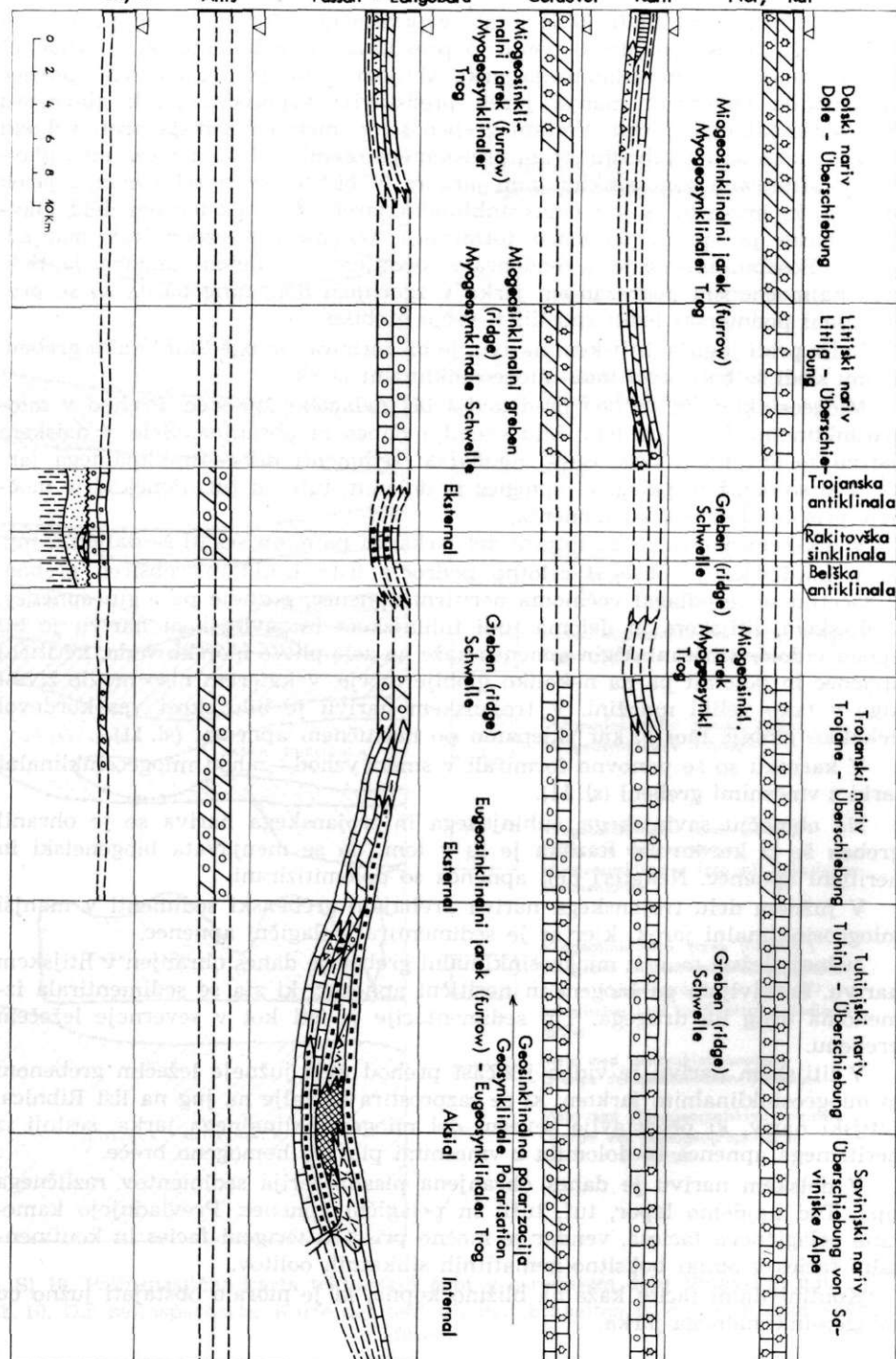
V litijskem narivu je viden jezičast prehod med južneje ležečim grebenom in miogeosinklinalnim jarkom, ki se razprostira še dalje na jug na list Ribnica. Litijski nariv, ki predstavlja severni del miogeosinklinalnega jarka, sestoji iz neritičnega apnenca in dolomita z vmesnimi plastmi homogene breče.

V dolskem narivu je danes ohranjena pisana serija sedimentov različnega tipa. Tod najdemo lapor, tuf, tufit in pelagični apnenec. Prevladujejo kame-nine pelagičnega faciesa, vendar je močno prisoten terigeni facies in kontinentalni facies v obliki boksitno-hematitnih silikatnih oolitov.

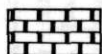
Kontinentalni facies kaže na bližino kopna, ki je moralo obstajati južno od miogeosinklinalnega jarka.

Grundlage

Norik, ret
Nor, Rät



Paleozojska podlaga
Paläozoische Grundlage



Zgornjepermski karbonatni sedimenti
Karbonatsedimente des Oberperm

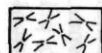


Srednjepermski klastiti
Klastite des Mittelperm

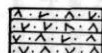


Permokarbonski klastiti
Klastite des Permokarbon

Vulkansko-sedimentni facies
Vulkanogen-sedimentäre Fazies



Vulkaniti inicialnega vulkanizma
Vulkanite des Initialvulkanismus



Tufi in tuffiti
Tuffe und Tuffite



Drobnik in glinasti skrilavec
Grauwacken und Tonschiefer

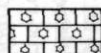
Neritični facies
Neritische Fazies



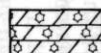
Neritični apnenec
Neritischer Kalk



Neritični dolomit
Neritischer Dolomit

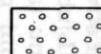


Biogeni apnenec
Biogener Kalk

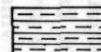


Biogeni dolomitizirani apnenec
in dolomit
Biogener Dolomitkalk und Dolomit

Terigeni facies
Terrigene Fazies



Konglomerat

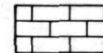


Lapor
Mergel

Pelagični facies
Pelagische Fazies



Radiolarit



Pelagični apnenec
Pelagischer Kalk



Apnenec z rožencem
Hornsteinkalk



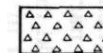
Pelagični dolomit
Pelagischer Dolomit

Kontinentalni facies
Kontinentale Fazies



Boksit
Bauxit

Brečni facies
Brekzien-Fazies



Homogena breča
Homogene Breccie



Heterogena breča
Heterogene Breccie

Sl. 11. Paleogeografski profili
Abb. 11. Die paläogeographischen Profile

V noriku in retu sta se sedimentirala organski in neritični apnenec. Na območju dolskega nariva je v spodnjem in zgornjem delu organski stromatolitni dolomit, v srednjem delu pa neritični dolomit. Prvi kaže na zelo plitvo vodo, drugi pa na nekoliko bolj globoko. V litijskem narivu se menjavajo plasti organskega in neritičnega apnenca. Enaka sedimentacija je tudi v trojanskem, tuhinjskem in savinjskem narivu (sl. 11).

V tuhinjskem in savinjskem narivu so se usedali grebenski sedimenti neritičnega faciesa od kordevola do reta. Enake paleogeografske razmere so vladale tudi v severnem delu trojanskega nariva in v severnem delu litijskega nariva. V litijskem narivu se je nadaljevala neritična sedimentacija še v liasu.

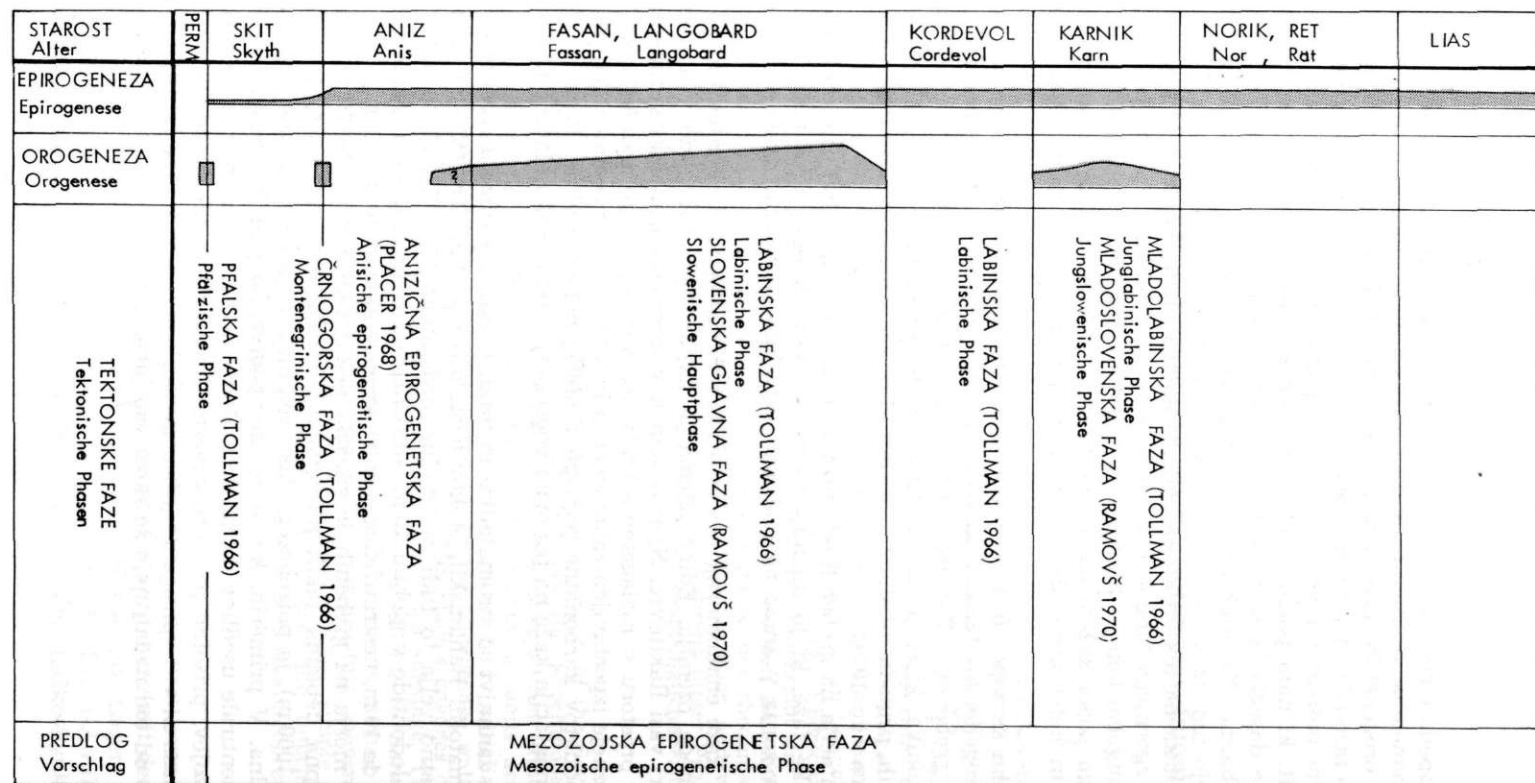
Grebenski razvoj, ki je trajal v severno ležečih tektonskih enotah od karnika prek norika in reta, vsebuje nekatere elemente, ki so v podobnem razvoju iste starosti v Severnih apneniških Alpah, kjer so se različni sedimenti usedali v plitvem morju globine do 20 m (Zankl, 1971). Podobne razmere so bile tudi na področju lista Ljubljana. Za prikaz odnosov med posameznimi faciesi znotraj grebena so potrebne še dodatne raziskave.

Na splošno lahko strnemo paleogeografski razvoj takole:

Pričetek alpinskega orogenetskega ciklusa označuje močna skitska morska transgresija. Nemirna sedimentacija spodnje triade se je umirila šele v anizu. V fasanu in langobardu se formirajo prvi jarki in vmesni grebeni. Na severu je širok eugeosinklinalni jarek, na jugu pa širok miogeosinklinalni jarek. Vmes se je formiral miogeosinklinalni greben. Po razporeditvi obeh jarkov lahko določimo smer geosinklinalne polarizacije. Na našem ozemlju ima smer od severa proti jugu. Geosinklinalna polarizacija nam podaja smer migracije orogena in smer poznejših tektonskih struktur — poleglih gub in narivanj (Aubouin, 1965). Na območju lista Ljubljana si izmenoma sledijo obdobja, ko je celotno področje pripadalo grebenu (aniz, kordevol in norik-ret) ter obdobje, ko so se formirali jarki z vmesnimi grebeni (fasan-langobard in karn). Iz tega tudi sledi, da je sedimentacija v jarkih in na grebenih omejena na določena obdobja. Jarki niso nastajali vedno na istem prostoru. Tako imamo na območju, kjer je bil eugeosinklinalni jarek v fasanu in langobardu, v poznejših obdobjih triade grebenski razvoj sedimentov. Severni karnijski miogeosinklinalni jarek se je formiral na ozemlju, kjer je bil od aniza do kordevola greben. Južni karnijski miogeosinklinalni jarek je nastal na prostoru, kjer je bil v kordevolu greben, v fasanu in langobardu pa delno miogeosinklinalni jarek, delno pa miogeosinklinalni greben.

Tektogeneza

Smer formiranja glavnih prelomnih sistemov je v ozki zvezi s pogreznjem miogeosinklinalnih in eugeosinklinalnega jarka. Smer jarkov nam pokaže tudi smer glavnega prelomnega sistema. Lahko trdimo, da je bil v posameznih tektonskih fazah skozi vso triado prisoten sistem s smerjo vzhod—zahod. Posamezne bočne spremembe sedimentacije v jarkih pa kažejo na podmorske hrbte in na prelomne sisteme prečne smeri. Ker pa so bočne spremembe znotraj posameznih jarkov veliko manjše v primerjavi s spremembami, ki jih vidimo med jarki in grebeni, lahko sklepamo, da so bili prečni prelomi manj intenzivni od vzdolžnih. Verjetno so dali prelomni sistemi ozemlju parketno zgradbo.



Sl. 12. Orogenetske in epirogenetske faze
Abb. 12. Die Gebirgsbildungsphasen

Močna spodnjetriadna transgresija je vezana na pfalsko orogenetsko fazo (sl. 12). Sprememba sedimentacije med skitom in anizom kaže na rahel vpliv črnogorske orogenetske faze. Pogrezanje jarkov v fassanu in langobardu kaže na labinsko fazo (T o l l m a n n , 1966) ali na slovensko glavno fazo (R a m o v š , 1971). Glavni indikator maksimalne točke pogrezanja eugeosinklinalnega jarka je radiolarit, ki nam pokaže tudi vrh labinske faze. Na podlagi tega domnevamo, da je dosegla labinska faza na ozemlju lista Ljubljana vrh v zgornjem delu langobarda. Na maksimalna tektonska premikanja v zgornjem langobardu kažejo tudi izlivi lave inicialnega vulkanizma. Izlivi so nastali v ekster-nem delu jarka na tektonsko najbolj prizadetem delu. Jarek se je pogrezal od fassana do zgornjega langobarda, nato pa se je v veliko krajšem obdobju med zgornjim langobardom in kordevolom zopet dvignil. V ekster-nem delu eugeo-sinklinalnega jarka kažejo na močno radialno tektoniko tudi intraformacijska homogena in heterogena breča ter tanjše plasti ciklične sedimentacije turbiditov.

V karniku se zopet formirajo posamezni miogeosinklinalni jarki, ki kažejo na novo orogenetsko fazo. Tektonsko najbolj prizadet je bil zopet rob med jarkom in grebenom. Tod najdemo tanke plasti intraformacijske homogene breče. Tektonika, ki se je manifestirala skozi ves karnik v obeh miogeosinklinalnih jarkih, pripada mladolabinski fazi (T o l l m a n , 1966) ali mladoslovenski fazi (R a m o v š , 1971).

Sedimentacija na grebenih od aniza do liasa kaže na stalno prisotnost močne epirogenetske faze, ki jo imenujemo mezozojska epirogenetska faza. Epiroge-netska pogrezanja v anizu na področju vzhodnih Karavank omenja P l a c e r (1968).

V anizu kaže enakomerna neplastovita sedimentacija na konstantno pogre-zanje celotnega ozemlja. Edina izjema je najdba boksitne glin v anizičnem dolomitu pri vasi Rakitovec. Njen nastanek v sicer enotni morski sedimentaciji na širokem prostoru si razlagamo s kratkotrajno okopnitvijo manjšega predela, ki je bil pozneje izpostavljen zakrasevanju in s tem v zvezi sedimentaciji pepe-rinskih produktov karbonatne podlage v obliki boksitne glin. Poznejša dolo-mitna sedimentacija kaže na ponovno pogrezanje pod morsko gladino (Z a n k l , 1971).

Posebno zanimivi so stromatolitni in ostali organski sedimenti grebenov. Re-centni stromatoliti Bahamskih otokov nastajajo v globini 2 m (M o n t y , 1965, 1967). Verjetno velja to tudi za triadne stromatolite. Po Z a n k l u (1971) so živele megalodontide v globini 10 m, stratificirani sedimenti so se sedimentirali v globini 5 do 10 m, nestratificirani detritus pa v globini 10 do 30 m.

Globina morja na grebenih je znašala nekaj centimetrov do 30 m. Ker pa doseže skupna debelina takih plitvovodnih sedimentov več 100 m (v zgornji triadi prek 1000 m), je potrebno za tako sedimentacijo kontinuirano pogrezanje morskega dna. V primerih, ko se je dno pogreznilo pod kritično mejo 30 m, so se sedimentirale usedline, ki so siromašne s favno. V njih manjkajo združbe alg in brizozjev, prisotne pa so posamezne foraminifere in ehinodermi.

Konec liasa ni več epirogenetskih pogrezanj na ozemlju lista Ljubljana, pač pa se južno od tod nadaljujejo še skozi vso juro.

Trias im geologischen Bau der mittleren Savefalten

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

In der geologischen Struktur des Mittelgebietes der Savefalten unterscheidet der Verfasser den autochthonen von dem allochthonen Teile, und sondert einzelne tektonische Einheiten nach ihren lithologischen und biostratigraphischen Merkmalen aus. Die autochthonen Einheiten bestehen hauptsächlich aus dem paläozoischen Kerne; auf den Flankenseiten der Antiklinalen sind auch die ältesten mesozoischen Schichten erhalten geblieben. In den allochthonen Einheiten dagegen überwiegen bei weitem triassische Schichten. Die meisten faziellen Änderungen kommen in der skythischen und karnischen Stufe, sowie in der Fassan-Langobard Unterstufe vor. Die jüngsten Schichten, welche in der Überschiebung vorkommen, gehören ins Sarmat. Der Verfasser beschreibt die Reihenfolge der tektonischen Bewegungen, welche den heutigen Bau der Savefalten erzeugt haben; die Hauptbewegung schreibt er der rhodanischen Phase zu. Die ursprünglichen einfachen Falten kippten über, und wurden dem autochthonen Grundgebirge überschoben. Während dieser Prozesse wurde das ganze Gebiet auf zwei Drittel dessen ursprünglicher Ausmasse zusammengedrückt.

In the geologic structure of the central region of the Sava Folds the author distinguishes the autochthone from the allochthone part, and separates out individual tectonic units according to their lithological and biostratigraphical characteristics. The autochthone units are composed mainly of the Paleozoic core; on either sides of the anticlines also the oldest Mesozoic strata are preserved. In the allochthone units, however, Triassic beds are definitely prevailing. Most facies changes occur in the Skith and Carnic stages and Fassan-Langobard substage. The youngest beds, present in the overthrust structure, belong to Sarmatian. The author reviews the sequence of the geologic events, having lead to the recent structural features; the main overthrusting movement is attributed to the Rhodanian orogeny. The primary simple folds were moved into recumbent position, and thrust over the autochthone basement. During these processes the whole region was compressed to two thirds of its original extent.

Für die Deutung verschiedener Fazies der Trias in den mittleren Savefalten wurde eine palinspastische Karte ausgearbeitet. Im Vergleiche mit dem heutigen Bau der tektonischen Einheiten, sind auf dieser Karte ihre Lagen etwas verändert. Von Süden nach Norden folgen aufeinander die Litija-Antiklinale, die Dole-Überschiebung, die Litija-Überschiebung mit der Laško-Synklinale, die

Trojane-Antiklinale, die Rakitovec-Synklinale und die Bela-Antiklinale, welche flankenseitlich in den Kamnik-Schuppenbau übergeht, die Vransko-Synklinale, die Trojane-Überschiebung mit der Tuhinj-Synklinale und die Überschiebung von Savinjske Alpe mit der Smrekovec-Synklinale.

Die Triasgesteine sind meistens im Allochton, während sie im Autochton nur auf den Sätteln der Trojane- und Bela-Antiklinale gefunden worden sind. In der skythischen Schichtfolge wechseln Dolomit, Silt, Mergel und Tonschiefer ab. Im tieferen Teile werden dazwischen auch seltene Oolitenkalk- oder Ooliten-dolomitlinsen angetroffen, im mittleren Teil besteht ein unterbrochener Horizont von oolitischen Karbonatgestein. In dem dunklen Kalkstein der Campiler Schichten sind die Schnecke *Holopella gracilior* (Schauroth) und *Natiria costata* (Münster), die Foraminifere *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) und Conodonten *Pachylina* sp. gefunden worden.

Der Anisdolomit ist meistens nicht geschichtet und enthält keine Fossilien.

Die Fassan-langobardischen Gesteine sind in drei Fazies entwickelt. In dem miogeosynklinalen Troge haben verschiedene geschichtete Dolomite, Mergel und Kalksteine, mit Tuf- und Tuffitzzwischenschichten sedimentiert. Auf den Schwellen bestehen Karbonatsedimente, die meistens sekundär dolomitisiert sind. In dem eugeosynklinalen Troge wird eine verschiedenartige Reihe von Gesteinen, die als pseudogailtaler Gesteine bekannt sind, angetroffen. In diesen wechseln die einzelnen lithologischen Glieder schnell ab. Im dunklen Kalkstein wurde die Muschel *Posidonia wengensis* Wissmann wie auch viele Conodonten gefunden. Die untere sowie die obere Grenze der pseudogailtaler Gesteine ist noch problematisch. Den Conodonten nach, fing die Sedimentation wahrscheinlich mit Fassan oder sogar Mitte von Pelson an. Auch die chronostratigraphische Grenze zwischen Langobard und Cordevol ist noch nicht genau bestimmt. Auf Grund der gefundenen Mikrofossilien kann sie noch etwas höher als die pseudogailtaler Gesteine reichen.

Interessant ist der Fund von Conodonten in den pseudogailtaler Gesteinen mit anderem stratigraphischen Bereiche als aus Literatur bekannt ist. Zu erwähnen sind die Spezies *Chirodella polonica* Kozur & Mostler, *Prionidina excavata* Mosher und *Gondolella polygnathiformis* Bodurov & Stefanov.

Die Cordevol-Unterstufe ist in der Form von hellem Schwellenkalkstein und -dolomit entwickelt. Der Dolomit enthält die Alge *Diplopora annulata* Schafhäutel, der Kalkstein *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani) und die Foraminifere *Permodiscus* cf. *pragsoides* (Oberhauser), wie auch viele Bruchstücke von Briozoen, Algen und Echinodermen.

In der karnischen Stufe hat sich auf den Schwellen ähnlicher Kalkstein wie im Cordevol ausgebildet. In ihm wurde die Alge *Clypeina besici* Pantić gefunden. Dieselbe Spezies kann auch am Randgebiet der miogeosynklinalen Sedimentation, welche mit dunklem Kalkstein und Dolomit, verschiedenfarbigem Tonschiefer, Tuff, Mergel und Oolith aus Bauxit-Silikat Schalen, gefunden werden.

In Nor und Rhät setzt sich die Schwellensedimentation fort; in der Litija-Überschiebung dauert sie noch bis zur Lias. Für sie sind Stromatolithen und organogener, stellenweise dolomitisierter, Kalkstein charakteristisch. Im tieferen Teile des Kalksteines befindet sich die Foraminifere *Permodiscus pragsoides oscilens* (Oberhauser), im oberen Teile ein unterbrochener Horizont mit grossen

Megalodontiden, und über ihnen die Foraminiferen *Triassina hantkeni* Majzon. Im liassischen Teile des Profiles wurden die Algen *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia und *Sestrosphaera liasina* Pia, sowie die Foraminifere *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) gefunden.

Am interessantesten ist die Anordnung der geosynklinalen Tröge im Fassan und Langobard. Im Norden erstreckt sich ein breiter eugeosynklinaler Trog. Im Innerteil tritt charakteristischer saurer Initialvulkanismus auf, im axialen Teil Radiolarit. Der Aussenteil ist am verschiedenartigsten entwickelt. Südlich von ihm ist eine kleinere Zwischenschwelle und ein kleinerer eugenosynklinaler Trog mit externer Sedimentation. Es folgt eine miogeosynklinale Schwelle, und ihr ein miogeosynklinaler Trog. Von dieser Anordnung ist die geosynklinale Polarisation von Norden nach Süden ersichtlich, welche auch durch die Richtung der späteren Faltenbildungen und Überschiebungen bestätigt wird.

Alle Tröge haben durch die ganze Trias eine Ost-West Richtung. Diese ist gleichweise auch die Richtung der Hauptstörungen, welche in verschiedenen tektonischen Phasen der Trias aktiv waren. Die Querstörungen sind von untergeordnetem Range. Im Gebiete ist eine parkettförmige tektonische Struktur in Ost-West Richtung überwiegend.

Die Trias beginnt mit einer mächtigen skythischen Transgression, als Folge der pfälzischen orogenetischen Phase. Der Unterschied in der Sedimentation zwischen Skyth und Anis bezeugt einen schwachen Einfluss der montenegrinischen Gebirgsbildungsphase. Die Bildung der Tröge in Fassan und Langobard gehört der labinischen Phase an, welche im Gebiet der Savefalten ihren Höhepunkt im oberen Teil des Langobard erreichte. In Karn hat sich die junglabinische Phase bei der Wiedergebilde der Tröge manifestiert.

Die grosse Mächtigkeit der Schwellenkarbonatgesteine, die sich in seichten Gewässern (0—30 m) sedimentiert haben, bezeugt beständige epirogenetische Senkung des Gebietes. Für diese Phase schlägt der Autor die Benennung »Mesozoische epirogenetische Phase« vor.

Literatura

Aubouine, J. 1965, Geosynclines, iz zbirke Developments in Geotectonic 1, Amsterdam, London, New York.

Bender, H. 1970, Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias, Annales geologiques des pays Helléniques. Première série, Athenes.

Buser, S., Ramovš, A. 1968, Razvoj triadnih skladov v slovenskih Zunanjih Dinaridih. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, I. del, Ljubljana.

Ganev, M., Stefanov, S. 1970, Conodonten aus der untern Trias des Luda—Kamčija—Durchbruches (Ostbalkan). Izvestija na geologičeskija institut, serija paleontologija, knjiga XVI, Sofija.

Germovšek, C. 1955, Poročilo o kartiranju južnovzhodnega obrobja Ljubljanskega Barja. Geologija 3, Ljubljana.

Gignoux, M. 1950, Géologie stratigraphique, Paris.

Grad, K. 1969, Pseudoziljski skladi med Celjem in Vranskim. Geologija 12, Ljubljana.

Herak, M. 1965, Comparative study of some triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. Geol. vjesnik, sv. 18, br. 1, god. 1964, Zagreb.

Huckriede, R. 1958, Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. Paläont. Zschr. 32, Stuttgart.

Kochansky-Devidé, V., Pantić, S. 1966, Meandrosira u donjem i srednjem triasu i neki popratni fosili u Dinaridima. Geol. vjesnik, sv. 19, god. 1965, Zagreb.

Kossmat, F. 1905, Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verh. d. Geol. R. A., Wien.

Kossmat, F. 1909, Über das tektonische Verhältnisse zwischen Alpen und Karst. Mitt. Geol. Ges. Wien 2.

Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien 6.

Kozur, H. 1971, Zur Verwertbarkeit von Conodonten, Ostracoden und ökologisch-fazielle Untersuchungen in der Trias. Geol. zbornik, Geol. carpatica XXII., 1, Bratislava.

Kozur, H., Mostler, H. 1971, Probleme der Conodontenforschung in der Trias. Geol. Paläont. Mitt. Jkb., Bd. 1, 4, Innsbruck.

Kozur, H., Mostler, H. 1972, Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert, I. Die »Zahnreichen — Conodonten« der Mittel- und Obertrias. Abh. Geol. B. A., Band 28, Heft 1, Wien.

Kühnel, W. 1933, Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krain. Prirodoslovne razprave 2, Ljubljana.

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija 10, Ljubljana.

Lazjko, E. M. 1962, Osnovy regionalnoj geologii SSSR, Lvov.

Majzon, L. 1954, Contributions to the stratigraphy of the Dachstein limestone. Acta geologica, tomus II., fasc. 3—4, Budapest 1953.

Monty, C. 1965, Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Geol. Belg., Bull., 88.

Monty, C. 1967, Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Geol. Belg. Bull. 3, 90.

Morawski, H. 1968—1971, Deutsches Handwörterbuch der Tektonik. 1—3. Lfg., Hannover.

Oberhauser, R. 1964, Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der ostalpinen Trias. Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 100, Wien.

Ogilvie Gordon, M. 1927, Das Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten, III. Teil Paläontologie, Wien.

Ott, E. 1972, Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 Bd., Innsbruck.

Pantić, S. 1966, Clypeina besici sp. nov. iz triaskih sedimenata spoljašnih Dinarida. Vesnik, knj. XXIV/XXV, ser. A., Beograd.

Placer, V. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhadolom. Dipl. delo, manuskript, Ljubljana.

Radoičić, R. 1966, Mikrofaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie, Geologija 9, Ljubljana.

Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal iz knjige Zgodovina Ljubljane, I. knj. Geologija in arheologija, Ljubljana.

Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.

Ramovš, A. 1971, Tektonische Bewegungen in der Trias Sloweniens (NW Jugoslawien). I. simpozij o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope, Savez geol. društava SFRJ, tektonska komisija KBGA, Beograd—Bor, sept. 1970 g.

Rijavec, L. 1951, Pliocen v Šaleški dolini. Dipl. delo, tipkopis, Ljubljana.

Tatge, U. 1956, Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk. Paläont. Z. 30, Stuttgart.

Teller, F. 1898, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 84, Prassberg a. d. Sann, Wien.

Teller, F. 1907, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.

Tollman, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotektonische Forschungen, Hf. 21, Stuttgart.

Winkler, A. Über den Bau der östlichen Südalpen. Geol. Ges. in Wien, XVI. Bd., Wien.

Zankl, H. 1971, Upper Triassic Facies in the Northern Limestone Alps. Sedimentologie of parts of Central Europe, Guidebook, VIII International Sedimentological Congress 1971, Heidelberg.

300
301
302
303
304
305
306
307
308
309
310
311
312
313
314
315
316
317
318
319
320
321
322
323
324
325
326
327
328
329
330
331
332
333
334
335
336
337
338
339
340
341
342
343
344
345
346
347
348
349
350
351
352
353
354
355
356
357
358
359
360
361
362
363
364
365
366
367
368
369
370
371
372
373
374
375
376
377
378
379
380
381
382
383
384
385
386
387
388
389
390
391
392
393
394
395
396
397
398
399
400

Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople

Ivo Štruel

Rudnik svinca in topilnica Mežica

Avtor. obravnava sedimentološke, litofacialne, geokemične in paleo-geografske značilnosti anizičnih plasti na območju Mežice ter genezo cinkovo-svinčevega rudišča Topla. Rudna telesa so interstratificirana v srednjeanizičnem dolomitu. Vendar ne gre za kontinuirano rudno plast, temveč za nepravilna cevasta rudna telesa različne dolžine in debeline. Ruda in dolomit sta nastala istočasno. Sulfidni minerali pa se zaradi plitvega morja niso mogli precipitirati direktno, temveč so nastali šele med diagenezo z redukcijo oksidnih spojin. Svinec in cink sta zelo razpršena; po tem se anizična ruda loči od ladinske, ki je bolj koncentrirana, saj je prikamenina ponekod nedaleč od rudnega telesa popolnoma sterilna. Anizična ruda je nastala v nadplimskem pasu precej slanega plitvega morja, ladinska pa v lagunskem pasu manj slanega morja. Anizična ruda je nastala večidel v zgodnji diagenezi, ladinska pa v pozni. Zato prevladujejo v Topli sedimentne teksture, v ladinski rudi pa metasomatske.

Vsebina

Uvod	300
Geologija doline Tople in bližnje okolice	302
Stratigrafski pregled	302
Vulkanska dejavnost na območju severnih Karavank	305
Tektonika	308
Sedimentološke, litofacialne in paleogeografske značilnosti anizične stopnje	310
Paleogeografske razmere v anizični dobi	322
Primerjava razvoja anizičnih plasti v Topli in na sosednjih ozemljih severnih Karavank	324
Geokemične značilnosti anizičnih kamenin v Topli	325
Cinkovo-svinčena ruda v anizičnih plasteh	329
Splošni podatki o rudišču Topla	329
Mineralna sestava rude	332
Teksturne in strukturne značilnosti rude	338
Geokemične značilnosti anizične rude v Topli	368
O genezi cinkovo-svinčevega rudišča Topla	376
Sklep	382
Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Bei-Zinkvererzungen in den Anisschichten von Topla	383
Literatura	394

UVOD

Anizično cinkovo-svinčevo rudišče v Topli leži na južnem vznožju Pece, po višini druge gore v severnih Karavankah. Od Žerjava pri Črni na Koroškem, kjer so flotacija, topilnica in drugi objekti mežiškega rudnika, je rudišče oddaljeno 11 km. Dostopno je po gozdni cesti, ki se v Podpeci odcepi od občinske ceste Črna—Koprivna.

Rovi stare jame v grapi med kmetijama Končnik in Fajmut so na nadmorskih višinah 1135 do 1167 m, novi raziskovalni rovi pa na 1073, 1143 in 1202 m.

Začetki rudarjenja segajo v Topli v prvo polovico 19. stoletja. Leta 1834 je dobil Simon Kompoš koncesijo v Topli ter pričel graditi rove Terezija, Simona in Juda. Naslednje leto je postavil na Fajmutovem drobilnico, mlin za rudo, izbiralnico, orodjarno in stanovanjsko poslopje za rudarje. Ker se je proizvodnja v Topli večala, je leta 1841 prosila Uršula Petek za koncesijo, da bi postavila na Pongračičevem blizu Črne stope in talilno peč. Oba obrata sta postala leta 1861 last Karla Metnitza, ki ju je leta 1869 prodal Antonu Ohrfandlu. Leta 1889 je odkupila Toplo bleiberška unija rudnikov.

Proizvodnja Tople je stalno nihala, odvisno od rudarske sreče. Najvišja je bila leta 1849, ko so pridobili 57,5 stota svinca. Bleiberška unija rudnikov je zaradi oddaljenosti, prav posebno pa še zaradi najdb bogatejših rudišč v dolini blizu predelovalnih obratov, opustila v Topli vsa eksploatacijska in raziskovalna dela (Urban, 1971).

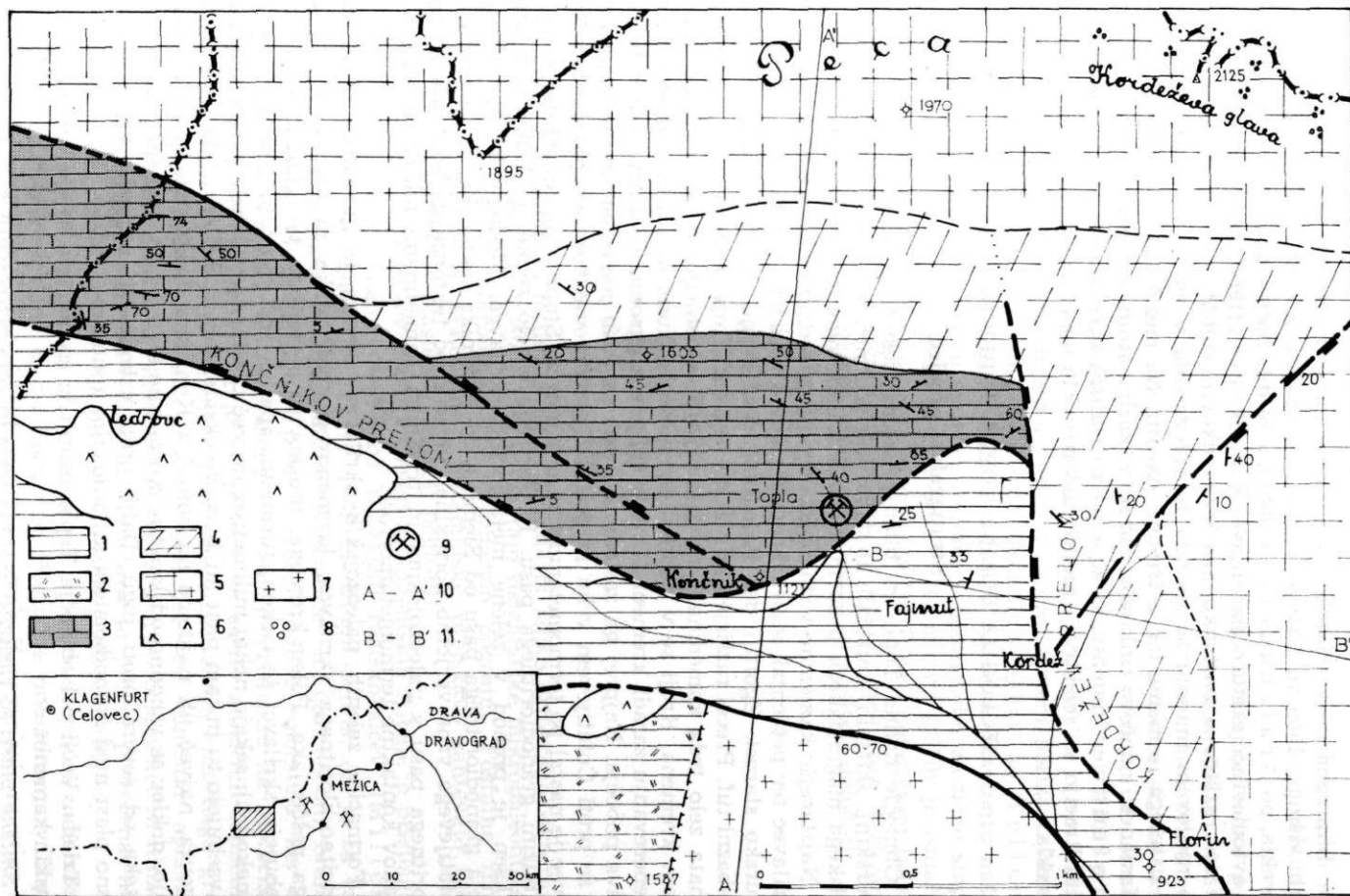
Kakor drugod, najdemo tudi tu prva geološka spoznanja v skopih opisih posameznih potujočih raziskovalcev. Najstarejši zapisi so Morlotovi (1849) in Hillingerjevi (1863), toda iz njih dobimo v glavnem le podatke o rudarski dejavnosti. Gobanz (1868) je verjetno med prvimi dal geološki pregled svinčevo-cinkovih rudišč na območju Pece. Obširneje je opisal rudišča v ladinskih kameninah. Prvo pregledno geološko karto celotnega območja je izdelal Teller (1896), vendar rudišča v Topli ni omenil. Graber (1929) je v okolici Tople raziskoval granodioritno-tonalitno cono.

Vse do leta 1947, ko sta Duhovnik in Zorc pregledala zgornji del jame v Topli in o tem napisala zapisnik, ni drugih poročil. Berce in Hamrila (1953) sta izdelala za območje Pece in Tople prvo geološko karto v merilu 1:10 000. Z najdeno cefalopodno favno, ki jo je določil Zlebnik (1955), sta potrdila zgornjeanižnično starost apnenca z rožencem. Zorc (1955) je opisal v razpravi o mežiških rudiščih tudi rudne pojave v anizičnih plasteh. Posebej je poudaril sorazmerno visok odstotek cinka in svinca v teh kameninah. O nastanku rudišča je menil, da je sinsedimentaren z dolomitom anizične stop-

Sl. 1. Geološka karta bližnje okolice rudišča Topla

Abb. 1. Geologische Karte der näheren Umgebung der Lagerstätte Topla
1 paleozojski zeleni skrilavec, 2 metamorfozirani paleozojski skrilavec (rogovec), 3 anizični skladi, 4 ladinski skladi (dolomit), 5 ladinski skladi (apnenec), 6 diabaz, 7 granodiorit, 8 nahajališče koral, 9 cinkovo-svinčevo rudišče Topla, 10 in 11 profilne črte (glej slike 5 in 6).

1 paläozoische Grünschiefer, 2 metamorphosierter paläozoischer Schiefer (Hornfels), 3 Anisschichten, 4 Ladinschichten (Dolomitentwicklung), 5 Ladinschichten (Kalkentwicklung), 6 Diabas, 7 Granodiorit, 8 Korallenstöcke, 9 Zn-Pb Lagerstätte Topla, 10 und 11 Profilinien (Siehe Abb. 5 und 6).



nje. Impregnacije v »školjkovitem« apnencu severno od Končnika na nadmorskih višinah 1500 in 1540 m so po Zorčevem mišljenju sedimentarnega porekla, po Grafenauerju (1958) naj bi bile nastale z difuznim prodiranjem in avtomorfno teksturo zamenjave. Tudi Berce (1960) se ni strinjal z Zorčevu razlago o nastanku svinčevo-cinkovih rudišč v severnih Karavankah. Po njegovem mnenju so nastala hidrotermalno v zvezi z intruzijo granitita, za katerega je menil, da je triadne starosti. Na mežiškem posvetovanju o temi »Nastanek svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah« (1965) je bil Grafenauer mnenja, da so anizična rudišča verjetno nastala hidrotermalno, z infiltracijo in selektivno metasomatozo, Štruel pa, da so sedimentarnega porekla.

GEOLOGIJA DOLINE TOPLE IN BLIŽNJE OKOLICE

Stratigrafski pregled

Območje doline Tople in bližnje okolice sestoji iz paleozojskih (verjetno silurskih), skitskih, anizičnih in ladinskih sedimentov, granodiorita železnokapelskega magmatskega pasu in diabaza štalenskogorske serije (sl. 1).

Najstarejše kamenine v dolini Tople so rogovec, kloritni in kloritno-sericitni skrilavec ter peščenjak štalenskogorske serije. Kahler (1953) jim je pripisal silursko starost. Zgornji del štalenskogorske serije karakterizirata diabaz in diabazni tuf. Precej razširjen je v Topli rogovec. To je temno vijoličasta drobnozrnata zelo trda kamenina z rahlo izraženo orientacijo mineralnih zrn, predvsem kremenca. Kroji se v nepravilne ostrorobe kose, ki so zelo odporni proti preperevanju zaradi kremenca. Drobir skupno z ogromnimi bloki na debelo pokriva pobočja. Najprej ga zasledimo v ozkem pasu jugovzhodno od Končnika, ki se proti Čofatijevemu vrhu in dolini Koprivne vse bolj širi (do 800 m). Rogovec je nastal po termometamorfozi iz glinovca. Stopnja metamorfoze je večja v bližini granodioritnega pasu. Ker so golice zelo redke, je težko ugotoviti, kakšen je prehod v zelene metamorfne skrilavce. Medtem ko je severna meja granodioritnega pasu od Slemenca do Končnika tektonska, je na območju Čofatijevega vrha verjetno normalna. Severno od tektonskega kontakta granodioritnega pasu s paleozojskimi in triadnimi kameninami nikjer ne najdemo znakov kontaktne termometamorfoze.

Formacija zelenih paleozojskih skrilavcev sestoji iz glinastega skrilavca, sericitno-kloritnega skrilavca, kremenovega peščenjaka in kalcitno-kremenovega peščenjaka. Poleg kremenca, muskovita in sericita ter glinene substance vsebujejo skrilavci še cirkon, turmalin, apatit, rutil, pirit in železove okside. Ponekod jih sekajo nekaj milimetrov do več centimetrov debele kremenove žile ki vsebujejo tu in tam pirit ali železove okside. Zeleni skrilavci leže severno od rogovca, največ jih najdemo na območju Koprivne. Proti vzhodu se vse bolj ožijo, dokler se vzhodno od kmetije Kordež ne končajo ob velikem prelomu, ki poteka od severa proti jugu. Dalje proti vzhodu jih najdemo samo še kot drsno plast med granodioritom in ladinskim apnencem.

Triada. Večji del območja Tople sestoji iz srednjetriadnih, anizičnih in ladinskih kamenin.

Skitske plasti so razkrite le v majhnih in zelo raztresenih golicah. Večinoma so pokrite s pobočnim gruščem. Nekoliko bolj jih je razkril raziskovalni rov

na nadmorski višini 1073 m. Prečkal jih je na dolžini 340 m. Tektonsko so močno porušene. Vse kaže, da gre za zgornji del skitskih plasti, kjer prevladuje dolomit s skrilavimi in peščenimi vložki.

Anizična stopnja je razvita v severnoalpskem faciesu. Obstajajo velike podobnosti z razvojem ekvivalentnih sedimentov v Severnih apneniških Alpah. Poudaril jih je že Teller (1896), ko je zgornji horizont apnenca primerjal z reiflinškim apnenecem. Dokaj pogosto se uporablja za anizične sklade ime školjkasti apnenec (*Muschelkalk*), ki pa niti kronološko niti facialno ne ustreza školjkovitemu apnencu germanskega faciesa, odkoder je G ü m b e l (1861) prenesel ime v alpsko terminologijo. Na območju Železne Kaple je Teller (1896) razdelil anizične sklade na spodnji dolomitni in zgornji apneni horizont. Medtem ko je dolomitni horizont brez določljivih fosilnih ostankov, so Teller, Berce in Hamrla (Žlebnik, 1955 str. 218) v apnenem horizontu našli dovolj fosilnega materiala, da so apnenec uvrstili v zgornji del anizične stopnje, oziroma v cono s *Paraceratites trinodosus*. Ramovš (1970) je označil apnenec s *Paraceratites trinodosus* na južnem pobočju Pece s pelagičnim faciesom ilirske podstopnje. V anizičnih kameninah so doslej v severnih Karavan-kah našli naslednje fosile (v oklepaju so raziskovalci, ki so fosil določili):

Paraceratites trinodosus Mojsisovics (Teller, Žlebnik),
Sturia sp. ind. (Teller, Žlebnik),
Ptychites sp. ind. (Teller, Žlebnik),
Nautilus sp. ind. (Teller, Žlebnik),
Rhynchonella trinodosi Bittner (Teller),
Aulacothyris aff. *angusta* (Resch),
Germanonautilus cf. *tintoretti* (Sieber),
Glomospira densa Pantić (Šribar),
Pseudoglandulina sp. (Oberhauser).

Za zdaj je še premalo fosilnega materiala, da bi lahko ortokronološko razčlenili anizične kamenine. Večje možnosti obetajo sistematske mikropaleontološke preiskave, ker so mikroorganizmi sorazmerno pogostni. Fosfatna zrna kažejo tudi na prisotnost konodontov. Sistematsko preiskavo zahtevajo tudi krinoidi, ki so v anizičnih plasteh še najbolj pogostni.

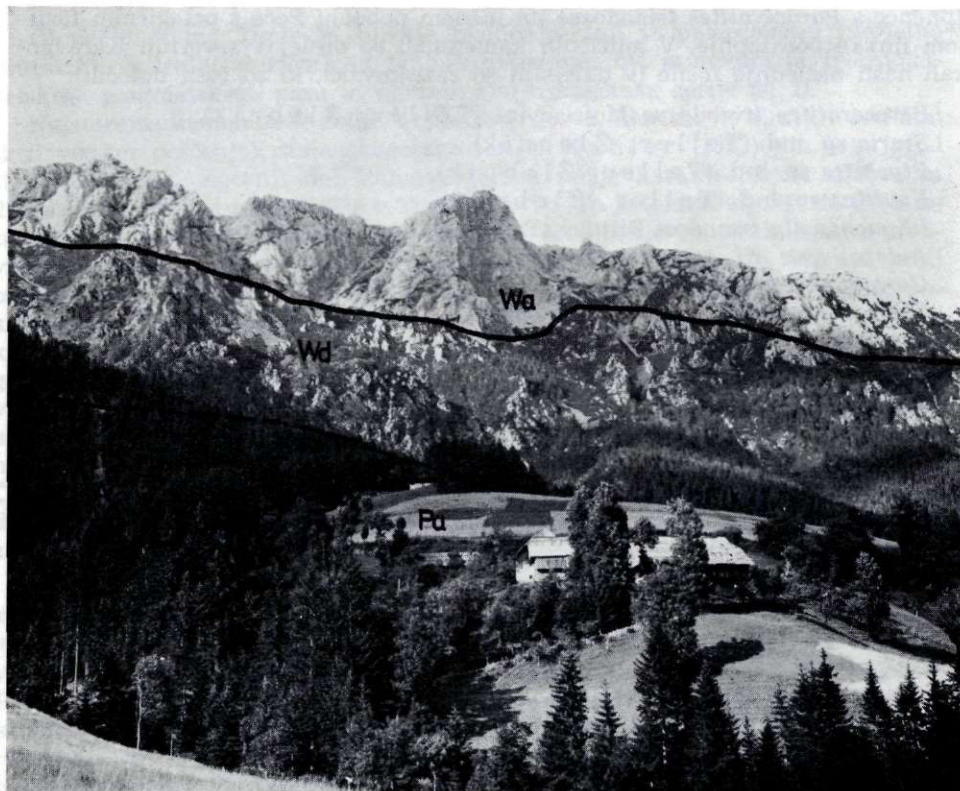
Ortokronološko razčlenitev plasti v Severnih apneniških Alpah je predlagal Huckriede (1959), vendar je večina poznejših raziskovalcev (Miller, 1965; Sarnthein, 1965; Frisch, 1968 in drugi) menila, da je za časovno razvrstitev premalo značilnih fosilov. Razčlenitev na gastropodni, brahiopodni in amonitni horizont (Rothpletz, 1888) tudi ni uporabna, ker so navedeni fosili zelo redki. Novejše razčlenitve temelje predvsem na litofacialnih značilnostih. Miller (1962) je na primer za serijo anizičnih kamenin namesto označbe »školjkoviti apnenec« predlagal ime »serija anizičnega grebenskega in gomoljastega apnenca« in razlikoval pet vrst kamenin: apnenec z rožencem, grebenski apnenec, skladoviti apnenec, plastoviti apnenec in Rhizocoralium-gastropodni apnenec. Predlagana razdelitev ni preveč posrečena, niti ne ustreza geološkim razmeram, saj preveč poudarja grebenski razvoj.

Frisch (1968) je na podlagi makroskopskih in mikroskopskih značilnosti kamenin delil anizične sklade na tri horizonte. Podrobna preučevanja v Topli kažejo, da ta razdelitev anizičnih skladov v severnih Karavankah za zdaj še najbolj ustreza.

Ladinska stopnja je v severnih Karavankah razvita v treh faciesih: zagrebenskem, grebenskem in predgrebenskem.

Apnenec in dolomit na Peci in Mali Peci pripadata zagrebenskemu in grebenskemu faciesu. Ladinska starost je določena s polžema *Chemnitzia rosthorni* in *Chemnitzia gradata*, ki ju je Hoernes (Teller, 1896) opisal iz najdišč na Obirju in iz rudarskih del na Mali Peci. Bogato najdišče teh polžev je tudi pri Burjakovi steni v Topli. Poleg omenjenih fosilov najdemo tu in tam posamične naticide ali neritide. Najbolj značilne za zagrebenski facies so številne stromatolitne plasti, ki jih sledimo v celem wettersteinskem profilu.

Spodnji del ladinske stopnje je povečini dolomitno razvit. Bauer (1970) je opisal dolomitni razvoj kot grebenški grušč, ki je na območju Tople in Pece precej razširjen. Predvsem na zahodnem pobočju male Pece so velika melišča zdrobljenega dolomitnega materiala. Medtem ko gradi wettersteinski apnenec



Sl. 2. Južno pobočje Pece (2126 m)

Abb. 2. Südlicher Abhang der Peca (2126 m)

Wa ladinski (wettersteinski) apnenec, *Wd* ladinski (wettersteinski) dolomit, *A* anizični skladi, *Pa* paleozojski zeleni skrilavci.

Wa Wettersteinkalk (Ladin), *Wd* Wettersteindolomit (Ladin), *A* Anis-Schichten, *Pa* paläozoische Grünschiefer

kolikor toliko sklenjene skalne grebene (sl. 2) s strmimi, pogosto navpičnimi stenami, so čeri wettersteinskega dolomita manjše, zelo drobljive in štrlijo posamično iz terena, zaraslega z borom in vresjem.

Nahajališča koral so v južnih stenah Pece in na njenem vrhu pogostna, v severnih stenah pa jih Bauer (1970) ni našel. Južne stene so zgrajene iz masivnega apnenca, severne pa iz skladovitega. V vzorcih s Pece je Kolosváry določil korale *Thecosmilia badiotica* Volz in *Craspedophyllia alpina* Loretz. Na Mali Peci doslej nisem našel tipične grebenske favne. Wettersteinski apnenec je povsem enako razvit kot v centralni jami mežiškega rudnika. V rovinah na Mali Peci najdemo vse plasti (stromatolitne, oolitne, črno brečo itd.), ki so značilne za lagunski facies ladinskih plasti. Ob 5 do 15 cm debeli črni breči, ki je od karditskega skrilavca oddaljena 50 do 60 m, nastopa, podobno kot v centralni jami mežiškega rudišča in v Bleibergu, interstratificirana svinčevo-cinkova ruda.

Južno od grebenskega apnenca je ladinska stopnja nastala v glinastolapora-stem razvoju, ki kaže vse značilnosti partnaških skladov. Medtem ko so skladi wettersteinskega apnenca debeli prek 1000 m, merijo ekvivalenti partnaških skladov največ 200 do 300 m. V Topli teh skladov ni, najdemo jih pa vzhodno od Črne in pri Železni Kapli.

Vulkanska dejavnost na območju severnih Karavank

Najstarejša vulkanska dejavnost je prinesla diabaz in diabazni tuf, ki sta precej razširjena v skrilavcu in peščenjaku štalenskogorske serije. Temu vulkanizmu prištevamo nahajališča magnetitne in hematitne rude na Hamunovem vrhu severno od Mežice. Na območju Tople in Koprivne najdemo diabaz v južnem delu v raztresenih izdankih, v severozahodnem delu pa na strnjeni površini približno 2 km². Diabaz je na površju večinoma preperel (kloritiziran), sveža kamenina je redka. Diabaz sestoji iz bazičnih plagioklazov s poprečno 80 % anortita, piroksena (avgit), kalcita, epidota, kremena, ilmenita in pirita. Pirokseni so pogosto spremenjeni v klorit in limonit, ilmenit pa v levkoksen. Diabaz in diabazni tuf sta pogosto prepletena z žilicami kremena, dolomita in kalcita (Blatnik, 1972).

V neposredni bližini rudišča Topla, komaj 800 m daleč od njega, poteka severni tektonski kontakt železnokapelske magmatske cone, ki sestoji iz južnega, tonalitnega in severnega, granodioritnega pasu. Slednji sestoji iz granitporfirja, granodiorita in gabra, ki se med seboj menjavajo (Fanning, 1970). V Topli prevladuje svetlo sivi granitni porfir. Sestoji iz plagioklaza, ortoklaza, kremena in biotita, ki ga delno nadomešča klorit. Značilni so predvsem rožnato rjavi vtrošniki ortoklaza s tankim conarnim obrobkom plagioklaza. Berce (1960) je menil, da je porfiroidna struktura posledica metamorfoze. Na Čofatijevem vrhu vsebuje granodiorit sorazmerno veliko femičnih mineralov, ponekod celo toliko, da moramo kamenino prišteti v gabroidno skupino.

Severni, granodioritni pas meji v vsej dolžini na paleozojski skrilavec. Tudi na odseku med Pristavo pri Črni in Burjakom v Topli, kjer meji na videz neposredno na triadne kamenine, je vmes še vložek tektonsko močno zgnetenega paleozojskega skrilavca.

O starosti magmatskih kamenin so mnenja še zelo deljena. Zorc (1955) jim je pripisal paleozojsko starost (variscično), Duhovnik (1956) in drugi so jih šteli v zgornjo kredo ali terciar, Berce (1960) pa je menil, da so mlajši od spodnje triade. Moje mnenje (Štruel, 1970) je, da obstajajo med tonalitom in granodioritom lahko znatne starostne razlike. Granodioritu in granitporfirju pripisujem paleozojsko starost (postsilursko), tonalit pa je lahko nastal v času alpinske orogeneze.

Na območju severnih Karavank je bil podvržen kontaktni termometamorfosti edino paleozojski skrilavec, ki je bil spremenjen v rogovec ali močno silificiran filit, prežet z granitom. V triadnih kameninah ne poznamo kontaktne metamorfoze.

V gródenskih in spodnjetriadnih klastičnih usedlinah še ne najdemo odlomkov granodiorita, oziroma granitporfirja, kar naj bi po mnenju nekaterih pričalo proti njihovi paleozojski starosti. Precej zanesljivo lahko trdimo, da je bil granodiorit skupno z metamorfnimi kameninami dvignjen vzdolž tektonske cone, ki predstavlja mejno cono med Alpami in Dinaridi, šele v dobi alpinske orogeneze. V dolž iste cone pa je verjetno intrudiral tonalit, ki kaže izrazito fluidalno teksturo, vzporedno z regionalno tektonsko zgradbo Karavank. Da je tonalit mlajši od granodiorita, sta ugotovila tudi Isailović in Miličević (1964). V tonalitu sta namreč našla bloke filitnega skrilavca, prežetega z granitom. Berce (1960) je sklepal po Graberjevem (1929) opisu metamorfoze werfenskih kamenin na prelazu Ježar—Sv. Magdalena in po lastnih opazovanjih pri Končniku v Topli, da je granodiorit mlajši od spodnjewerfenskih plasti. V Topli werfenske plasti ne kažejo nikakršnih znakov kontaktne metamorfoze. Werfenske plasti na prelazu Ježar—Sv. Magdalena pa ležijo južno od tonalitnega pasu.

Granodioritu tudi ne moremo pripisati nastanka rožencev v anizičnih plasteh, ker je SiO_2 v njih skoro zanesljivo biogenetskega porekla.

Medtem ko je v Sloveniji triadni vulkanizem zelo razširjen, najdemo v severnih Karavankah le tu in tam zanesljive dokaze o njem. Na severnem vznožju Gornje, 6 km NE od Tople, je dacitni porfir v konkordantni legi s triadnimi, verjetno skitskimi kameninami, ki ležijo pod karavanškim narivom, oziroma severno od njega (sl. 3). Vse kaže, da ne pripadajo triadnemu zaporedju, oziroma tektonski enoti Karavank, temveč najjužnejšim odrastkom Centralnih Alp. Stuktura kamenine je porfirska z mikrokristalno osnovo. Polovica vtrošnikov je plagioklaz s 40 do 60 % anortita, druga polovica je biotit in rogovača ter nekaj zrn granata. Mikrokristalna osnova sestoji iz kremena, plagioklaza, biotita, rogovače in drobnih zrn magnetita. Plagioklaz je conaren, zunanji rob je ponekod kaoliniziran. Kremen ne nastopa kot vtrošnik, najdemo pa ga skupno z biotitom in kalcitom v granatu. Glede mineralne sestave je povsem podoben dacitnemu porfirju, ki ga je opisal Grafenauer (1968) iz globinske vrtine 27 v Kotljah.

Vprašanje starosti dacitnega porfirja na severnem vznožju Uršlje gore še ni zadovoljivo rešeno. Grafenauer (1968) je po literaturi (Teller, 1896; Zorc, 1955; Duhovnik, 1956; Rebek, 1968) povzel, da nastopa dacitni porfir v noriškem in retskem dolomitu in v liasnem apnencu ter predira miocenske plasti laške premogovne kadunje. Nerešeni so predvsem naslednji problemi:

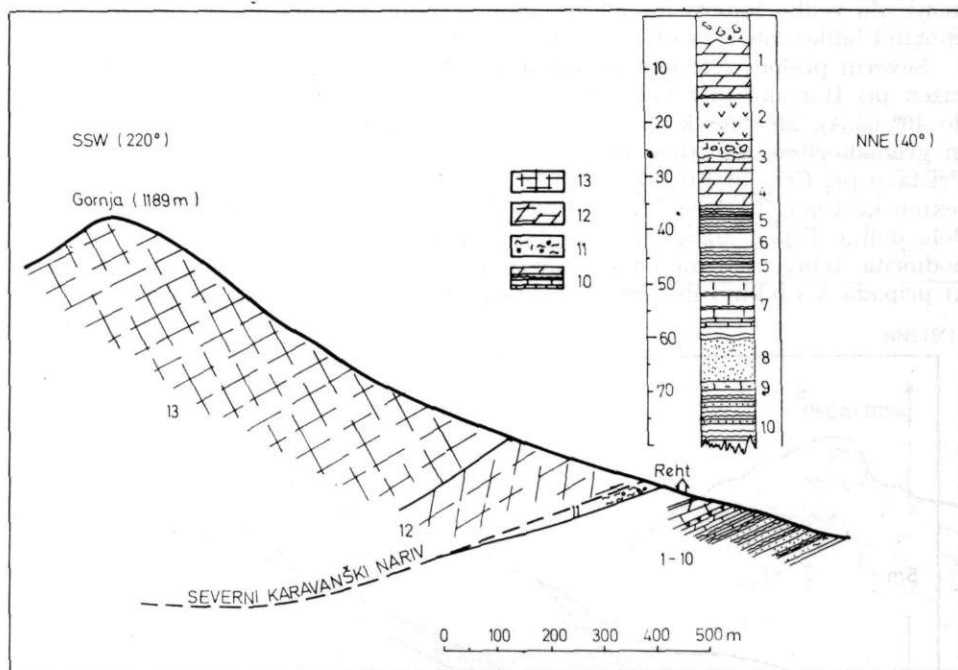
1. starost svetlega dolomita in apnenca na severnem vznožju Uršlje gore, ki kažeta vse značilnosti ladinske, ne pa noriške stopnje,

2. v retskih in liasnih kameninah ni zanesljivih golic, dacitni porfir je nakopičen le v pobočnem grušču,

3. nikjer še nisem naletel na prodore v miocenskih plasteh; o njih obstoju močno dvomim.

Po podobnosti z dacitnim porfirjem pod Gornjo bi lahko sicer sklepali, da gre morda za triadne vulkanske kamenine, vendar se tu še ne bi hotel pre-naglati, potrebne so kemične primerjave in še druga preučevanja.

Berce (1960) je omenil leče wengenskih predornin v wettersteinskem apnencu v okolici Polene pri Mežici. Glede teh predornin bi pripomnil, da gre za



Sl. 3. Spodnjetriadne plasti z dacitnim porfirjem na severnem vznožju Gornje (1189 m) zahodno od Mežice

Abb. 3. Untertrias-Schichten mit dazitischem Porphyry am Nordfuss der Gornja (1189 m) westlich von Mežica

1 rjavi plastoviti dolomit s sljudo, 2 temno sivi dacitni porfir, 3 temno sivi dolomit, 4 rjavi plastoviti dolomit s sljudo, 5 temno sivi glinasti skrilavec z mnogo sljude, 6 sivi skrilavec z apnencem, 7 temno sivi gosti apnenec s polami skrilavca, 8 sivi peščenjak, 9 apneni lapor, 10 glinasti skrilavec z mnogo sljude in vložki kremenovega peščenjaka, 11 narivna cona, 12 ladinski dolomit, 13 ladinski apnenec.

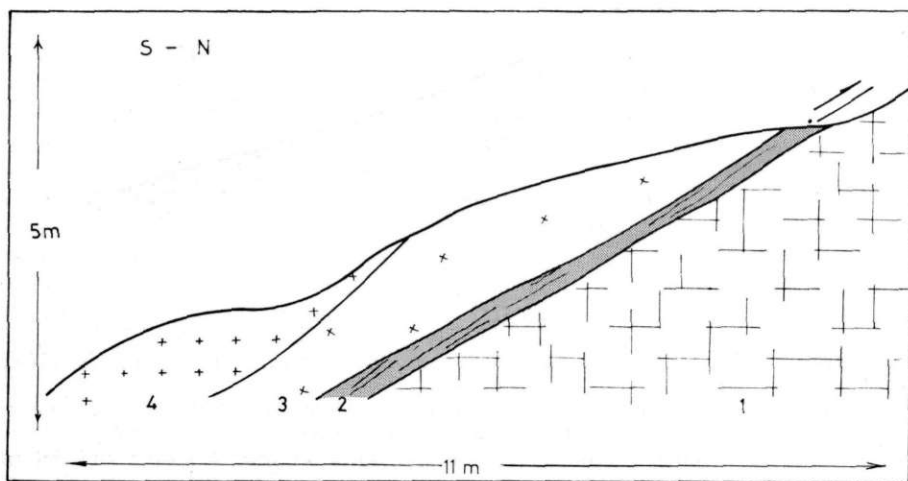
1 brauner, glimmerführender Schichtendolomit, 2 dunkelgrauer dazitischer Porphyry, 3 dunkelgrauer Dolomit, 4 brauner glimmerführender Schichtendolomit, 5 dunkelgrauer glimmerreicher Tonschiefer, 6 grauer Schiefer mit Kalklagen, 7 dunkelgrauer, dichter Kalkstein mit Tonschieferlagen, 8 grauer Sandstein, 9 Kalkmergel, 10 glimmerreicher Tonschiefer mit Quarzsandsteinlagen, 11 Überschiebungszone, 12 Ladindolomit, 13 Ladinkalk.

prodnike različnih magmatskih kamenin (andezit, tonalit, granitporfir) v nekdanjem koritu reke Meže, kakršne najdemo ne samo na kolovozu med Orešnikom in Oberom (n. v. 550 do 575 m), temveč tudi na Platu pod rovom Lekšeče (+ 575 m) in na pobočju Ostrčnjakovega vrha v Žerjavu (n. v. 575 m).

Tektonika

Dolina Topla se razprostira ob veliki periadriatski dislokaciji, vzdolž katere ni prišlo samo do prodorov magmatskih kamenin (tonalita in andezita), temveč tudi do velikih premikov, kakor vertikalnih, tako tudi horizontalnih. Premiki vzdolž cone se odražajo v zgradbi sosednjih območij, ponekod bolj, drugod manj. Za redko katero mejo med posameznimi litološkimi ali stratigrafskimi enotami lahko zanesljivo trdimo, da ni tektonska.

Severni prelom železnokapelske magmatske cone je precej strm (70 do 80°) razen pri Burjaku in Šmelcu (Podpeca), kjer vpada proti jugu pod kotom 30 do 40° (sl. 4). Medtem ko se paleozojske kamenine med triadnimi kameninami in granodioritom vzhodno od Črne raztezajo v pasu, širokem 2,5 km, so med Pristavo pri Črni in Burjakom v Topli stisnjene v komaj nekaj metrov široko tektonsko cono. Tu je dolina tudi zelo ozka, pobočja pa so strma. V zgornjem delu doline Tople, južno od Fajmuta, prelom najbrž ne poteka več vzdolž granodiorita, temveč ob meji med paleozojskim zelenim skrilavcem in rogovcem, ki pripada kontaktno metamorfni coni granodioritnega preboja. Kontakt je na

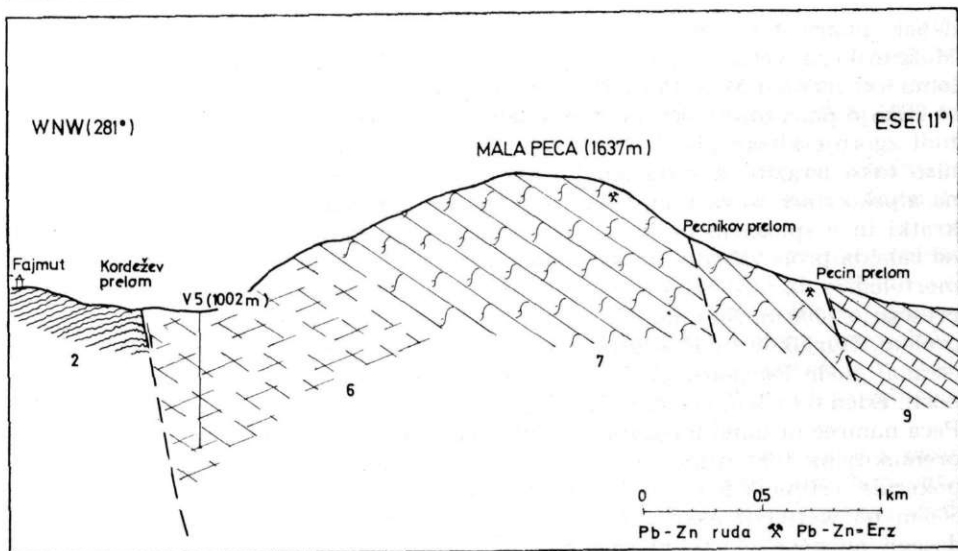


Sl. 4. Profil severnega kontakta železnokapelskega magmatskega pasu pri Burjaku v Topli (po Isailoviću, 1964)

Abb. 4. Profil des nördlichen Kontakts der Eisenkappler Eruptivzone bei Burjak in Topla (nach Isailović, 1964)

1 masivni ladinski apnenec, 2 temno sivi paleozojski skrilavec, 3 milonitizirani granodiorit, 4 granodiorit.

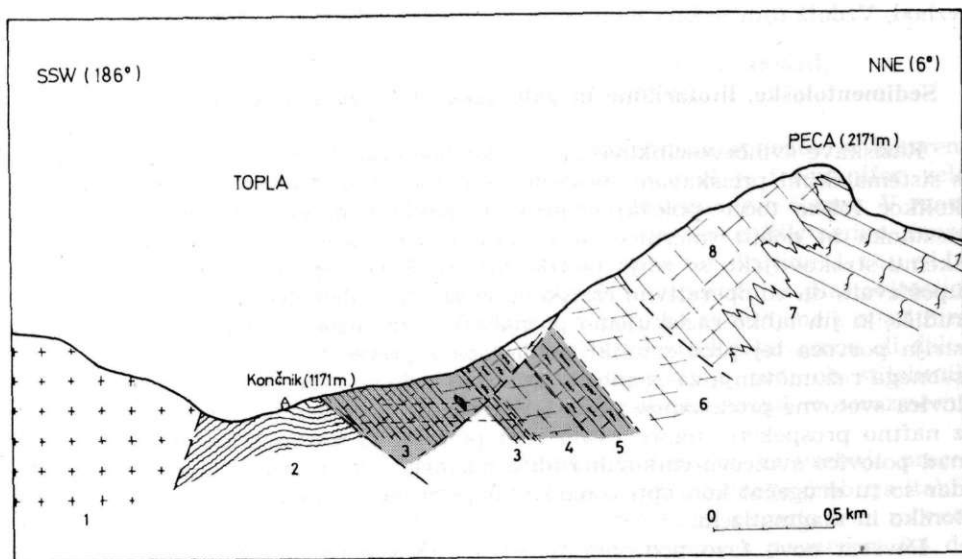
1 massiver Ladinkalk, 2 dunkelgrauer paläozoischer Schiefer, 3 mylonitisierter Granodiorit, 4 Granodiorit.



Sl. 5. Geološki presek skozi Malo Peco v smeri vzhod-zahod

Abb. 5. Geologisches Ost-West Profil durch die Mala Peca

Legenda pri sl. 6 — Legende in Abb. 6



Sl. 6. Geološki presek skozi Peco v smeri sever-jug

Abb. 6. Geologisches Nord-Süd Profil durch die Peca

Legenda k presekom na sliki 5 in 6: 1 granodiorit, 2 paleozojski skrilavec, 3—5 anizični skladi, 6 ladinski dolomit, 7 ladinski apnenec (lagunski facies), 8 ladinski greben-ski apnenec, 9 zgornjetriadni skladi (karnijska in noriška stopnja), V5 vrtna

Legende zu den Profilen auf Abb. 5 und 6: 1 Granodiorit, 2 paläozoische Schiefer, 3—5 Anis-Schichten, 6 Ladindolomit, 7 Ladinkalk (Lagunäre Entwicklung), 8 Ladinische Riffkalke, 9 Obertrias-Schichten (karnische und norische Stufe), V5 Tiefbohrung.

debelo pokrit s pobočnim gruščem. Dokaj velik je tudi prelom, ki poteka od Možganskega vrha v Koprivni prek Prevala, Končnika do Kordeževega preloma, ob vzhodu Male Pece. Prelom ima smer severozahod-jugovzhod. Ob njem se stikajo paleozojski skrilavci in anizični skladi, med Fajmutom in Končnikom tudi zgornjeskistske plasti. Obstajajo najbrž še drugi vzporedni prelomi, ki pa niso tako izraziti, ker nastopajo sredi karbonatnih kamenin. Prelomi prečno na alpsko smer so za regionalno tektoniko manj pomembni, ker so sorazmerno kratki in v splošnem ne segajo iz tektonskih enot, omejenih z večjimi prelomi od zahoda proti vzhodu. Za zgradbo severnih Karavank in predvsem za njihovo morfologijo pa niso tako nepomembni. Vertikalni premiki vzdolž njih ponekod presegajo 1000 m. Na območju Pece so najpomembnejši: Pecnikov prelom, Pecin prelom, Burjakov in Kordežev prelom. Prva dva sta kolikor toliko dobro raziskana, glede Burjakovega in Kordeževega preloma pa so še precejšnje nejasnosti. Eden od obeh, verjetno Kordežev, loči tektonsko enoto Pece od Male Pece. Peca namreč ni samo topografsko višja, temveč je tudi dvignjena in proti severu premaknjena tektonska enota. Relativni premik znaša več kot 800 m, kar je pokazala vrtina V 5 (sl. 5) 750 m vzhodno od kmetije Fajmut, kjer so vrtali 506 m po wettersteinskem dolomitu, tj. do nadmorske višine 496 m, ne da bi dosegli anizične plasti, ki segajo v tektonski enoti Pece (sl. 6) do nadmorske višine 1330 m. Tudi drugi tektonski elementi (vpad plasti) in stratigrafske razmere govorijo za dve ločeni tektonski grudi.

V rudišču so prelomi v smeri sever—jug pomembnejši od prelomov zahod—vzhod. Vzdolž njih je bila namreč interstratificirana ruda premaknjena.

Sedimentološke, litofacialne in paleogeografske značilnosti anizične stopnje

Raziskave svinčevo-cinkove rude v karbonatnih kameninah so v tesni zvezi s sistematskimi preiskavami nastanka teh kamenin. Njihov namen je, določiti kolikor toliko točen položaj svinčevo-cinkovih rud, opisati pogoje njihovega nastanka in dobiti smernice za iskanje novih rudišč. Marsikateremu rudarskemu strokovnjaku se zdijo petrološke raziskave nepotrebne, vendar moramo upoštevati, da so operativne raziskave iz dneva v dan dražje in je vedno manj rudišč, ki jih lahko raziskujemo po načelu iz znanega v neznanu. Naftna industrija posveča tej problematiki že dalj časa precej pozornosti, toda ne iz posebnega razumevanja za znanost, temveč iz gole potrebe. Ker izvira več kot polovica svetovne proizvodnje nafte iz karbonatnih kamenin, je razumljivo, da je z naftno prospekcijsko napredovala tudi petrologija karbonatnih kamenin. Tudi nad polovico svinčevo-cinkovih rudišč nastopa v karbonatnih kameninah, vendar so tu drugačni koncepti o nastanku preusmerili poudarek raziskav na tektoniko in magmatizem.

Povsem novo fazo podrobnega preučevanja karbonatnih kamenin v zvezi z raziskovanjem alpskih svinčevo-cinkovih rud sta začela Schneider (1953, 1954 in 1964) in Taupitz (1954), ko sta ugotovila strukturne in tekturne podobnosti med rudo in prikamenino. Za severnoalpska ladinska svinčevo-cinkova rudišča sta dokazala sočasnost nastanka rude in prikamenine.

Čeravno so imeli diagenetski procesi pri nastanku karavanskih in drugih svinčevo-cinkovih rud v karbonatnih kameninah izredno pomembno vlogo, smo jim v naši strokovno-znanstveni literaturi posvetili vse premalo pozornosti.

Izjema je razprava o bakrovem rudišču v Cerknem, kjer je Drogenik (1970) opozoril na pomen diagenetskih procesov. Tudi pri nastanku svinčevo-cinkove rude v wettersteinskem apnencu so diagenetski procesi, predvsem zbirna kristalizacija in dolomitizacija, imeli zelo pomembno vlogo (Štručl, 1966, 1970 in 1971).

V Topli razlikujemo tri horizonte anizičnih kamenin spodnjega, srednjega in zgornjega. Spodnji in zgornji sestojita iz apnenca, srednji pa iz dolomita (sl. 7).

Spodnji horizont sestoji iz temno sivega črnega v glavnem plastovitega apnenca. Poglavitna značilnost tega horizonta je plast 1 do 3 cm debelih pol apnenca, ki ga v Severnih apneniških Alpah imenujejo »Wurstelkalk«. Na površini kažejo plasti pogosto cevaste in vozlaste svaljke, ki jih pripisujejo aktivnosti vagilnih bentonskih živali. Tanko plastoviti apnenec je povečini v spodnjem delu, tu in tam ga najdemo tudi v zgornjem delu. Plastje tega apnenca je lepo razkrito ob gozdni cesti pod Matvozom (tabla 1, sl. 1).

Druga posebnost spodnjega horizonta je okrog 10 m debelo plastje s pasovitim kalcitnim dolomitom, kakršnega najdemo tudi v srednjem horizontu. Sestoji iz belega debelozrnatega dolomita in rjavega ter sivkasto rjavega srednjezrnatega bituminoznega dolomita.

Nadalje sestavljajo spodnji horizont 10 do 30 cm (tu in tam tudi več) debele plasti krinoidnega, peletnega in detritičnega apnenca.

Mikroskopske preiskave kamenin spodnjega horizonta iz Tople in Javorja so pokazale naslednje litofacialne razlike:

1. mikritni apnenec,
2. mikritni apnenec z različnim detritusom, peleti in intraklasti,
3. peletni in detritični apnenec s sparitnim cementom,
4. pasoviti dolosparit.

1. Velik del spodnjega horizonta sestoji iz mikritnega apnenca, v katerem so redki fosili, fosilni drobcji, peleti in intraklasti. Največ je foraminifer, zelo drobnih nedoločljivih školjčnih lupinic in posamičnih krinoidnih členov. V vzorcih iz Tople je določila Šribarjeva foraminifere vrste *Pilammina densa* Pantić, rodove *Glomospira*, *Fronicularia* in *Nodosaria* ter družine *Lituolida* e. V apnencu so pogosti stilolitni šivi, povečini vzporedni s plastovitostjo, vendar tudi nepravilno razporejeni. Razpoke in pore so zapolnjene s sparitnim kalcitom in dolomitom. Pogosto predstavljajo izhodišče rekristalizacije ali dolomitizacije mikritne osnove. Dolomitni kristali se javljajo tudi ob stilolitnih šivih; po tem sklepamo, da je dolomit v tem apnencu nastal v sorazmerno pozni fazi diageneze in med epigenezo.

2. Mikritni apnenec se menjava z mikritnim apnencem, ki vsebuje precej zdrobljenih fosilov, peletov in intraklastov. Največ je krinoidnega drobirja (tabla 1, sl. 5). Sorazmerno pogosti so tudi peleti. To so jajčasta ali okrogla zrna mikritnega apnenca. Razlikujemo dve vrsti peletov, zelo drobne s premerom 0,4 do 0,1 mm in večje s premerom do 1 mm. Zanimivi so večji peleti, ki delno sestojijo iz mikritnega apnenca, večidel pa iz skupka dolomitnih zrn z mikritnim ovomjem. Vse kaže, da so bila zrna prvotno kalcitna z določenim odstotkom magnezija, in so se pozneje dolomitizirala. Selektivno dolomitizacijo peletov si je drugače težje predstavljati.

3. Za spodnji horizont je značilen peletni apnenec (tabla 1, sl. 2) s sparitnim kalcitnim cementom. Podobno kot v prej navedenem mikritnem apnencu,

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
-240																						
-260			< 0,05 0,1 - 0,4	mikritni apn.- Kalkmikrit detritni apn.- Partikelkalk	*		-	+				-			-			+	•		7 6	
-280			< 0,05 0,04 - 0,2 < 0,004	mikritni apn.- Kalkmikrit peletni apn.- Pillenkalk biomikritni apn.- Biomikritkalk			•					•		-					+	•	4 4 3	
-300			< 0,05 < 0,05 < 0,05	mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit		•	-			•			•							•	5 5 6	
-320			0,05 0,05 0,05	mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit		•	•						•	•					-	•	4 6 5	
-340			0,08 - 0,2 0,02 - 0,2 0,08 - 0,4	mikritni apn.- Kalkmikrit peletni apn.- Pillenkalk detritni apn.- Partikelkalk		•	•	+				•	•		-				+	•	6 7 6	
-360			< 0,05	doloparit - Doloparit biomikritni apn.- Biomikritkalk		•	•							•	•				-	•	41	
-380				mikritni apn.- Kalkmikrit																		
-400																						
-420				biomikritni apn.- Biomikritkalk																		
-440			< 0,05	mikritni apn.- Kalkmikrit															+	-	+	4
				skitski dol.-skyth. Dolomit																		

LEGENDA:

- prisoten
- v večjih količinah
- + v velikih količinah
- * prevladuje
- = pasoviti dolomit in apnenec
- ~~~~ apnenec z rožencem

LEGENDE:

- anwesend
- anwesend in grösseren Mengen
- + anwesend in grossen Mengen
- * überwiegend
- = gebänderter Dolomit und Kalkstein
- ~~~~ Hornsteinkalk

Sl. 7. Litofacialne in biofacialne značilnosti anizičnih plasti v Topli
Abb. 7. Lithofazielle und biofazielle Merkmale der Anis-Schichten in Topla

peleti tudi tu sestojе delno iz mikritnega apnenca, v glavnem pa iz ksenomorf-nih dolomitnih zrn. Med dolomitnimi zrni je organska substanca, zunanji ovoj pa je iz mikritnega apnenca. Poleg peletov so prisotni še delno zaobljeni ostanki ehinodermov.

Manj pogostni je detritični apnenec s sparitnim cementom (tabla 1, sl. 3, 4). Sestoji iz zaobljenega detritusa mikritnega apnenca. V njem je tudi precej fosilnega, predvsem krinoidnega drobirja. Detritična zrna so dokaj dobro sortirana. Ker najdemo med detritičnimi zrni tudi peletom podobna zaobljena zrna, menimo, da je tudi peletni apnenec nastal podobno kot detritični, vendar so njegova zrna bolj zaobljena in sortirana. Mnogim peletom pripisujemo namreč organsko poreklo.

4. Anizične plasti v severnoalpskem razvoju so v splošnem siromašne z dolomitom z izjemo v Topli, kjer predstavlja dolomit približno 34 % vseh anizičnih kamenin. Največjo debelino zavzema v srednjem delu, medtem ko so v spodnjem in zgornjem horizontu dolomitne le posamezne plasti.

Dolomit srednjeanizičnega horizonta se pojavlja v različnih oblikah. Najpomembnejše so:

- a) laminarni dolomit,
- b) pasoviti (zebrasti) dolomit z 0,5 do 3 cm debelimi polami belega in rjavega dolomita,
- c) drobnozrnati masivni dolomikrit,
- č) srednjezrnati masivni dolosparit,
- d) drobnozrnati intraklastični dolomikrit in dolomikritna breča,
- e) dissolucijska dolomitna breča,
- f) milonitna dolomitna breča.

a) *Laminarni dolomit* je oruden ali brez rude. Tu bomo obravnavali samo laminarni dolomit brez rude. Rudonosnemu bomo pa zaradi pomembnosti posvetili kasneje posebno pozornost.

Laminacija je pogojena z različno zrnavostjo in količino organske substance v posameznih laminah. V temnih je več organske substance in dolomitna zrna so v splošnem drobnejša kot v svetlih z malo organske substance ali brez nje. Značilen primer laminarnega dolomita nam kaže slika 8. V plasteh z malo več organske substance se zrna med seboj skoraj ne dotikajo in so zato povečini hipidiomorfna in idiomorfna.

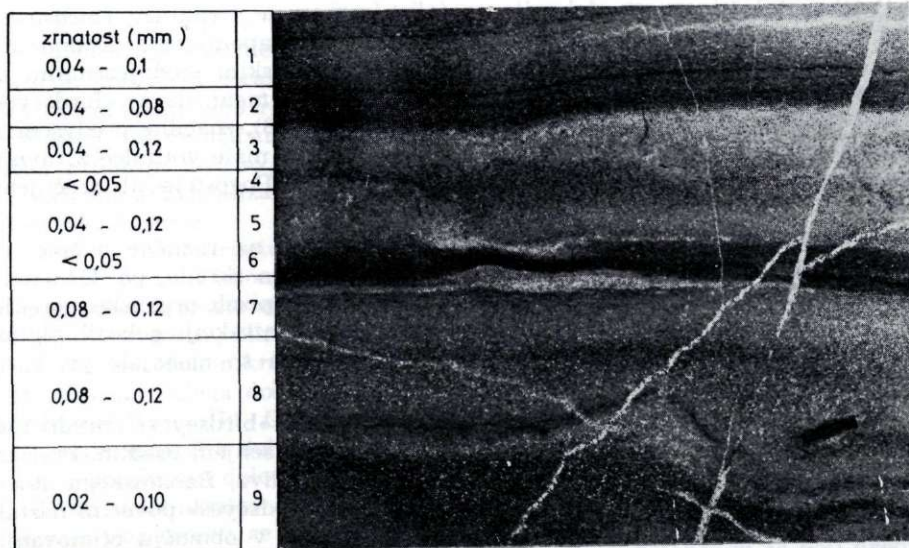
Poznodiagenetska ali epigenetska bela žilica sestoji iz hipidiomorfnih in ksenomorfnih dolomitnih kristalov in delno iz sadre. Kremen nastopa v obliki drobnih (0,04 mm) detritnih zrn. Pravokotni fragment, oziroma intraklast, sestoji iz drobnozrnatega dolomikrita, ki vsebuje več organske substance kot dolomit, v katerem leži. Sodeč po deformaciji spodnje plasti je intraklast bil že strjen, kar govori v prid presedimentacije zgodnjediagenetskega dolomita.

Drug značilen primer laminarnega dolomita nam kaže slika 9. Tudi ta sestoji iz 1 do 10 mm debelih plasti dolomita različno debelih zrn.

Ločimo v glavnem:

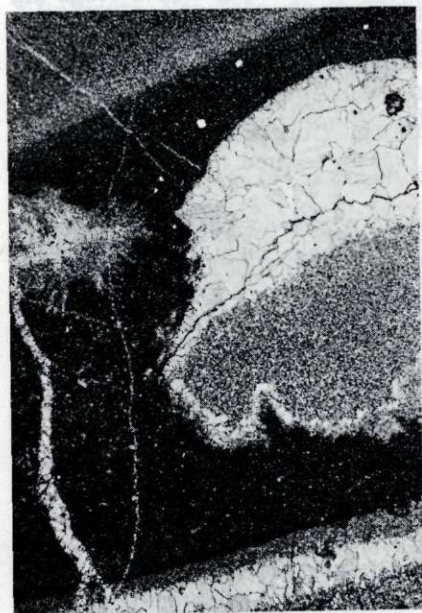
1. plasti z drobnozrnatim dolomikritom (velikost zrn 0,02 do 0,04 mm),
2. plasti s srednjezrnatim dolosparitom (velikost zrn 0,04 do 0,12 mm),
3. plasti z bolj debelo zrnatim, vendar še vedno srednjezrnatim dolosparitom (velikost zrn 0,12 do 1 mm).

V nekaterih plasteh najdemo okrogla zrna s kalcedonom (verjetno naplavljenе radiolarije), ostanke krinoidov, zrna muskovita in kremen.



Sl. 8. Laminarni dolomit, ritmit dolomikrita in dolosparita. Topla, obzorje 1143 m, 4 × povečano

Abb. 8. Laminiertes Dolomit, Rhythmus von Dolomikrit und Dolosparit, Topla. Lauf 1143 m. Vergrößerung 4 ×



Sl. 9. Laminarni dolomit z »birdseyes«, to so votlinice, ki so zacementirane z dolosparitom. Topla, obzorje 1143 m. 8 × povečava

Abb. 9. Laminiertes Dolomit mit »birdseyes«, bzw. mit Dolosparit ausgefüllte Porenräume. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 8 ×

Posebnost laminarnega dolomita so tako imenovane strukture »birdseyes« z drobnimi geodami, ki so v spodnjem delu navadno zapolnjene z drobnozrnatim dolomitom, v zgornjem pa s tipičnim cementacijskim srednjezrnatim ali debelozrnatim čistim dolomitom. Večina raziskovalcev meni, da so »birdseyes« ali stromatactis, kot jih je imenoval Bathurst (1958), značilne predvsem za lagunske usedline. Navadno pa imenuje s stromatactis male votlinice z ravnim dnom, z »birdseyes« pa lečaste ali okrogle votlinice. Pogostejše jih srečujemo v dolomitu, vendar tudi v apnencu niso redke.

Nastanek votlinic v karbonatni usedlini razlagajo na različne načine. Po Fischerju (1965) so nastale zato, ker se je usedlina skrčila, po Cloudu (1962) pa zaradi plinskih mehurčkov. Drugi so jim pripisali organsko poreklo; Thomas in Glaister (1960) sta jih opisala kot kontrakcijo gelastih alginih karbonatov v alginih tratah, po Blucku (1965) pa so nastajale pri rasti, oziroma kopičenju alg.

Pomembne so Shinnove (1968) ugotovitve, ki je »birdseyes« naredil tudi v laboratoriju, in sicer z izmeničnim namakanjem in sušenjem usedlin. Preiskal je več sto vzorcev recentnih usedlin iz Floridskega zaliva, Bahamskega otočja in Perzijskega zaliva. Ugotovil je, da so usedline z »birdseyes« povečini nastale nad morsko gladino ob normalni plimi, tu in tam še v območju plimovanja, nikoli pa v usedlinah, ki so stalno pod vodo.

Votlinice so precej zgodnje diagenetske tvorbe, nastale ob predpostavki zelo zgodnjega strjevanja usedline, v našem primeru zgodnEDIAGENETSKA dolomitizacije. Tudi do zapolnitve teh votlinic z dolomikritom ali drobnozrnatim dolosparitom v spodnjem delu in s sparitnim cementom v zgornjem delu je moralo priti relativno zgodaj, ko je bil pretok pornih raztopin skozi usedlino še zadosti močan.

V anizičnem dolomitu v Topli algine strukture niso ohranjene. Na vlogo alg pri dolomitizaciji lahko torej samo sklepamo po milimetrski plastovitosti, prisotnosti prej opisanih votlinic in organske substance v lamelah z drobnozrnatim dolomitom. Plasti drobnozrnatega dolomita kažejo še kolikor toliko dobro ohranjene strukture redkih fosilnih in peletnih komponent razen alginih. Debelozrnati dolomit pa je brez njih in tudi skoraj brez organske substance. Prehod med njegovimi plastmi je navadno oster, včasih je med njimi stilolitni šiv z organsko substanco.

b) *Pasoviti ali zebrasti dolomit* je nekaj metrov debelo plastje, v katerem se menjavajo 1 mm do 3 cm debele pole debelozrnatega belega in manj debele pole srednjezrnatega sivkasto rjavega dolomita (tabla 1, sl. 6). Kot že omenjeno, najdemo takšen dolomit tudi v spodnjem apnenem horizontu anizične stopnje. Čeravno niso ohranjene prave organske strukture, so bržkone vsaj deloma organskega porekla. Podobno kot laminarni dolomit, je tudi pasoviti verjetno nastal v nadplinskem pasu. Primerjamo ga lahko z recentnimi dolomitnimi skorjami na zahodnih otokih Andros (Shinn, Ginsburg, Lloyd, 1965), ki so navadno debele 2 do 3 cm, včasih tudi do 10 cm. Pasoviti dolomit je rekristaliziran in zato nima struktur, značilnih za drobnozrnati laminarni dolomit.

Dolomitna zrna v recentnih dolomitnih skorjah so zelo drobna, manjša od 0,003 mm, v laminarnem dolomitu variirajo med 0,02 in 1 mm, v pasovitem dolomitu pa že med 0,5 in 3 mm. Dolomitna zrna rjavega pasovitega dolomita so velika 0,1 do 0,5 mm (povečini okrog 0,3 mm), belega pa 0,5 do 3 mm.

Pasoviti dolomit je nedvomno nastal v poznem diagenetskem stadiju, deloma morda celo pozneje. V prid prekrystalizaciji, in ne zbirni kristalizaciji, govorijo predvsem sorazmerno pogoste dvojčične lamele v belem dolomitu, ki so v normalnem zelo redke. Lamele so navadno enako debele in se po tem razlikujejo od dvojčičnih lamel, ki nastanejo pri rasti kristala (Ramdohr, 1950). Stilolitni šivi so prekinjeni, oziroma so samo fragmentarno ohranjeni. To kaže na rekristalizacijo še po nastanku stilolitov v zadnji fazi diageneze, ali še celo kasneje.

Zrna v drobnozrnatem in srednjezrnatem dolomitu so ksenomorfna, hipidiomorfna in tudi idiomorfna, v debelozrnatem pa so v glavnem ksenomorfna in med seboj zobčasto zraščena (tabla 2, sl. 2). Procesi prekrystalizacije so uničili vse mikrostrukture, ohranile so se samo makrostrukture prvotnih skorij.

c) *Masivni dolomikrit* je temen, sivkasto rjav, siv ali črn gost dolomit s tankimi žilicami belega dolomita. Po debelini zrn razlikujemo dvoje vrst dolomikritov (po Bissell-Chilingarjevi klasifikaciji):

1. mikrokristalni dolomikrit z zrnji pod 0,01 mm in
2. drobnozrnat dolomikrit z zrnji od 0,01 do 0,05 mm.

Čistih dolomikritov je zelo malo, večinoma imamo prehode v dolosparite. Dolomikritna osnova se je ohranila v obliki nepravilnih polj in vzdolž stilolitnih šivov. Navadno vsebujejo dolomikriti več organske substance in so bolj drobnozrnat. Dolomikriti vsebujejo sorazmerno mnogo zdrobljenih fosilov, predvsem krinoidov. Največkrat najdemo samo fragmente enokristalnih monolitov, za katere samo domnevamo, da so ostanki krinoidnih členov. Veliki enokristalni monoliti od samega začetka niso v ravnotežju z usedlino. Med diagenezo in tudi pozneje vladajo v usedlini težnje k poenotenju granulometrične sestave, ki vodijo navadno k degradacijski rekristalizaciji, oziroma k uničenju fosilnih skeletov, za kar niti ni potrebna dolomitizacija usedline, ki pa je seveda bolj učinkovita. Vse kaže, da je enokristalni monolit najprej podvržen mikritizaciji in šele nato dolomitizaciji s podobno granulacijsko sestavo kot je sestava osnove (tabla 2, sl. 3). Ostali fosili so bili z dolomitizacijo bolj ali manj uničeni, verjetno zaradi tanjših lupinic. To so predvsem foraminifere, katerih ostanke najdemo le še tu in tam. V dolomikritih ločimo povečini kar tri generacije dolomita:

1. zgodnjediagenetsko dolomitno osnovo,
2. sekundarno dolosparitno osnovo, zapolnitev por in votlinic,
3. dolosparit v kontrakcijskih razpokah.

Zrnavost sekundarne dolosparitne osnove variira med 0,04 in 0,2 mm, pri dolomitnih zrnih v belih dolomitnih žilah od 0,1 do 0,4 mm, v posameznih primerih tudi do 2 mm. V večini preiskanih vzorcev prevladujejo ksenomorfna dolomitna zrna, idiomorfna so bolj redka.

č) *Masivni dolosparit* sestoji večidel iz srednjezrnatih (0,06 do 0,35 mm) ksenomorfnih in hipidiomorfnih dolomitnih zrn, ki so med seboj zobčasto zraščena. Idiomorfna zrna se pojavljajo v votlinicah in žilicah. Fosilnih ostankov je precej manj kot v dolomikritu, kar je nedvomno posledica poznodiagenetske kristalizacije. V dolomikritu so povečini tri, včasih celo štiri generacije dolomita, v dolosparitu pa le dve, tu in tam tri. To si razlagamo tako, da je dolomikrit kamenina zgodnje, dolosparit pa pozne diageneze, oziroma, da je dolomikrit izhodna faza dolosparita. Zato najdemo v dolosparitu še vedno večja ali manjša polja drobnozrnatega dolomikrita.

d) *Drobnozrnati intraklastični dolomikrit in dolomikritna breča*. Intraklastični dolomikrit srednjega horizonta anizične stopnje nam posreduje pomembne informacije ne le o nastanku dolomita, temveč tudi o nastanku sfalerita in pirita. Sestoji iz arenitnih (< 2 mm) ali ruditnih (> 2 mm) intraklastov. V srednjem horizontu srečujemo naslednje intraklastične kamenine:

1. intraklastični dolomit z večidel jalovimi intraklasti in rudonosno dolomitno osnovo,

2. intraklastični dolomit z rudonosnimi intraklasti in povečini jalovim dolomitnim vezivom in

3. jalov intraklastični dolomikrit ali dolosparit.

1. Intraklastični dolomikrit z večidel jalovimi intraklasti in rudonosno dolomitno osnovo sestavlja skupno z rudonosnim laminarnim ali jedratim dolomikritom najpomembnejšo rudonosno kamenino sfalerita in pirita v Topli. Makroskopično je to dolomitna breča z različno velikimi črnimi odlomki in sivim rudonosnim dolomitnim vezivom (tabla 3). Njegove plasti niso nikoli prav debele. Povečini se gibljejo v milimetrskih in centimetrskih dimenzijah. Intraklastični dolomit je nedvomno nastal v močno razgibanem okolju z visokim energijskim indeksom.

Intraklasti sestojijo iz dolomikrita z drobnimi piritnimi zrni in organsko substanco. Tu in tam vsebujejo tudi sfaleritna zrna, navadno pa so brez njih. Hipidiomorfna in idiomorfna (delno tudi ksenomorfna) dolomitna zrna variirajo od 0,01 do 0,05 mm, piritna pa med 3 in 10 mikroni. Tudi osnova navadno sestoji iz drobnozrnatega dolomikrita, vendar so tu in tam prehodi v dolosparit. Poleg intraklastov so pogosti še drobci fosilov (zlasti krinoidni členi), drobne luske hidromuskovita in detritična kremenova zrna.

2. Intraklastični dolomit z rudonosnimi intraklasti in povečini jalovim dolomitnim vezivom se razlikuje od prej opisanega predvsem po stopnji rudonosti, osnovi, deloma pa tudi po granulaciji. Primer takega dolomita nam kaže slika 10. Osnova je dolosparit. Povečini ksenomorfna in hipidiomorfna dolomitna zrna variirajo od 0,04 do 0,2 mm. Intraklasti sestojijo iz precj manjših zrn (0,02 do 0,08 mm). V intraklastih so razpršena sfaleritna zrna, ki so v splošnem večja od dolomitnih zrn, in sicer variirajo med 0,04 in 0,1 mm. V odlomkih so tudi detritična zrna kremenca. V drobnozrnatem dolomikritu je v splošnem več organske substance kot v dolosparitu. Slednji vsebuje tu in tam tudi sfaleritna zrna, ki so povečini večja od dolomitnih. Nedvomno je njihov nastanek v zvezi s poznodiagenetskimi procesi.

3. Ostali intraklastični dolomiti so podobni opisanim, s to razliko, da so brez rudne substance. Vsebujejo sicer piritna zrna, vendar v koncentracijah, ki so običajne v drugih kameninah anizične stopnje.

Nastanek dolomitnih intraklastičnih usedlin najlaže pojasnimo, če si pogledamo nastanek podobnih usedlin v recentnih nadplimskih blatnih sipinah Floridskih čeri (Shinn, 1968), ki jih voda zaliva samo pri maksimalnih plimah ob mlaju in ščipu ali med viharji. Valovi plime prinašajo na nadplimsko območje sorazmerno čisto vodo, zato je sedimentacija minimalna, nasprotno pa so viharji valovi polni apnenega blata plimskega pasu. Te blatne suspenzije se razlivajo po napol ali docela posušenem površju, pri čemer se zaradi rušilnega delovanja valov zgornja, na pol konsolidirana skorja, erodira in ponovno sedimentira v obliki intraklastov, skupno s karbonatnim blatom iz suspenzije. Ta recentni model lahko uporabimo tudi v našem primeru in z njim pojasnimo

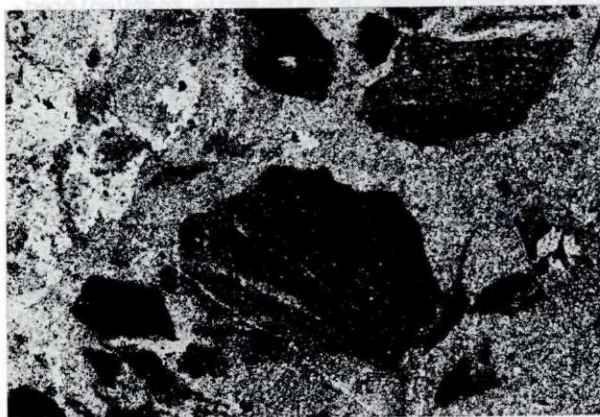
ritmično sedimentacijo laminarnega in intraklastičnega dolomita. S tem tudi laže pojasnimo prisotnost fosilnih drobcev in celih fosilov (krinoidov in foraminifer) v rudonosni, sicer za življenje neugodni usedlini. Glede nastanka dolomita nam dolomitne intraklastične usedline povedo, da je anizični dolomikrit skoraj zanesljivo nastal v zgodnji diagenetski fazi (I) kmalu po sedimentaciji na samem površju usedline. Srednjezrnati dolosparit pa je po vsej verjetnosti produkt nadaljnjih diagenetskih kristalizacijskih procesov.

e) *Dissolucijska dolomitna breča* se že na prvi pogled bistveno razlikuje od prej opisane intraformacijske breče, oziroma intraklastičnega dolomita. Debelozrnato belo dolomitno vezivo nam pove, da imamo opravka s produkti pozno-diagenetskih, če ne celo epigenetskih procesov, ko je bila usedlina že kolikor toliko trdna. Skoraj vedno so v določeni zvezi s svinčevo rudo, nastalo v bolj ali manj kislem okolju, kar pa je povzročilo delno raztapljanje karbonatov. Po kristalizaciji galenita je prišlo do ponovnega izločanja dolomita v obliki belega debelozrnatega sterilnega dolosparita. Kjer so pa zaradi raztapljanja ali kate-regakoli drugega vzroka nastale votline, je lahko zaradi rušenja stropa nastala tudi udorna breča.

f) *Milonitna breča* nima nič skupnega z nastankom cinkovo-svinčeve rude; zato je ne bomo posebej obravnavali. Anizični dolomit je milonitiziran predvsem ob prelomih.

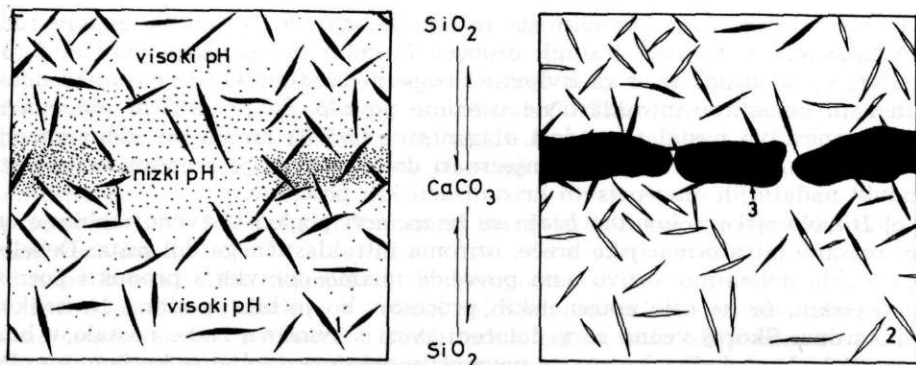
Zgornji horizont je za anizične sklade vodilen. Samo v njem so našli doslej dovolj zanesljivega fosilnega materiala, da so lahko določili njegovo zgornje-anizično starost (Teller, 1898, str. 93; Žlebnik, 1955, str. 218); oziroma ilirsko podstopnjo. Tudi pri geološkem kartiranju ne povzroča prevelikih težav, ker ga z drugimi triadnimi kameninami ne moremo zamenjati. Predvsem je značilen apnenec z gomolji, lečami in tankimi vložki roženca med plastmi (tabla 2, sl. 4).

Apnenec je večidel plastovit. Debelina plasti se giblje med 5 do 30 cm. Kamenina je precej temna, sivkasto rjava do črna, prepletajo jo različno debele kalcitne žilice. Apnenec z rožencem nastopa v dveh nivojih, največ ga je v vrhnjih plasteh. Med njegovimi plastmi so tanjši in debelejši vložki tankoplastovitega laporja. Kjer zgornjeanizičnemu apnencu sledijo ekvivalenti part-



Sl. 10. Intraklastični dolosparit z rudonosnimi intraklasti v sterilni osnovi. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano

Abb. 10. Intraklast Dolosparit mit erzführenden Intraklasten in steriler Matrix. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 6 ×



Sl. 11. Nastanek rožencev iz kremenastih spikul po Newellu in sod. (1953)

Abb. 11. Entstehung des Hornsteins nach Newell und Mitarbeiter (1953)

1 kremenasta spikula, 2 kalcitizirana spikula, 3 roženec

1 Kieselschwammnadel, 2 kalcitisierte Kieselschwammnadel, 3 Hornstein.

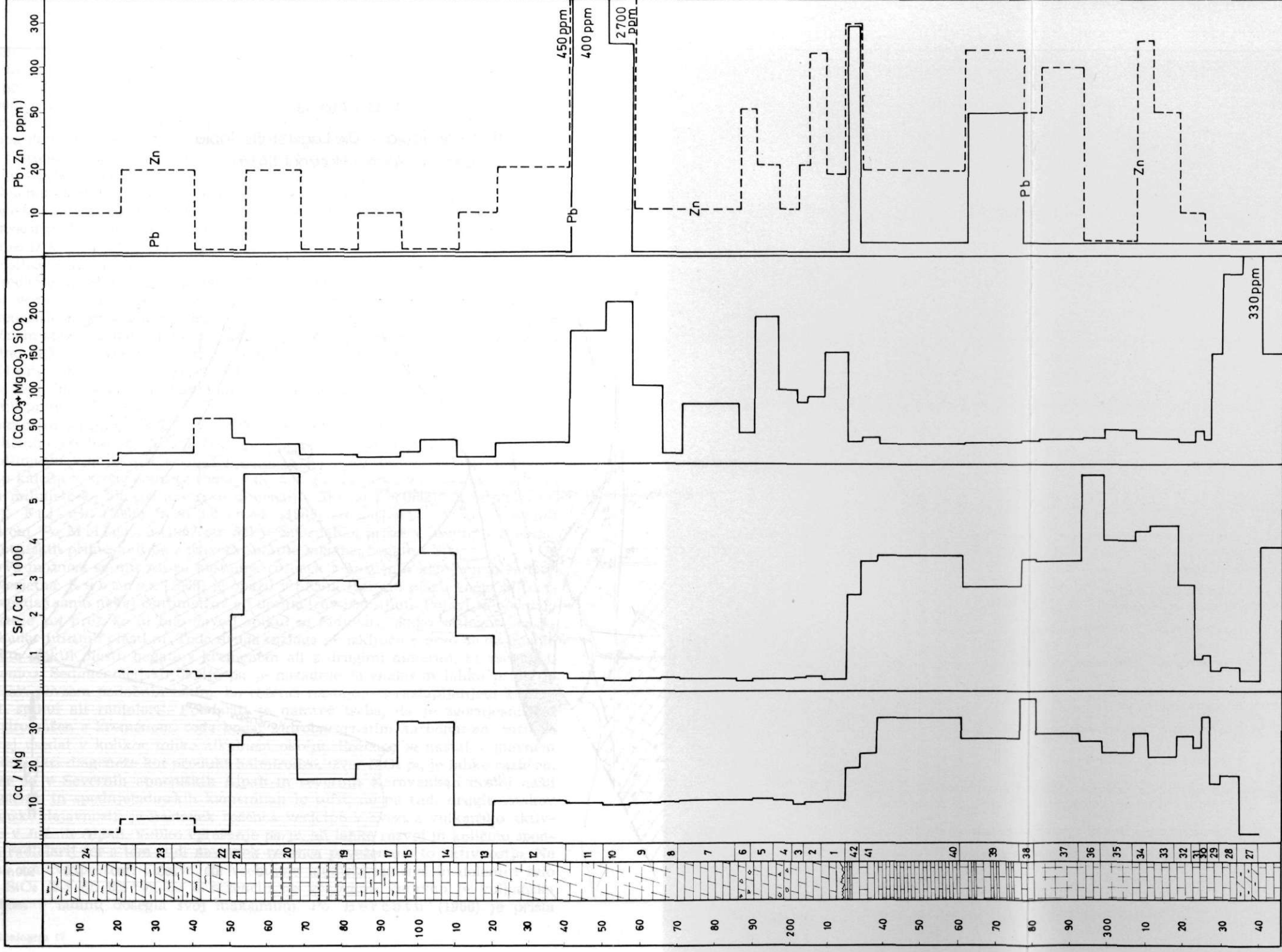
naških skladov, so laporasti vložki debelejši in više tudi bolj pogosti, dokler ne preidejo v laporni razvoj ladinske stopnje. Takšen prehod anizičnih skladov v ladinski zagrebenski razvoj srečujemo med Črno na Koroškem in Molakovim vrhom nad Razborjem.

V Topli preidejo anizični skladi v svetel ladinski dolomit. Tudi tu je prehod postopen, saj je v vrhnjih plasteh radiolarijski apnenec dolomitiziran. Medtem ko v Severnih apneniških Alpah in v severnih Karavankah pod Obirjem vsebuje zgornji horizont tufske plasti, jih v Topli in vzhodno od Črne nismo našli, vendar še ni rečeno, da jih ni; dobro razkriti profili so namreč zelo redki. Tudi pri Železni Kapli so jih razkrili šele ob gradnji gozdne ceste. Nekateri raziskovalci anizičnih plasti v Severnih Alpah (Miller, 1962; Sarnthein, 1965; Frisch, 1968) so opozorili, da vulkanizem ni dal samo tufa, temveč je vplival tudi na potek sedimentacije, razvoj organizmov in na nastanek roženca.

V primerjavi z opisanima horizontoma so sedimentološke značilnosti kamenin zgornjega anizičnega horizonta povsem drugačne. Poleg mikritnega apnenca, ki je bil tu in tam med diagenozo rekristaliziran, je za to serijo značilen predvsem biomikritni apnenec. V njem je največ tako imenovanih filamentov. To so tanke, povečini ravne ali rahlo upognjene lupinice, dolge komaj 0,2 do 5 mm. Po Frischu (1968) gre za odlučene plasti cefalopodnih lupin, za embrionalne školjčne lupinice ali lupinice ramenonožcev, po Kubaneku (1969) pa za zgodnji stadij školjk. Od spikul, ki jih je v določenih plasteh precej, jih ni težko ločiti, ker imajo drugačno strukturo. Prevladujejo enoosne (monaksone) in četrveroosne (tetraksone) kremenaste spikule, ki so v posameznih plasteh delno, včasih pa tudi popolnoma kalcitizirane (tabla 2, sl. 5). Verjetno so med njimi tudi primarne kalcitne spikule kalcispongij iz skupine Sycones. Radiolarij je precej manj, le v posameznih plasteh so nakopičene v velikih količinah. Vendar

Sl. 12. Kemična sestava anizičnih plasti v Topli

Abb. 12. Chemische Zusammensetzung der Anis-Schichten in Topla



Sl. 13 - Abb. 13

Rudišče Topla - Die Lagerstätte Topla
obzorje 1143m - Horizont 1143m

Legenda - Legende

Srednji horizont anizične stopnje
Mittlere anisische Gesteinsserie

 dolomitni razvoj - Dolomitentwicklung

 apneni razvoj - Kalkentwicklung

Spodnji horizont anizične stopnje
Untere anisische Gesteinsserie

 apneni razvoj - Kalkentwicklung

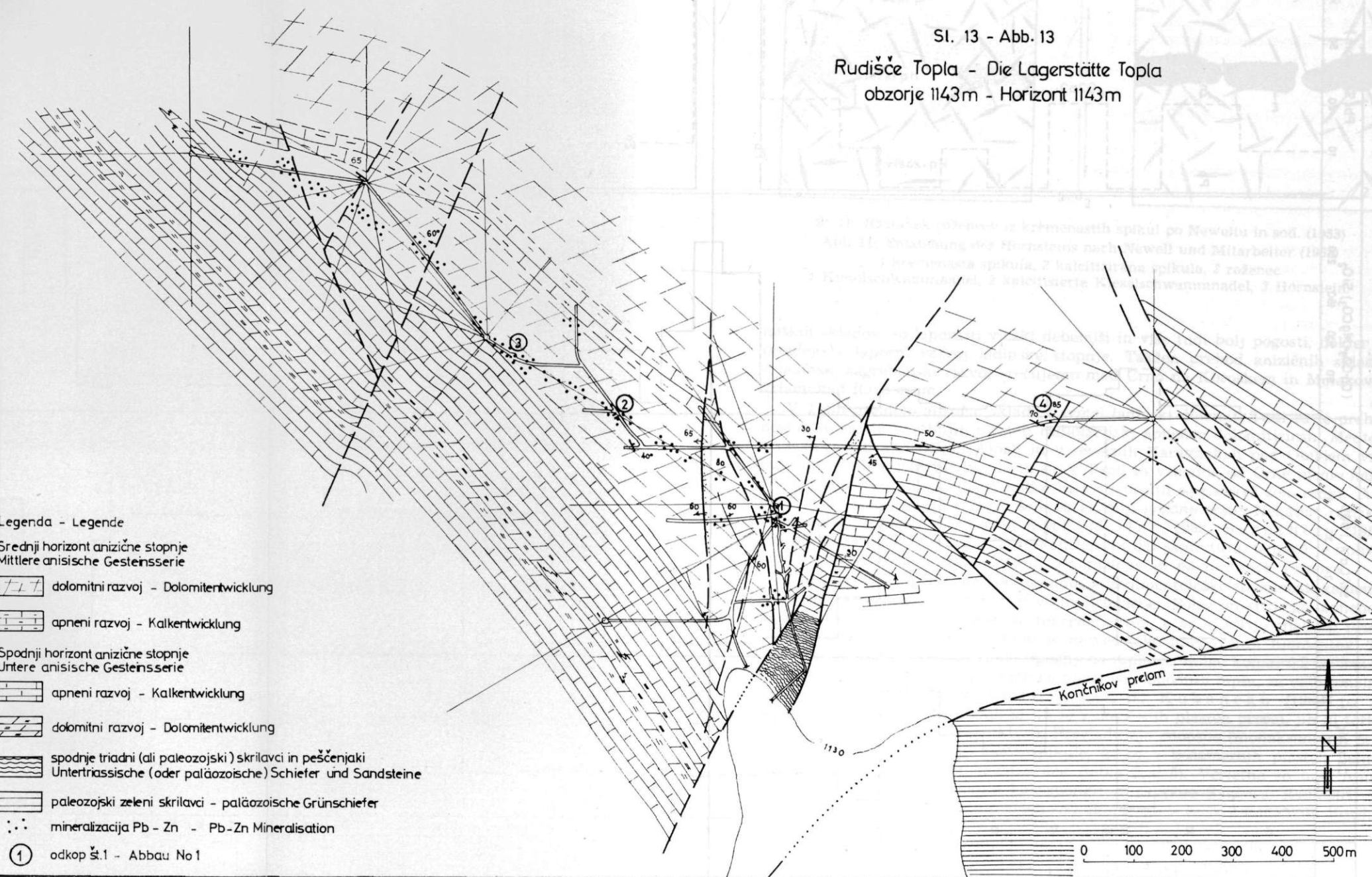
 dolomitni razvoj - Dolomitentwicklung

 spodnje triadni (ali paleozojski) skrilavci in peščenjaki
Untertriassische (oder paläozoische) Schiefer und Sandsteine

 paleozojski zeleni skrilavci - paläozoische Grünschiefer

 mineralizacija Pb - Zn - Pb-Zn Mineralisation

 odkop št. 1 - Abbau No 1



opazamo tudi tu, da so večidel kalcitizirane ali dolomitizirane. Tu in tam vsebuje mikritni apnenec tudi pelete. Nema lokrat najdemo bioturbacijske strukture (gnezda, rovi), ki so zapolnjene z bolj drobnnozrnatim mikritnim apnencem. Najpomembnejša značilnost zgornjeanizičnih kamenin je nedvomno roženec, ki predstavlja mikrokristalne agregate kremenca, kalcedona in kalcita. Slednji nastopa delno kot ostanek prvotne mikritne usedline, delno pa kot rekristalizirani, oziroma cementacijski sparitni kalcit. Nastanek roženca, oziroma silifikacija, je tipičen proces diagenaze usedline. Mikroskopska opazovanja vodijo k podobnemu sklepu o nastanku roženčevih polah in gomoljev, do katerega so prišli Newell in sodelavci (1953), ko so raziskovali kamenine bazena Delawara v Teksasu in Novem Meksiku. Tudi tu sestoje kamenine, podobno kot anizični apnenec iz kremenastih in kalcitiziranih spikul. V usedlini so bile prvotno samo iglice silicispongij (sl. 11).

Usedanje apnenca zahteva višjo pH vrednost, oziroma alkalno okolje. Tudi pora voda je skrajša še alkalna, zato prihaja do raztapljanja ali zamenjave kremenastih skeletov s kalcitom. To je verjetno tudi glavni vzrok, da imamo v anizičnem apnencu manj spikul in radiolarij, kot bi jih sicer pričakovali glede na količino SiO_2 v roženčevih polah in gomoljih. Kubanek (1969) in tudi drugi (Miller, 1962; Sarnthein, 1965) so namreč menili, da lahko nastanek roženca le delno pripišemo spikulam in radiolarijam, ker jih je po njihovem mnenju premalo.

Zaradi raztapljanja SiO_2 in cirkulacije raztopine nastanejo v usedlini plasti z različnimi vrednostmi pH. SiO_2 se seveda ponovno izloči v plasteh ali porah in votlinicah, kjer je pH nižji. Tu se dogaja ravno obraten proces, nadomeščanje kalcita s kremenom, oziroma kalcedonom. Ti procesi zavzemajo po vertikalni milimetrski ali centimetrski dimenzije. Miller (1962), Sarnthein (1965), Frisch (1968) in Kubanek (1969) so nastanek roženca povezali s tufitom. Po Millerju (1962, str. 55) je SiO_2 lahko prišel v usedlino s halmirolizo tufskih primesi ali pa z izlivom spilitne magme, bogate s SiO_2 .

Prva možnost se mu zdi za nastanek roženca v anizičnih kameninah še najbolj verjetna. Kubanek (1969) je opazil v bližini tufitnih plasti večjo silifikacijo, vendar samo nekaj centimetrov ali decimetrov pod njimi. Pojavi se podobno vprašanje kot prej, ko ni bilo dovolj spikul in radiolarij, kako razlagati nastanek, kadar tufitnih plasti ni. Toda druga razlaga ne izključuje prve, le da imamo namesto spikul plasti, bogate s kremenom ali z drugimi minerali, ki vsebujejo kremenico. Sedimentacijsko okolje pa je nazadnje le enako in lahko pride do procesov, povsem podobnih tistim, ko roženci nastajajo z raztapljanjem kremenastih spikul ali radiolarij. Poudariti je namreč treba, da je zgornjeanizični tufit siromašen s kremenom, toda bogat z drobnnozrnatim karbonatom; tufit se je torej usedel v kolikor toliko alkalnem okolju. Roženec je nastal v glavnem v zgodnji fazi diagenaze kot produkt halmirolize, izvor SiO_2 pa je lahko različen.

Ker so v Severnih apneniških Alpah in severnih Karavankah doslej našli v anizičnih in spodnjeladinskih kameninah le tufit, ne pa tudi drugih znakov vulkanske dejavnosti, je nastanek roženca verjetno v zvezi z vulkansko aktivnostjo v Južnih Alpah. Veliko vprašanje pa je, ali lahko razvoj in količino spongij in radiolarij ter s tem tudi nastanek roženca povežemo s to aktivnostjo. Ne smemo namreč prezreti dejstva, da vsebujejo ladinski apnenci in dolomiti zelo malo SiO_2 (0,1 do 0,5 %), da o rožencih ne govorimo, čeravno je vulkanska aktivnost v ladinu dosegla svoj maksimum. Po Bercetu (1960) je prišla

kremenica v anizično morje z intruzijo granita, v to močno dvomim, ker granit ni triadne starosti.

Nekako v sredini zgornjega anizičnega horizonta se pojavlja sredi apnenca temno sivi dolosparit, ki je povečini srednjezrnat, sicer pa zelo neenakomerno zrnat. Ostanke dolomikrita kažejo, da je bila kamenina med diagenezo znatno rekristalizirana. V poznodiagenetskih dolomitnih žilicah so poleg idiomorfni in hipidiomorfni dolomitnih kristalov tudi posamični idiomorfni kremenovi kristalčki. Kremen je kristaliziral zadnji. Pojavlja se tudi v 0,1 mm debelih žilicah.

Neposredno pod ladinskim dolomitom vzbuja pozornost laminarni dolomit s kremenom in roženčevimi polami. Mikroskopske preiskave kažejo, da gre za usedlino, nastalo večidel iz radiolarijskih skeletov. Če ne bi prišlo v zgodnji diagenezi do sprememb v sedimentacijskem bazenu, bi nastajal, podobno kot v nižjih plasteh, mikritni apnenec z roženčevimi gomolji in polami. Vendar vse kaže, da sta se konec anizične dobe v sedimentacijskem bazenu spremenili globina morja in slanost vode, s tem pa tudi razmerje Mg/Ca. Anizičnim plastem v Topli sledijo namreč več sto metrov debeli skladi ladinskega dolomita. Ker vrhnje plasti anizične stopnje niso bile strjene, jih je dolomitizacija prav tako zajela. Sočasno z dolomitizacijo so se raztapljali tudi kremenasti skeleti, zato so le v majhni meri ohranili prvotno strukturo, ker jih je alkalna raztopina, oziroma pora voda, raztapljala in nadomeščala z dolomitom (tabla 2, sl. 6). Dolomitizaciji je sledila silifikacija in prinesla ravno nasprotno pojave, korozijo ali nadomeščanje dolomitnih kristalov s kremenom. Koncentracije karbonatne substance in kremenca se v posameznih plasteh zelo menjajo, celo v milimetrskem območju. To daje kamenini lamelasto strukturo. Nastanek teh plasti lahko razlagamo na podoben način, kakor sem prikazal za rožence, torej s spremembami vrednosti pH in mobilizacijo kremenice v posameznih plasteh. Nekatere plasti kažejo samo posamične dolomitne kristale, ki zapolnjujejo skupno s kalcedonom votle dele radiolarijskih skeletov. Dolomitni kristal je navadno v centru okrog njega pa vlaknast kalcedon. V istem plastju najdemo apnenec, kjer so kremenasti skeleti skoraj popolnoma nadomeščeni, oziroma cementirani s sparitnim kalcitom.

Paleogeografske razmere v anizični dobi

V skitski stopnji imamo v spodnjem delu delno kontinentalne, delno transgresijske usedline, v zgornjem pa prevladujejo sedimenti zelo plitvega morja (oolitni apnenec, dolomit s sadro), nasprotno pa se je spodnjeanizični apnenec sedimentiral v sorazmerno mirnem, nekoliko globljem morju. V takem okolju je nastal predvsem mikritni apnenec ter mikritni apnenec z redkim fosilnim drobirjem in nizkim energijskim indeksom. V kamenini najdemo tu in tam bioturbacijske strukture in drobne pelete. Peletni in detritični apnenec s sparitnim kalcitom pa govori še za znatno nihanje globine sedimentacijskega bazena. Te usedline s sorazmerno visokim indeksom energije so nastale v plitki vodi, kjer so tokovi in valovi močno vplivali na sedimentacijo. Morje je imelo sorazmerno bogato favno, največ krinoidov, foraminifer in školjk, ki so v plitvomorskem apnencu nakopičeni v obliki drobirja, intraklastov in peletov. Tudi 10 m debelo plastje s pasovitim dolomitom je nastalo v zelo plitki, močno slani vodi.

Recentni primeri kažejo celo, da je nastal takšen dolomit na obali, ki jo je morje zalilo samo ob visoki plimi in močnem vetru.

Srednji horizont anizične stopnje v severnoalpskem razvoju je v splošnem bogat z organskim detritusom, s krinoidnim in stromatolitnim apnencem ter z brahiopodi, kar kaže na ugodno življenjsko okolje z dobro prezračeno vodo. Morje je bilo precej plitvo. Usedline so nastale v nadplimskem, plimskem in podplimskem območju.

V podplimskem območju so veliko prostranstvo zavzeli predvsem krinoidi, med njimi *Encrinus liliformis* Schloth (Frisch, 1968), ki prevladujejo v precejšnjem delu srednjega horizonta anizične stopnje. Tudi v Topli jih je mnogo v dolomitu, vendar so tu naplavljeni. V posameznih nivojih so bile dokaj razširjene algine trate z algo *Physoporella praealpina* Pia (Frisch, 1968), ki jim pripisujejo pomembno vlogo pri nastanku dolomita. Kot sem že omenil, je dolomit nastal v plimskem in nadplimskem pasu. O razširjenosti pravih grebenskih tvorb so mnenja še deljena. Bauer (1970) sicer omenja z zahodnih obronkov Pece (profil Riepl—Globasnica) masivni apnenec z grebenskimi fosilnimi ostanki (*Tubiphytes obscurus*), ki pa morda le ne zadoščajo, da bi lahko govorili o tipičnem grebenskem razvoju. V Severnih apneniških Alpah so namreč podoben apnenec tudi opisovali kot grebenski, kar pa je pozneje Frisch s sedimentološkimi raziskavami ovrgel. Pokazalo se je, da gre v glavnem za algine trate z Dasycladaceami.

Zgornjeanizične kamenine v Topli so praktično brez plitvovodnega fosilnega materiala ali drugega detritusa v smislu Bisell—Chilingarjeve klasifikacije. Bogate so s pelagičnimi fosilnimi ostanki. Biofacialne in litofacialne značilnosti kažejo na mirno, globljemorsko sedimentacijo. Proti koncu anizične dobe pa so se paleogeografske razmere močno spremenile. Pokazali so se obrisi morskega dna ladinske dobe, v kateri ločimo tri biofacialne in litofacialne razvoje: predgrebenskega, grebenskega in zagrebenskega. Prehod anizičnih kamenin v predgrebenski razvoj ladinske stopnje je postopen. Označuje ga nagel porast glinene komponente, oziroma povečanje števila in debeline laporastih in glinastih plasti med ploščastim apnencem, dokler lapor in glina povsem ne prevladata. Meja med ekvivalenti partnaških skladov (ladinska stopnja) in anizičnimi kameninami še ni zanesljivo postavljena. Za sedaj je določena le po litoloških kriterijih. Prehod med anizičnimi kameninami in grebenskim, oziroma predgrebenskim razvojem ladinske stopnje pa je bolj izrazit. Na terenu razliko takoj opazimo, ne samo po litoloških značilnostih, temveč tudi po morfologiji terena. Obstajajo pa še določene nejasnosti glede grebenskega in predgrebenskega razvoja v spodnjem ladinu.

Kaže namreč, da se pravi grebenski apnenec s koralami začne šele nad dolomitom spodnjega ladina. Sicer pa opisuje večina raziskovalcev dolomitni razvoj spodnjega ladina kot grebenski grušč.

Po mikroskopskih in kemičnih preiskavah je tudi tu prehod postopen, saj vsebujejo više ležeče kamenine vedno več dolomitne in manj glinene oziroma laporne komponente. Zanesljivo vemo, da je prehod med anizičnimi skladi in ekvivalenti partnaških skladov nastal že med sedimentacijo, za prehod anizičnih skladov v ladinski dolomit pa tega ne moremo trditi, ker so se vrhnje plasti lahko dolomitizirale kasneje, ko so bile anizične usedline že odložene.

Iz razlag o razmerah na prehodu med anizično in ladinsko stopnjo sledi, da je morje v severnem delu bazena postalo bolj plitvo, v južnem pa bolj globoko.

PRIMERJAVA RAZVOJA ANIZIČNIH PLASTI V TOPLI IN NA SOSEDNIH OZEMLJIH SEVERNIH KARAVANK

Razen v Topli nastopajo v vzhodnem delu severnih Karavank anizične kamenine samo južno od javorskega preloma, vzdolž katerega je med severnim in južnim krilom prek 1000 m višinske diskordance. Južno od javorskega preloma so razkriti paleozojski skrilavci in diabaz. Na njih leže permotriadni klastični sedimenti, sledijo zgornjeskitske in anizične karbonatne kamenine, ki višje preidejo v laporni in glinasti razvoj partnaškega tipa ladinske stopnje. Severno od preloma pa nastopajo v glavnem ladinske (grebenske), karnijske in noriške kamenine. V Javorju in Razboru vzhodno od Tople zavzemajo anizične plasti sorazmerno veliko površino, vendar nikjer niso v celoti razkrite. V spodnjem Javorju pri Rezmanu je ob gozdni cesti razkrit tankoplastoviti apnenec spodnjega horizonta, v Zgornjem Javorju in Razboru pa poleg plasti zgornjega horizonta samo del spodnjega horizonta.

Anizična stopnja v Spodnjem Javorju pri Rezmanu se začne s tankoplastovitim mikritnim apnencem. Plasti so debele le nekaj centimetrov (tabla 1, sl. 1). Bogate so s stilolitnimi šivi, ob katerih je mikritna osnova tu in tam prekristalizirana v mikrosparit.

V spodnjem delu so fosili zelo redki. V apnencu so tanke pole laporastega ali glinastega apnenca. Spodnji horizont ni v celoti ohranjen, manjka predvsem njegov zgornji del. Precejšnje nejasnosti so tudi glede srednjega horizonta, ki je zastopan v Topli ter med Obirjem in Peco delno kot apnenec, delno kot dolomit. Bolj jasne so razmere v razvoju zgornjega horizonta, ki je, podobno kot drugod v Karavankah, karakteriziran s črnim plastovitim apnencem z roženci. Kolikor toliko popoln profil je razkrit nad Spodnjim in Zgornjim Kotnikom. Roženci se pojavljajo v nekaj centimetров dolgih in približno centimeter debelih lečah v plastovitem mikritnem, delno prekristaliziranim apnencu z radiolarijami, ki so večinoma nadomeščene s kalcitom. V nekaterih plasteh so roženci v obliki tankih (nekaj milimetrov do 5 cm) pol, vzporednih s plastovitostjo. Kot drugod so opazna tudi v tem apnencu razpršena piritna zrna. Višje se vedno bolj povečuje odstotek glinaste komponente, dokler povsem ne prevlada, ko preide v partnaški razvoj ladinske stopnje. Tudi zgornje plasti so bogate z radiolarijami, ki so popolnoma ali le delno nadomeščene s kalcitom. Poleg radiolarij so močno zastopane tudi spikule spongij (Placer, 1968).

Če primerjamo profil nad Spodnjim Kotnikom s profilom v Topli, se nam vsiljuje vprašanje, ali imamo opravka s celotnim razvojem anizične stopnje, ali samo z njegovim zgornjim delom. V prvem primeru pripada dolomit v talnini opisanih kamenin skitski stopnji, v drugem pa srednjemu horizontu anizične stopnje. Slednje se mi zdi bolj verjetno.

Severno od javorske dislokacije so anizični skladi globoko pod mlajšimi triadnimi kameninami. V Jazbini, pri Korizlu (vrtina 1) so 490 m globoko pod ladinskim dolomitom.

F. Bauer (1970) je podrobno obdelal območje med Obirjem in Peco. V anizičnih skladih je razlikoval številne razvoje. Zaradi močnih vertikalnih in lateralnih sprememb po njegovem mnenju ne moremo prikazati razvoja anizičnih skladov z enim samim, temveč z vrsto profilov. To je le delno res in velja v glavnem za plitvomoorske srednjanizične plasti. Precej podrobno opisanih profilov iz različnih krajev kaže, da gre večinoma za dokaj okrnjene, ne-

popolne profile, kar je lahko posledica tektonskih procesov. V spodnjem horizontu je opisal povsem enake kamenine, kot jih najdemo v profilu Tople in v Spodnjem Javorju. Sam je opozoril na podobnost z razvojem ekvivalentnih kamenin pri Innsbrucku.

Kamenine spodnjega horizonta so razkrite na Lužah (Koprivna), zahodno od Železne Kaple in južno od Obirja. Sestoji iz tankoplastovitega mikritnega apnenca s svaljki plazečih se bentonskih živali (0 do 1 cm), iz peletnega, detričnega in intraklastičnega mikritnega apnenca. Apnenec spodnjega horizonta je tudi tu poln stilolitnih šivov.

V srednjem delu anizičnih plasti se pojavljajo večje lateralne spremembe, kar je končno razumljivo, saj imamo opravka s kameninami litoralne oziroma plimske in nadplimske cone, kjer je relief morskega dna lahko dokaj razgiban. Vse kaže, da imamo razen dolomitnega tudi grebenski razvoj masivnega, svetlo sivega apnenca s koralami, spužvami in grebenskim fosilom *Tubiphytes obscurus* (Bauer, 1970). Dolomitni razvoj je opisal F. Bauer z območij Riepl in Brunner. Pri Rieplu meji dolomit neposredno (zanesljivo tektonsko) na wettersteinski apnenec, pri Brunnerju pa preide v skladoviti apnenec; tu je našel odtise rastlin. Grebenski razvoj je uvrstil Bauer v zgornji del anizične stopnje in videl v tem že določeno diferenciacijo sedimentacijskega bazena, ki se je polno uveljavila v ladinski stopnji. Bolj verjetno se mi zdi, da pripadajo opisane kamenine srednjemu horizontu in so ekvivalenti dolomitnega razvoja v Topli. Upoštevati moramo, da sestoji zgornji horizont iz pelagičnih sedimentov z rožencem in tufitom. Glede na to, da preidejo anizične kamenine skoro povsod v ekvivalente partnaškega razvoja ladinske stopnje, menim, da gre med Obirjem in Lužami (Koprivno) za podoben razvoj, kakršnega poznamo na območju med Črno in Molakovim vrhom.

GEOKEMIČNE ZNAČILNOSTI ANIZIČNIH KAMENIN V TOPLI

Razen silicija, ki je bil določen po mokrem postopku, so bile analize narejene z atomsko absorbcijo. Stroncij so določili v Inštitutu »Jožef Štefan« v Ljubljani, druge elemente pa v kemičnem laboratoriju v Žerjavu. Svinec in cink sta bila določena po ditizonovi metodi in z atomsko absorbcijo. Rezultati vzorčevanja anizičnih plasti so prikazani v obliki diagrama (sl. 12).

Po kemični sestavi, oziroma po razmerju CaO/MgO ločimo po Frolovi klasifikaciji (Bissell in Chilingar, 1967), v spodnjem horizontu le dvoje vrst kamenin: dolomitni apnenec (slightly dolomitic limestone) in nizkokalcitni dolomit (slightly calcitic dolomite). Mikroskopske preiskave kažejo, da je dolomit v dolomitnem apnencu nastal v pozni fazi diageneze, delno sočasno z nastankom stilolitov, delno tudi kasneje. Po izvoru magnezija za poznodiagenetsko dolomitizacijo obstajata dve možnosti:

1. da je bil magnezij prvotno v kristalni mreži kalcita ali aragonita in se je sprostil pri inverziji aragonita v kalcit;
2. da je prihajal v sediment s cirkulacijo pornih raztopin.

V našem primeru je druga možnost najbolj verjetna. Kalcitni dolomit (vzorec 27) sestoji iz 82,16 % dolomita in 16,89 % kalcita. Višek kalcija izvira delno iz fosilnih (krinoidnih drobcev), delno pa iz presežka kalcija v kristalni mreži dolomita.

Kremenica je delno vezana na glinene minerale, delno pa nastopa v obliki detritičnega kremenca ali kot kalcedon v radiolarijah, ki so sicer zelo redke. Glinena substanca nastopa predvsem na ploskvah plastovitosti, medtem ko je kamenina vsebuje sorazmerno malo. Detritična kremenova zrna so med diagenozo še rasla. Na to sklepamo po conarno razporejenih zrnih mikritnega kalcita v njih.

Stroncij je v karbonatnih kameninah biogenetskega ali fizikalno-kemičnega izvora. V prvem primeru se kopiči v živalskih in rastlinskih skeletih, v drugem pa se izloča skupno s kalcitom in aragonitom ter eventualno z drugimi morskimi solmi (sadro, anhidritom itd.). Preiskave skeletov in neorganskih usedlin so pokazale, da stroncij raje precipitira z aragonitom kakor s kalcitom. Kul p in drugi (1952) ter O d u m (1957) so ugotovili, da je razmerje Sr/Ca v kalcitnih oziroma aragonitnih skeletih odvisno od razmerja Sr/Ca v vodi, slanosti vode, filogenetskega razvoja, temperature in od zgradbe kristalne mreže ter drugih vplivov.

Kul p je poleg tega ugotovil, da vsebujejo skeleti v splošnem dvakrat več stroncija kot osnova, v kateri ležijo. Sorazmerno visoka razmerja Sr/Ca kažejo predvsem coelenterata, mehkužci, členonožci, mahovnjaki in alge. Ugotovili so tudi določeno odvisnost in konstantnost v posameznih filogenetskih vrstah.

V anizičnih kameninah spodnjega horizonta v Topli se menjava vsebnost stroncija med 46 in 2080 ppm, razmerje $\text{Sr/Ca} \times 1000$ pa je med 0,20 in 5,62. Najnižjo vrednost ima nizkokalcitni dolomit. Nizke vrednosti beležimo tudi v prekristaliziranem mikritnem apnencu in v peletnem apnencu s sparitnim cementom. V manj prekristaliziranem mikritnem in biomikritnem apnencu (izjema je vzorec 35) variira razmerje $\text{Sr/Ca} \times 1000$ od 3,37 do 5,62. Ker je razen nekaj krinoidnega detritusa in foraminifer sorazmerno malo fosilnih ostankov, skoraj ne moremo koncentracije stroncija pripisati skeletnemu drobirju. V neorganskih usedlinah stroncij bodisi sočasno precipitira s karbonatnim usedkom, ali pa pozneje med diagenozo. Po O d u m u (1957) je razmerje Sr/Ca v usedlini povečini manjše od razmerja v vodi sedimentacijskega bazena. Vendar je našel tudi primere, da je razmerje Sr/Ca v sedimentu enako razmerju v vodi, tj. 4,20 in 4,23, npr. v Velikem slanem jezeru v Utahu. Medtem ko je topljivost stroncija in kalcija v morski vodi praktično enaka ($5 \cdot 10^{-7}$), je v destilirani vodi topljivost SrCO_3 $0,3 \cdot 10^{-9}$, CaCO_3 pa $5 \cdot 10^{-9}$. Iz tega sklepamo, da bomo v manj slani vodi našli višja razmerja Sr/Ca. Rezultati kemičnih preiskav anizičnih kamenin kažejo podobno tendenco. Dolomiti in plitvomorski sedimenti, ki so nastali v bolj slani vodi, imajo sorazmerno malo stroncija, v drugih ga je dosti več. Pri tem seveda ne smemo zapostavljati procesov rekristalizacije in dolomitizacije, ki tudi do neke mere zmanjšujejo koncentracijo stroncija.

Kamenine spodnjega horizonta vsebujejo poprečno 0,27 % železa. Pojavlja se večidel v obliki zelo drobnih piritnih zrn, ki so tu in tam oksidirana. Apnec spodnjega horizonta vsebuje tudi določeno količino organske substance, ki pa ne presega 1 %, vendar daje kamenini ob udarcu značilen vonj in temno sivo do črno barvo.

Cink je skoraj v vseh plasteh prisoten, svinca pa praktično ni.

V odvisnosti od razmerja Ca/Mg razlikujemo po Frolovi klasifikaciji (1959, cit. v Bissell—Chilingar, 1967) naslednje vrste dolomita:

Ca/Mg

- 1,4 magnezijev dolomit (Magnesian dolomite)
 1,4—1,5 dolomit (Dolomite)
 1,5—2,3 nizkokalcitni dolomit (Slightly calcitic dolomite)
 2,3—4,2 kalcitni dolomit (Calcitic dolomite)

V srednjem horizontu anizične stopnje v Topli prevladuje nizkokalcitni dolomit.

Z barvanjem mikroskopskih zbruskov in acetatnih folij z alizarinom (S) in kalijevim heksaciano-ferratom III je bilo ugotovljeno, da dolomit redkokdaj vsebuje kalcit, z izjemo v krinoidnih ostankih. Iz tega sklepamo, da je višek kalcija vgrajen v kristalno mrežo dolomita.

Goldsmith in Graf (1958) pripisujeta presežek kalcija različni slanosti morske vode, kar je Siegel (1961) potrdil tudi z laboratorijskimi poskusi (glej tabelo 1).

Tabela 1

Odvisnost sestave dolomita od koncentracije raztopine in temperature nastanka (Siegel, 1961)

Koncentracija raztopine		pri 100 °C	50 °C	25 °C
1	molarne raztopine	$\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}$ dolomit	$\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{45}$ dolomit	$\text{Ca}_{60}\text{Mg}_{40}$ dolomit
0,5	molarne raztopine	$\text{Ca}_{56,5}\text{Mg}_{43,5}$ dolomit	$\text{Ca}_{59}\text{Mg}_{41}$ dolomit	$\text{Ca}_{61,5}\text{Mg}_{38,5}$ dolomit
0,25	molarne raztopine	$\text{Ca}_{58,5}\text{Mg}_{41,5}$ dolomit	$\text{Ca}_{61,5}\text{Mg}_{38,5}$ dolomit	
0,1	molarne raztopine	$\text{Ca}_{66,5}\text{Mg}_{33,5}$ dolomit		

Tudi recentni dolomiti kažejo, da se s slanostjo vode zmanjšuje pribitek Ca in da je najmanjši v aridnih območjih, kar vidimo iz naslednjih primerov:

Florida Ca_{58-67} dolomit (humidna klima)

Bonaire Ca_{54-56} dolomit (zmerno aridna klima)

Perzijski zaliv Ca_{54} dolomit (močno aridna klima)

V južnih avstralskih jezerih nastajajo s povečano slanostjo Mg-kalcit, Ca-dolomit, stoehiometrijski dolomit in magnezit. Tudi z naraščajočo količino evapritov v kamenini se zmanjšuje pribitek Ca v dolomitni mreži (Füchtbauer & Goldschmidt, 1965).

Medtem ko je poprečno razmerje Ca/Mg dolomitov srednje serije 2,06 (29 vzorcev), znaša v rudonosnem dolomitu 1,75 (9 vzorcev). Rentgenske preiskave so pokazale celo primanjkljaj Ca v dolomitu, določenem na podlagi glavnega refleksa ($10.4 = (211)$). Glavne podatke rentgenskih preiskav rudonosnega dolomita, ki sem jih naredil na stolici za uporabno geologijo univerze Freie Universität v Berlinu, kaže tabela 2.

Tabela 2

Rentgenske meritve rudonosnega dolomita iz cinkovo-svinčevega rudišča Topla

Označba vzorca	% dolomita	d-vrednost Å (10.4) = (211)	35,3 37,3 Cu K α	sestava * dolomita
T ₁		2.8786	0,945	Ca ₄₇ Mg ₅₃ dol.
T ₂	29,05	2.8847	0,945	Ca ₅₀ Mg ₅₀ dol.
T ₃	29,72	2.8841	0,946	Ca ₄₉ Mg ₅₁ dol.
T ₄	28,40	2.8823	0,944	Ca ₄₉ Mg ₅₁ dol.
T ₇	7,21	2.8828		Ca ₄₉ Mg ₅₁ dol.
T ₈	34,88	2.8892	0,943	Ca ₅₁ Mg ₄₉ dol.

(Analitika: Kranz, Alberts-Berlin; rentgen. meritve: Štruel).

* Sestava dolomita, določena na podlagi d-vrednosti najmočnejše rentgenske interference (Füchtbauer & Goldschmidt, 1965).

Rentgenske meritve so pokazale tudi sorazmerno visoko stopnjo urejenosti dolomita, ki jo ugotovimo iz razmerja med nadstrukturnim refleksom (0,1 . 5) = (221) pri $2\theta \sim 35,3^\circ$ (Cu K α) in refleksom (11.0) = (101) pri $2\theta \sim 37,3^\circ$ (Goldsmith & Graf, 1958 cit. v Füchtbauer—Müller, 1970).

Med kemičnimi analizami in rentgenskimi meritvami obstaja torej v pogledu razmerja Ca/Mg določena neskladnost. Presežek kalcija v kemičnih analizah lahko delno pripišemo kalcitu naplavljenih fosilnih (krinoidnih) ostankov, delno pa sadri.

Rentgenske meritve kažejo v posameznih vzorcih rudonosnega dolomita celo višek magnezija. Določene razlike bi verjetno tudi dobili, če bi rentgensko raziskali še druge dolomite anizične stopnje. Rentgenske preiskave so pokazale tudi, da je glavna glinasta substanca illit.

Upoštevač laboratorijske ugotovitve (Siegel, 1961) in sestavo recentnih dolomitov v odvisnosti od klime, sklepamo o anizičnih dolomitih, da so nastali v zmerni ali močno aridni klimi, oziroma v zelo slani vodi in pri sorazmerno visoki temperaturi. Ni izključeno, da ne obstaja določena zveza med stopnjo dolomitizacije in aktivnostjo bakterij oziroma mineralizacijo.

Kremenica se giblje v rudonosnem dolomikritu med 1,42 in 2,61 %, v ostalem dolomitu srednjega horizonta pa med 0,42 in 1,01 %. Kaže se delno kot detritičen kremen, delno pa je vezana na glinaste primesi.

Stroncija je v srednjem dolomitnem horizontu sorazmerno malo, precej manj kot v spodnjem ali zgornjem horizontu apnenca. V rudonosnem dolomitu ga je povprečno 30 ppm, v ostalem dolomitu pa 63 ppm.

Kemična sestava kamenin zgornjega horizonta se precej razlikuje od apnenca v spodnjem horizontu. Največje razlike se kažejo v količini SiO₂. So celo tako velike, da nam lahko rabijo pri kartiranju, kadar se ne moremo odločiti, ali gre za spodnji ali zgornji horizont anizičnega apnenca.

Glede na kemično sestavo, oziroma na razmerje Ca/Mg, so v zgornjem horizontu štiri vrste karbonatnih kamenin; nizko dolomitni apnenec, dolomitni apnenec, kalcitni dolomit in nizkokalcitni dolomit. Med temi plastmi so nekaj milimetrov do nekaj decimetrov debele pole črnega glinastega apnenca, glinastega laporja ali laporja. V zgornjem delu zgornjega horizonta Tople narašča dolomitna komponenta, nasprotno pa vzhodno od Črne naglo narašča glinena komponenta.

V apnencu spodnjega horizonta je poprečno 2,51 % SiO_2 , v apnencu zgornjega horizonta pa kar 15,04 %. V spodnjem horizontu je SiO_2 vezan na glinasto substanco in detritična kremenova zrna, v zgornjem pa nastopa v obliki roženca (kalcedona in kremenca). Večji del roženca je biogenetskega izvora (spikule in radiolarije). Ne izključujem pa možnosti, da je del kremenca vulkanskega porekla, vendar za to v Topli ni dokazov niti znakov.

Stroncij nastopa v podobnih koncentracijah kot v spodnjem horizontu. Najmanj ga je v nizkokalcitnem in kalcitnem dolomitu ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 0,34$ do 1,35) ali v prekristaliziranem apnencu (1,96). Sorazmerno nizka je količina v laporastih in glinastih vložkih ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 1,45$) in v rožencu ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 1,37$). Medtem ko v spodnjem horizontu ni bilo opaziti odvisnosti med količino stroncija in fosili, je le-ta v zgornjem horizontu očitna, saj je v biomikritnem apnencu 1240 do 2040 ppm stroncija ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 3,52$ do 5,64). Količina stroncija izvira verjetno od radiolarij s skeletom iz akantina (SrSO_4).

Poprečna vsebina železa (0,44 %) je za spoznanje višja kot v apnencu spodnjega horizonta (0,28 %). Predvsem nastopa v obliki pirita, ki je v mikritni osnovi zelo drobnozrnat, v rožencu pa tu in tam tudi v večjih kristalnih agregatih. Količine svinca so pod mejo občutljivosti metode določevanja, (10 ppm) medtem ko je cinka največ 200 ppm, torej v mejah, ki jih Rankama (1950) in drugi navajajo kot poprečne vsebnosti karbonatnih kamnin.

CINKOVO-SVINČENA RUDA V ANIZIČNIH PLASTEH

Splošni podatki o rudišču Topla

Cinkovo-svinčevo rudišče Topla je raziskano na površini 0,6 km² med nadmorskima višinama 1073 in 1202 m. Največ raziskovalnih del (rovov in vrtin) so doslej naredili na obzorju 1143 m (sl. 13), tj. približno na višini starega Terezijinega rova (1138 m). Na spodnjih dveh obzorjih (1073 in 1143 m) in v stari jami je znanih 14 pomembnejših svinčevo-cinkovih rudnih teles, ki bodo prej ali slej predmet eksploatacije.

Rudna telesa so interstratificiranega tipa, vendar nikjer ne najdemo rudne plasti večje razsežnosti. Večinoma so to podolgovata, nekaj deset metrov dolga in le nekaj metrov široka zelo nepravilna cevasta rudna telesa različne debeline. Včasih so manj dolga in gnezdata. Te oblike veljajo predvsem za bogatejše koncentracije svinca in cinka. Siromašne koncentracije obeh kovin (0,5 do 1 %) zavzemajo v prvotnih sedimentacijskih nivojih mnogo večje površine. Svinec in cink sta v splošnem zelo razpršena, saj znaša poprečna vsebnost dolomitnega kompleksa na obzorju 1143 m 3570 ppm svinca in 3970 ppm cinka. To je poprečje 277 vzorcev vzetih na vsakih 5 m sledilnega rova. V tem je tudi bistvena razlika napram ladinski rudi, kjer je prikamenina nedaleč od rudnega telesa ponekod popolnoma sterilna. V Topli sta cinkova in svinčeva ruda izrazito diferencirani. Cinkova ruda je večidel v talninskem delu rudnega telesa, svinčeva oziroma svinčevo-cinkova pa v krovninskem. Talninska cinkova ruda vsebuje izredno malo svinca, večinoma samo sledove. Medtem ko je prikamenina z galenitnimi impregnacijami precej drčbljiva, je sfaleritna ruda zelo žilava in kompaktna, razen v primerih, ko je dolomitu primešan lapor, ki pa vsebuje ponekod dosti cinka (do 25 %). Svinčeva ruda pri flotiranju ne povzroča posebnih težav, od jalovine se lahko loči, le malo je oksidirana, s prikamenino pa niti ni preveč

20%	Ksenomorfna sfaleritna polja v drobnnozrnatem dolomitu Xenomorphe Zinkblende-anreicherungen im feinkörnigen Dolomit	
30%	Zelo razvejano zraščanje sfalerita z dolomitom Sehr starke Verwachsung von Zinkblende und Dolomit	
25%	Zelo drobne ksenomorfne intragranularne zapolnitve sfalerita v dolomitu Sehr feine xenomorphe intergranuläre Zinkblendeausfüllungen im Dolomit	
5%	Metasomatsko nadomeščanje dolomitnih zrn po sfaleritu Metasomatische Verdrängung von Dolomitmikörner durch Zinkblende	

1 sfalerit
Zinkblende

2 dolomit
Dolomit

Sl. 14. Oblike sfalerita v rudišču Topla in njegova zraščenosť s prikamenino in drugimi sulfidnimi minerali

Abb. 14. Zinkblendearten in der Lagerstätte Topla und deren Verwachsungen mit Nebengestein und anderen sulfidischen Mineralien

15%	Ksenomorfna sfaleritna zrna v laporastem dolomitu Xenomorphe Zinkblendekörner im mergeligen Dolomit	
3%	Zelo drobna sfaleritna zrna v piritu Sehr feine Zinkblendekörner im Pyrit	
1%	Debelozrnati poznodiagenetski sfalerit v dolomitni žilici Grobkörnige, spät-diagenetische Zinkblende in Dolomitader	
1%	Sfaleritna zrna zraščena z galenitom Zinkblendekörner verwachsen und umwachsen vom Bleiglanz	
		1 sfalerit 2 dolomit 3 galenit 4 pirit 1 Zinkblende 2 Dolomit 3 Bleiglanz 4 Pyrit

Sl. 15. Oblika sfalerita v rudišču Topla in njegova zraščenost s prikamenino in drugimi sulfidnimi minerali

Abb. 15. Zinkblendearten in der Lagerstätte Topla und deren Verwachsungen mit Nebengestein und anderen sulfidischen Mineralien

zraščena. Drugače je s cinkovo rudo, ki je izredno drobnnozrnata. Zaradi žilavosti in trdote zahteva daljše drobljenje, povrh pa je močno zraščena z dolomitom. Na sliki 14 in 15 so prikazane različne vrste zraščanja rudnih mineralov, bodisi med seboj ali z dolomitom.

Tektonika na mineralizacijo ni vplivala, ker je porudna. Vendar pa je močno dislocirala že itak zelo nepravilna rudna telesa. Da so stari rudarji pripisali prelomom (predvsem v smeri sever—jug) velik pomen, kažejo njihova rudarska raziskovalna dela, saj so iskali rudo vzdolž njih.

Mineralna sestava rude

Ruda Tople je precej siromašna z mineralnimi vrstami. Doslej so bili določeni naslednji minerali: sfalerit, pirit, markazit, melnikovit, galenit, hidrochinit, smithsonit, cerussit, anglezit, limonit oziroma goethit in greenokit.

Sfalerit je količinsko in tudi ekonomsko najpomembnejši mineral rudišča Topla. Povečini ima obliko zelo drobnih ksenomorfnih in hipidiomorfih zrn mikronskih dimenzij, ki so fino dispergirana v dolomikritni ali dolosparitni osnovi (tabla 4, sl. 1 in 2; tabla 7, sl. 1). Pogostnost posameznih dimenzij sfaleritnih zrn vidimo na tabeli 3 (Grobelšek, 1962, 1969).

Tabela 3
Granulometrijska sestava cinkove rude iz Tople

Kraj vzorčevanja	Granulometrijska sestava sfalerita			
	pod 10 μ	10—3 μ	30—60 μ	nad 60 μ
1. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov pri vходу	29,2 %	39,00 %	12,75 %	19,05 %
2. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov pri vходу	26,0 %	50,54 %	18,26 %	5,2 %
3. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov) pri nadkopu	7,0 %	16,00 %	23,00 %	46,00 %
4. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov) pri nadkopu	16,0 %	42,77 %	28,94 %	12,29 %
5. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov) pri nadkopu	4,32 %	7,23 %	9,68 %	78,77 %
6. Odkop na medobzorju 1158 m	20,0 %	58,83 %	14,74 %	6,43 %

Dokaj večja so sfaleritna zrna, ki nastopajo skupno z galenitom v poznodiagenetskem dolosparitu ali v poznodiagenetskih in epigenetskih dolomitnih žilicah (tabla 4, sl. 3, 4).

Sfalerit zapolnjuje v glavnem intergranularne pore dolomita, zato je njegova oblika večinoma zelo nepravilna (tabla 4, sl. 5, 6). Zrna so zelo razvejana in močno zraščena z dolomitnimi zrni. Razen sfalerita je v intergranularnih porah tudi precej organske substance, ki je v dokajšnji meri preprečila rast sfaleritnih kristalov. Intergranularne zapolnitve so nastale v glavnem v zgodnji fazi diageneze, in sicer po zgodnjediagenetski dolomitizaciji in nastanku piritnih framboidov. Zelo pogosto najdemo namreč dobro ohranjene piritne

framboide sredi sfaleritnih zrn (tabla 8, sl. 1). Skraja jih je bilo še mnogo več, vendar so bili prekristalizirani v drobne pentagondodekaedrske kristalčke.

V splošnem sfalerit mnogo manj teži k idiomorfizmu kot galenit, pirit in markazit. Zbirna kristalizacija se kaže pri sfaleritu predvsem v obliki kopičenja zrn v skupke ali polja nepravilnih oblik (tabla 5, sl. 1, 2; tabla 14, sl. 3).

Vse kaže, da je bil najstarejši sfalerit izločen tudi v obliki okroglih zrn, velikih le nekaj mikronov, ki jih najdemo pogosto še v piritnih in markazitnih kristalih (tabla 5, slike 3 do 6). Podobno kot piritni framboidi prehajajo v pentagondodekaedre, prehajajo sfaleritna okrogla zrna v drobne rombododekaedrske kristale.

Možno je, da so okrogla zrna produkt direktne precipitacije skupno s karbonatno usedlino, vendar je še vprašanje, v kakšni obliki so se izločila; karbonatni, sulfatni ali sulfidni. Glede na plitvomorsko sedimentacijo izključujem sulfid. Preostajajo nam torej le sulfatna, karbonatna in pri svincu eventualno kloridna oblika. Topnost omenjenih cinkovih spojin kaže tabela 4.

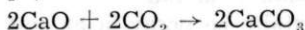
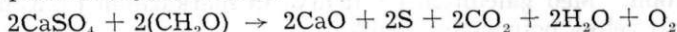
Tabela 4
Topnost sulfatov in karbonatov, cinka, svinca in železa
v vodi pri 18°C v g/l (Smirnov, 1954)

ZnSO ₄	531,2
Pb SO ₄	0,041
FeSO ₄	157,0
ZnCO ₃	0,04
PbCO ₃	0,001

ZnSO₄ je zelo topen in je poleg tega stabilen, ker ne hidrolizira niti oksidira ali reducira. Neobstojeen je edinele v karbonatnem okolju, kjer reagira s karbonati in bikarbonati ter preide v smithsonit z nizko topnostjo in to po naslednji poenostavljeni kemični enačbi:



Z bakterijsko pretvorbo sadre v kalcit se sprosti žveplo za nastanek sulfidov. To pretvorbo prikazujeta Sanders in Friedman (1967, str. 192) z naslednjo poenostavljeno enačbo:



Nastajajoči H₂S tvori s prisotnimi kovinami sulfide. V našem primeru so nastali piritni framboidi in sfalerit. Da lahko z bakterijskim delovanjem iz smithsonita nastane sfalerit, sta dokazala Baas-Becking in Moore (1961) z laboratorijskimi poizkusi.

Kolikor so okrogla zrna nastala med sedimentacijo, so prešla v sulfidno obliko v zgodnji fazi diagenese. Za takšno predpostavko govorita dve zelo drobni sfaleritni kroglici v piritnem framboidu na sliki 16 in na tabli 8, sl. 3. Ostala sfaleritna zrna so nastala pri nadaljnji zbirni kristalizaciji in metasomatozi (tabla 5, sl. 1—3) proti koncu zgodnje diagenese in v pozni diagenezi. Nemalokrat zasledimo sfaleritna zrna z dolomitnim jedrom (tabla 6, sl. 1). V nekaterih primerih gre za različne stopnje nadomeščanja dolomitnih kristalov, v drugih pa za nastanek idioblastov. Najmlajša generacija sfalerita je vezana na poznodiagenetske ali epigenetske bele dolomitne žilice. Od drugih sfaleritnih

zrn se razlikuje po barvi, obliki in sestavi. Ta sfalerit je rumenkasto rjav, medtem ko je ostali siv. Samo pri tem sfaleritu najdemo tudi idiomorfne kristalne oblike. Z mikrosondo je profesor Ottemann iz Heidelberga našel razlike v kemični sestavi med debelozrnatim rumenkasto rjavim in drobnozrnatim sivim sfaleritom, ki so razvidne iz tabele 5.

Tabela 5

Kemična sestava zgodnjiadiagenetskega (1) in poznodiagenetskega sfalerita (2), določena z mikrosondo (Ottemann, Heidelberg)

	Drobnozrnati sivi sfalerit (1)	Debelozrnati rumen- kasto rjavi sfalerit (2)
Fe	0,12 %	0,10 %
Cu	0,03 %	0,01 %
Cd	0,33 %	0,23 %
In	0,44 %	0,04 %

Vrstni red kristalizacije v dolomitnih žilicah je navadno drobnozrnati dolomit, debelozrnati dolomit, sfalerit, galenit in ponovno dolomit.

Galenit je v anizičnem dolomitu zelo razpršen. Nikjer ni v takšnih koncentracijah, kakršne srečujemo na primer v wettersteinskem apnencu. Povečini se javlja v obliki 1 do 5 mm velikih kubičnih kristalov-idioblastov (tabla 6, sl. 2, 3, 4 in 6). Slednji se kažejo včasih samo kot kali večjih kristalov, v katere bi se razvili v primeru večje cirkulacije porne raztopine.

Galenit je v glavnem produkt poznodiagenetskih metasomatskih procesov v kamenini, ki je bila že kolikor toliko trdna. V dovolj porozni kamenini so se lahko razvili popolni idiomorfni kristali, v manj porozni pa nepopolni meta-kristali. V galenitu najdemo nič koliko ostankov dolomita, sfalerita in pirita. Ker so bile porne raztopine bolj kisle, je razumljivo, da so bile proti dolomitu bolj agresivne kot proti sfaleritu ali piritu, katerih zrna so ostala v mnogih primerih nedotaknjena, oziroma so bila samo obdana z galenitom (tabla 6, sl. 6).

Galenitne kristale nemalokrat obdaja tanjši ali debelejši ovoj markazitnih kristalov (tabla 6, sl. 3 in 6), kar lahko pripišemo elektrokemičnim procesom v porni raztopini. Med galenitom (+ 15 mV) in markazitom (+ 37 mV) obstaja namreč dovolj velika potencialna razlika.

Razen v idiomorfni kristalih se pojavlja galenit tudi v dveh ksenomorfni oblikah: kot metasomatska nadomeščanja in infiltracije ter kot zapolnitve votlinic ali žilic (tabla 6, sl. 5). V prvem primeru je bil nadomeščen predvsem dolomit, medtem ko so se sfaleritna in piritna zrna ohranila kot vključki. V vseh preiskanih vzorcih je galenit vedno mlajši od sfalerita. Redno je vezan na poznodiagenetski, debelozrnati dolomit. Tudi ko zapolnjuje votlinice ali žilice, je paragenetsko zaporedje: dolomit, sfalerit, galenit (tabla 7, sl. 2).

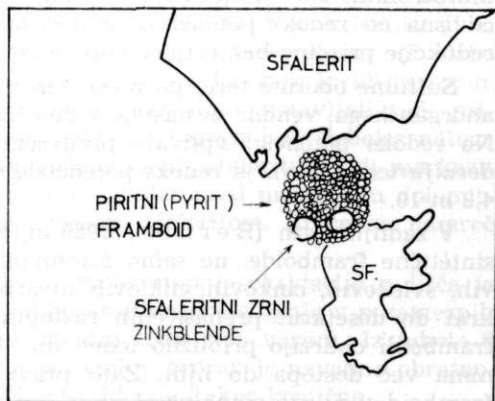
Pirit spremlja cinkovo laminarno rudo in tudi svinčevo-cinkovo impregnacijsko rudo. Pojavlja se predvsem v obliki framboidov ali kristalov pentagondodekaedra, kocke in bolj redko oktaedra. V cinkovi laminarni rudi so razpršena zelo drobna, 3 do 20 mikronov velika, več ali manj okrogla piritna zrnca. Veliko jih ima zelo lepo ohranjeno framboidno (malinovo) strukturo (tabla 8, sl. 1, 2 in 3). Večinoma so framboidi okrogli, toda nekateri kažejo obrise pentagondodekaedra. Iz tega sklepamo, da so tudi ostali drobni piritni

kristalčki mikronskih dimenzij nastali iz framboidov. Framboidna zrna najdemo največ v intergranularnem prostoru dolomita, vendar niso redki primeri, ko so sredi sfalerita (tabla 8, sl. 1). Med najpomembnejšimi geokemičnimi procesi v gornjih plasteh nekonsolidirane usedline je redukcija sulfatnega iona, ki jo povzročajo anaerobne bakterije. Pri tem nastali H_2S reagira z različnimi železovimi spojinami, predvsem z železovimi hidroksidi, ki so v vrhnji plasti usedline navadno v koloidalni obliki. V prvi vrsti nastaja pirit.

Love (1964) je našel v recentnih sedimentih pirit povečini v obliki drobnih kroglic premera 5 do 6 mikronov, ki imajo framboidno strukturo. Lep primer recentnega framboidnega pirita nam kaže slika 17 (Gadow, 1970) iz blata plimskega pasu v zalivu Jade v Severnem morju. Tu so v usedlini od zgoraj navzdol ugotovili tri cone (van Straaten, 1954), hidrooksidno (= oksidno cono), monosulfidno in disulfidno (redukcijsko) cono. Debelina oksidne cone je odvisna od granulometrijske sestave usedline; v blatu znaša le nekaj milimetrov, v pesku pa več centimetrov. Monosulfidna cona je debela 20 do 40 cm, ponekod nekaj metrov. Po Schneiderhöhn (1923) so pi-

Sl. 16. Piritni framboid s sfaleritnima kroglicama (glej sl. 3 na tabli 8)

Abb. 16. Pyritframboid mit Zinkblendekügelchen (siehe Abb. 3 auf Tafel 8)



Sl. 17. Agregat pirita v recentnem blatu. Jadebusen — Severno morje (Gadow, 1970)

Abb. 17. Pyritaggregat im Wattenschlick von Jadebusen (Gadow, 1970)

ritni framboidi organskega porekla. Njihov nastanek je pripisal bakterijam, ki v svojih celicah kopičijo elementarno žveplo v obliki drobnih kapljic. Ko celica odmre, lahko žveplo s prisotnimi kovinami tvori sulfide. Neuhaus (1940) je opisal framboide kot psevdomorfoze po bakterijah. Drobní framboidi naj bi bili nastali iz žvepljenih bakterij skupine *Thiophysa volutans*, večji pa iz skupine *Thiophysa macrophysa*.

Tudi Fabricius (1961), ki je preiskal predvsem framboidni pirit kössen-skih plasti, mu je pripisal organsko poreklo in ga označil kot facialni indikator. Če je v kamenini poleg framboidov prisotna tudi bentonska favna (foramini-ferna ali ostrakodna), se po njegovem mnenju žveplene bakterije razvijajo v zgornjih plasteh usedline, če te favne ni, so bakterije prisotne že v vodi. Le v drugem primeru, ko je voda v spodnjih plasteh brez kisika, nastaja pravi sapropel.

O nastanku framboidov obstajajo tudi povsem drugi pogledi. Po Rustu (1935) in Bastinu (1950) so framboidi nastali iz gelastih kroglic železovega sulfida. Podobnega mnenja je tudi Amstutz (1967), ki pravi, da izvira okrogel obod framboidov iz koloidne kapljice gelastega železovega monosulfida, hidrotroilita. Po Degensu (1968) sta oblika in nastanek piritnih globul odvisna od redoks potenciala (Eh) v usedlini ali vodi in kapacitete sulfatne redukcije prisotne bakterijske populacije.

Sulfidne oborine torej po njegovem mnenju niso biološkega porekla, temveč anorganskega, vendar so nastale v določeni odvisnosti od bakterijske aktivnosti. Na redoks potencial vplivajo predvsem anaerobne bakterije. *Desulphovibrio desulfuricans* ustvarja redoks potenciala do -500 mV in živi lahko pri pH med 4,2 in 10.

V zadnjih letih (Berner, 1969 in Farrand, 1970) so uspeli dobiti tudi sintetične framboide, ne samo železovih, temveč tudi drugih sulfidov; bakro-vih, svinčevih, cinkovih, niklovih in arzenovih, in sicer z obarjanjem iz dva-krat do desetkrat prenasčenih raztopin žveplovega vodika. Po obarjanju se framboidi obdržijo približno teden dni, dlje pa samo v primeru, če raztopina nima več dostopa do njih. Zato pravi Farrand, da geološka ohranitev framboidov ni nič manj pomembna kot njihov nastanek. Čeprav mu je uspelo dobiti sulfidne framboide tudi v okolju brez bakterij, pripisuje organskim spojinam v usedlini vseeno ključno vlogo pri nastanku in posebno še pri ohranitvi framboidov.

V rudnih plasteh Tople najdemo piritne framboide v glavnem v intergranu-larnih porah zgodnjediagenetskega dolomita. Po tem lahko sklepamo, da so framboidi produkt zgodnje diageneze, ki je sledila neposredno dolomitizaciji. Najdemo jih v glavnem v porah z organsko substanco, kar se glede njihove ohranitve povsem ujema s Farrandovimi ugotovitvami. Sorazmerno pogosti so v sfaleritu, iz česar sklepamo, da je sfalerit precipitiral kmalu po nastanku framboidov, jih izoliral nasproti porni raztopini in jih na ta način ohranil. Framboidom lahko pripisujemo določeno katalitično aktivnost. Večji del framboidalnih zrn pa je kristaliziral v drobne pentagondodekaederske kristalčke.

Večji piritni kristali so navadno zraščeni z markazitom. Pirit je delno idio-morfen, delno pa tvori nepravilna polja, ki so močno zraščena z dolomitom, sfaleritom ali markazitom. Nemalokrat so tudi med seboj zraščena.

Sorazmerno pogosto najdemo okrog piritnega kristala (idiomorfne ali ksenomorfne) radialno nanizane prizmatične markazitne kristale (tabla 8, sl. 4). Posebnost anizične rude pa so drobna okrogla in rombododekaedrska sfaleritna zrna v piritnomarkazitnih poljih ali pa v idiomorfni kristalih. Med njimi najdemo pogosto tudi kristale (idicblaste) pirita, kakršne vidimo npr. na sliki 5 (tabla 5). Večji piritni kristali in piritno-markazitna polja so mlajši od piritnih framboidov, drobnih piritnih zrn in drobnozrnatega, predvsem intragranularnega sfalerita. Vezani so na bolj poznodiagenetsko metasomatsko fazo ali fazo prekristalizacije dolemita.

Markazit je posebno v plastoviti cinkovi rudi zelo pogost mineral. V posameznih plasteh ga je celo več kot sfalerita. Na oko ga vidimo kot drobno kroglico ($\varnothing$ 0,5 do 2 mm), pod mikroskopom pa spoznamo, da gre skoro vedno za skupek radialno žarkastih ali tudi nepravilno razvrščenih prizmatičnih kristalov (tabla 9). V večini primerov so dvojčične lamele tako lepo vidne kot na sliki 5 (tabla 8).

Podobno piritnim idioblastom ali galenitnim kristalom leže tudi markazitni v bolj debeložrnatem dolomitu. Zraščanje s piritom je, kot že omenjeno, sorazmerno pogosten pojav (tabla 9, sl. 2). Sprememb markazita v pirit, za kar so potrebne temperature 520 do 535 °C, nismo našli. Markazit je kristaliziral iz ionskih raztopin. Medtem ko precipitira pirit lahko v nevtralnem ali slabo kislem okolju, precipitira markazit pri nizki temperaturi iz bolj kislih raztopin. Zato je proti karbonatom tudi bolj agresiven, kar smo ugotavljali tudi pri galenitu. Okrog markazita je skoro vedno avreola čistega bolj debeložrnatega dolomita (tabla 8, sl. 6), česar nikoli ne zasledimo pri sfaleritu. Tudi markazit je nedvomno nastal v kasnejši fazi diageneze, vendar pred nastankom dolomitnih žilic s poznodiagenetskim ali epigenetskim sfaleritom. Žilice so namreč brez pirita in markazita.

Sekundarni minerali. Zaradi sorazmerno nizke stopnje oksidacije rudišča je oksidacijskih mineralov malo. Sicer pa lahko oksidacijska stopnja v posameznih delih rudišč in celo znotraj posameznih rudnih teles zelo variira. Iz tabele 6 vidimo, da je pri svincu precej višja kot pri cinku, čeprav je navadno obratno. Mikroskopske preiskave ne kažejo tolikšne oksidacije kakor kemične.

Tabela 6

Poprečen odstotek Pb in Zn v rudi in stopnja oksidacije pomembnejših rudnih teles v rudišču Topla

Rudno telo	Obzorje	Pb _{sk}	Pb _{ox}	Zn _{sk}	Zn _{ox}	$\frac{Pb_{ox}}{Pb} \cdot 100$	$\frac{Zn_{ox}}{Zn} \cdot 100$
1	1143 m	2,10	1,10	7,94	4,00	52,4	50,4
2	1143 m	2,36	0,90	3,10	1,36	38,1	43,9
3	1143 m	2,00	0,60	9,90	1,40	30,0	14,1
4	1143 m	0,10	0,01	10,73	1,31	10,0	12,2
5	1073 m	3,60	0,90	4,45	0,85	25,0	19,1

(Analitiki: Kaker, Hancman — Mežica)

Galenitna in sfaleritna zrna so povečini zelo čista, skoraj brez znakov oksidacije. Rudni telesi 1 in 2 sta izjemno močno oksidirani, vendar ne povsod

enako. Večjo stopnjo oksidacije galenita pripisujem večji razdrobljenosti kame-nine, ki je omogočila večjo cirkulacijo vadoznih vod.

V starih rudarskih delih najdemo precej hidrocinikita, ki tvori skupno s kalcitom in aragonitom bele skorje in kratke kapnike. Galenit je v starih odkopih prevlečen z drobnimi anglezitivimi kristalčki, podobnimi plesni. Greenockit najdemo tu in tam kot rumenkasto zelen oprh na sfaleritu. V tektonsko bolj porušeni ali razpokani kamenini so pogostne tudi večje količine limonita in goethita, tu in tam tudi cerusita in smithsonita, zelo redek pa je vulfenit.

Teksturne in strukturne značilnosti rude

Malo je cinkovo-svinčevih rudišč, ki hranijo o svojem sedimentnem poreklu toliko zanesljivih dokazov kot Topla. Da je bilo mnogo polemike o nastanku alpskih ladinskih rudišč, se niti ne smemo čuditi, saj kažejo sorazmerno malo primarnih sedimentnih tekstur in struktur, ker so povečini nastale v pozni diagenezi in epigenezi.

Sedimentne texture so za interpretacijo geneze rudonosnih kamenin izredno pomembne. Pravilna identifikacija texture nam omogoča spoznati ne samo pogoje nastanka kamenine, temveč tudi nastanek rudnih mineralov v njej. V Topli ločimo po mineralni sestavi, količinskem razmerju svinca in cinka ter po strukturnih in teksturnih značilnostih v glavnem dve vrsti rud: plastovito rudo z različnimi dobro ohranjenimi sedimentnimi teksturami in strukturami ter impregnacijsko v manjšem obsegu tudi žilno-impregnacijsko rudo v dolosparitu.

Kot v večini drugih svinčevo-cinkovih rudišč, tudi v Topli rudne plasti nimajo velike horizontalne razsežnosti, temveč zapolnjujejo podolgovate kotanje ali lijakaste vdolbine v dolomitu. Sestoji iz laminarnega dolomikrita (0,05 mm), drobnozrnatega dolosparita (0,05 do 0,1 mm), intraklastičnega dolomikrita in intraformacijske breče. Ponekod je tudi precej glinaste ali laporaste substance, ki vsebuje celo do 25 % cinka.

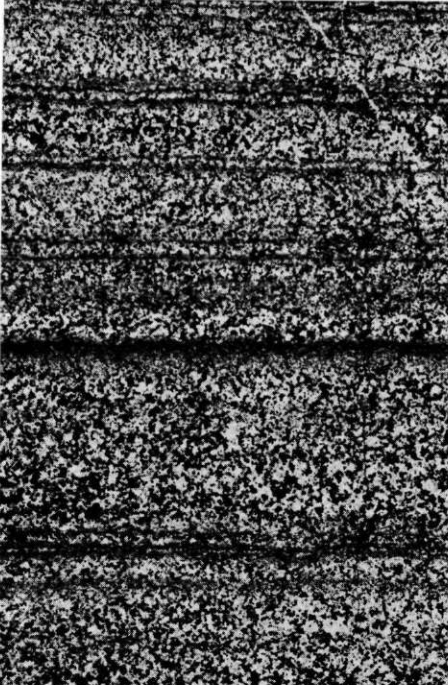
Rudonosni laminarni dolomikrit sestoji iz plasti, debelih 0,5 do 3 mm z različno granulometrijsko sestavo, koncentracijo sulfidnih mineralov ter z različno količino organske in glinaste substance. Od teh primesi je odvisna tudi barva kamenine oziroma posamezne plasti. Jalovi dolomitni vložki oziroma deli plasti in črni odlomki intraformacijske breče so zaradi organskih primesi in drobno razpršenega pirita črni, s sfaleritom bogate plasti pa so sive. Laminarni dolomit kaže znake postopne zrnivosti (sl. 18), ki je nastala z usedanjem materiala iz granulometrijsko heterogene suspenzije. V splošnem vsebuje drobnozrnati dolomit le drobna sulfidna zrna, debelozrnati dolomit pa drobna in debela sulfidna zrna. Vse kaže, da je zrnavost dolomita in sulfidnih mineralov odvisna od glinastih in organskih primesi, ki so nedvomno omejevale cirkulacijo pornih raztopin in s tem tudi zbirno kristalizacijo, naj si bo dolomita ali sulfidnih mineralov. Na ta način je nastala tudi lažna postopna zrnavost sulfidnih mineralov, ki po mojem mnenju ne nastane z mehansko akumulacijo sulfidnih kristalov, kot to razlaga Schulz (1965) na primerih rudnih ritmitov v grabenskem revirju, temveč z rastjo kristalov oziroma sulfidnih agregatov med diagenezo.

Zrnavost sulfidnih zrn je odvisna od:

1. granulometrijske sestave primarne usedline pred dolomitizacijo, delno pa tudi od zrnivosti dolomita,
2. sestave in homogenosti usedline,
3. vrednosti pH in Eh porne raztopine,
4. mobilnosti porne raztopine v usedlini,
5. trajanja diageneze, predvsem pa od tiste faze diageneze, v kateri je sulfid nastal.

Navedeni faktorji so več ali manj v medsebojni odvisnosti. Mobilnost raztopine je nedvomno odvisna od granulometrijske in mineralne sestave usedline. Z dolomitizacijo usedline se poroznost še poveča, pri popolni celo za 12 do 14 %. Mineralna sestava predvsem odloča o trajanju diageneze. Diageneza glinaste usedline hitreje napreduje, kamenina sicer še ni trdna, vendar sorazmerno hitro doseže svoj predmetamorfni stadij. Če pogledamo bolj podrobno rudne ritmite, oziroma rudo z dobro ohranjeno sedimentno strukturo v triadnih karbonatnih kameninah, vidimo:

1. da gre za nehomogen paralelni skupek dolomita, sfalerita in pirita ali dolomita, galenita, sfalerita in pirita ter bituminoznih glinastih vložkov, vzporednih s plastovitostjo,

	Ø dolomitnih zrn Ø Dolomitkörner (mm)	Ø sfaleritnih zrn Ø Zinkblendekörner (mm)
	0,02 - 0,08	0,01 - 0,2
	0,01 - 0,05	0,01 - 0,04
	0,02 - 0,08	0,01 - 0,2
	0,01 - 0,06	0,01 - 0,04
	0,02 - 0,08	0,01 - 0,2
	0,01 - 0,06	0,02 - 0,06
	0,01 - 0,06	0,01 - 0,04
	0,03 - 0,1	0,01 - 0,1
	0,006 - 0,04	0,006 - 0,02
	0,02 - 0,1	0,01 - 0,1
	0,04 - 0,2	0,02 - 0,1
	0,02 - 0,05	0,01 - 0,08
	0,04 - 0,2	0,02 - 0,1

Sl. 18. Laminarni rudonosni dolomit s sfaleritom. Topla, 9 × povečano
Abb. 18. Erzrhythmit mit Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 9 ×

Besedilo k slikam

Tafelerklärung

Tabla 1 — Tafel 1

Sl. 1. Tankoplastoviti mikritni apnenec spodnjega horizonta anizičnih plasti ob gozdni cesti pod Matvozom, 1,5 km jugovzhodno od Črne na Koroškem

Abb. 1. Dünnschichtiger Kalkmikrit der unteren anisischen Gesteinsserie an der Waldstrasse unterhalb von Matvoz, 1,5 km südöstlich von Crna

Sl. 2. Peletni apnenec s kalcitnim sparitnim cementom. Peleti sestojе iz mikritnega apnenca, deloma pa iz dolosparita. Spodnji anizični horizont, Topla, obzorje 1143 m. 12 × povečano

Abb. 2. Pillenkalk mit Kalksparitzement. Die Pillen bestehen aus Kalkmikrit, zum Teil aus Dolosparit. Untere anisische Gesteinsserie, Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 12 ×

Sl. 3. Detritni apnenec s kalcitnim sparitnim cementom. Detritus sestoji iz dobro sortiranih in različno zaobljenih zrn mikritnega apnenca in fosilnih drobcev. Spodnji anizični horizont. Topla, obzorje 1143 m, levi presek. 2 × povečano

Abb. 3. Detrituskalk mit Kalksparitzement. Das Detritus besteht aus gut sortierten und verschieden abgerundeten Kalkmikritkörner und aus Fossilüberresten. Untere anisische Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 2 ×

Sl. 4. Detritni apnenec s kalcitnim sparitnim cementom. Detritus je slabo sortiran, sestoji iz fosilnih drobcev in različno zaobljenih zrn mikritnega apnenca. Spodnji anizični horizont. Topla, obzorje 1143 m, prvi levi prečnik. 10 × povečano

Abb. 4. Detrituskalk mit Kalksparitzement. Detritus ist schlecht sortiert, es besteht aus Fossilüberresten und verschieden abgerundeten Kalkmikritkörner. Untere anisische Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m, erster linker Querschlag. Vergrößerung 10 ×

Sl. 5. Mikritni apnenec s fosilnim drobirjem. Sestoji iz krinoidnih členov in drobcev, školjčnih in drugih lupinic. Topla, obzorje 1143 m, prvi levi prečnik. 10 × povečano

Abb. 5. Kalkmikrit mit Fossildetritus von Crinoiden-Segmente, Muschel- und sonstige Schalen. Topla, Lauf 1143 m, erster linker Querschlag. Vergrößerung 10 ×

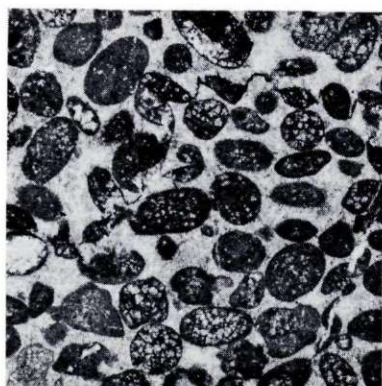
Sl. 6. Pasoviti dolomit srednjega dolomitnega horizonta anizične stopnje. Plasti sestojе iz sivkastorjavega srednjezrnatega dolosparita, ki se menjava z belim srednje do debelozrnatim dolosparitom. Topla, obzorje 1073 m, 2. desni prečnik

Abb. 6. Gebänderter Dolomit der mittleren Gesteinsserie des anisischen Schichtpackets. Die Schichtfolge besteht aus graubraunen mittelkörnigen und weissen mittel- bis grobkörnigen Dolospariten. Topla, Lauf 1073 m, 2. rechter Querschlag

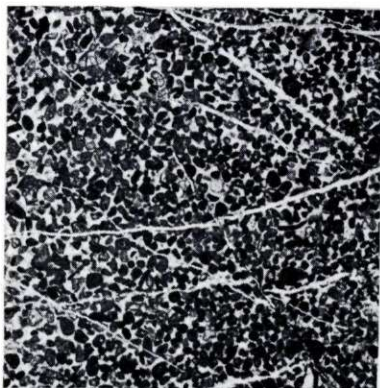
Tabla 1 — Tafel 1



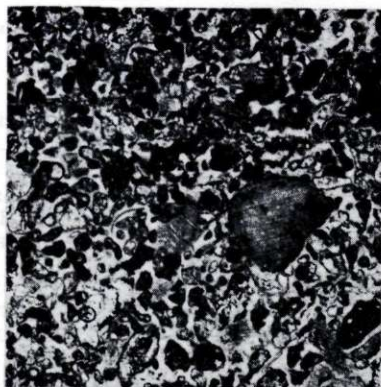
1



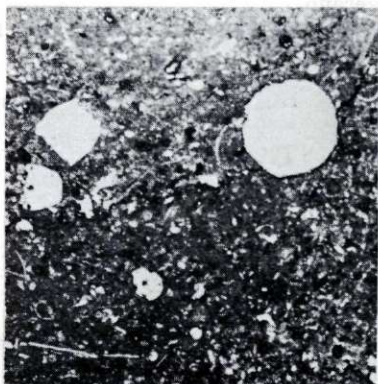
2



3



4



5



6

Tabla 2 — Tafel 2

Sl. 1. Conarni dolomitni kristal belega debeložrnatega dolosparita. Med navzkrižnimi nikoli zapažamo vzporedno s conarno zgradbo mikritizacijo dolomitnega kristala. V zgornjem delu slike je dolomit milonitiziran. Srednji anizični horizont. Topla, obzorje 1143 m. 8 × povečano

Abb. 1. Dolomitkristal mit Zonarbau des weissen grobkörnigen Dolosparits. Unter gekreuzten Nicols ist eine Mikritisierung parallel zum Zonarbau des Dolomitkristalls bemerkbar. Im oberen Teil der Abbildung ist der Dolomit milonitisiert. Mittlere anisische Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 8 ×

Sl. 2. Srednježrnati dolosparit. Sestoji večidel iz ksenomorfni dolomitnih zrn. Intergranularne pore so zapolnjene z organsko substanco. Topla, obzorje 1143 m. 50 × povečano

Abb. 2. Mittelkörniger Dolosparit mit vorwiegend xenomorphen Dolomitkörner. Der intergranuläre Porenraum ist mit organischer Substanz gefüllt. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 50 ×

Sl. 3. Dolomitizacija krinoidnega člena. Srednji dolomitni horizont. Topla, obzorje 1143 m. 42 × povečano

Abb. 3. Dolomitisation eines Crinoiden-Segments. Mittlere Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 42 ×

Sl. 4. Apnenec z rožencem zgornjega anizičnega horizonta. Topla, severno od kmetije Fajmut

Abb. 4. Kieselkalk der oberen anisischen Gesteinsserie. Topla, nördlich vom Bauernhof Fajmut

Sl. 5. Delno kalcitizirana kremenasta spikula v mikritnem apnencu zgornjega anizičnega horizonta v Topli. 40 × povečano

Abb. 5. Zum Teil calcitisierte Kieselschwammnadel im Kalkmikrit der oberen anisischen Gesteinsserie von Topla. Vergrößerung 40 ×

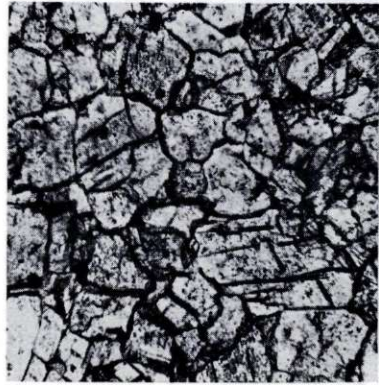
Sl. 6. Idiomorfni dolomitni kristali v rožencu mikritnega apnenca zgornjega anizičnega horizonta v Topli. 4 × povečano

Abb. 6. Idiomorphe Dolomitkristalle im Hornstein des Kalkmikrits der oberen anisischen Gesteinsserie von Topla. Vergrößerung 4 ×

Tabla 2 — Tafel 2



1



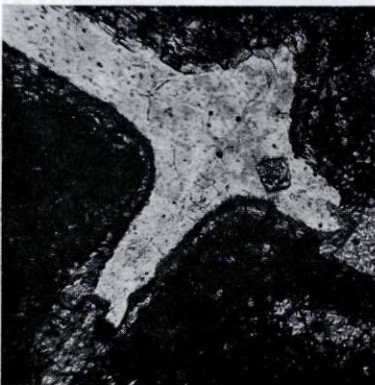
2



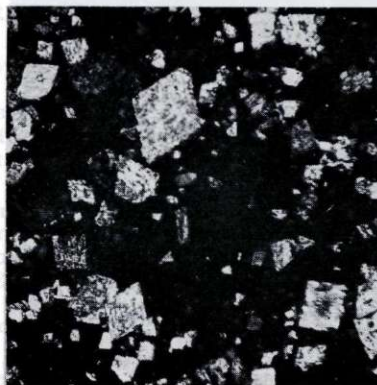
3



4



5



6

Tabla 3 — Tafel 3

Sl. 1. Rudonosni brečasti in laminarni dolomikrit z obremenitveno teksturo. Črni odlomki so sterilni, vsebujejo pa organske primesi in zelo drobna piritna zrna. Siva osnova laminarnega dolomikrita in breče je bogata s sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. Približna naravna velikost

Abb. 1. Brecciöser und laminierter Erzdolomikrit mit »Load cast«. Die schwarzen Bruchstücke sind steril, sie enthalten organische Substanz und sehr feinkörnigen Pyrit. Die graue Matrix des laminierten Dolomikrits und Breccie ist reich an Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Natürliche Grösse

Sl. 2. Rudonosni intraklastični dolomikrit s sfaleritom (črn). Topla, obzorje 1143 m. 5 × povečano

Abb. 2. Intraklastdolomikrit mit Zinkblende (schwarz). Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 5 ×

Sl. 3. Sterilni dolomikritni intraklast v laminarnem rudonosnem dolomikritu, bogatem s sfaleritom in piritom (črna zrna). Topla, obzorje 1143 m. 5 × povečano

Abb. 3. Steriler Dolomikritintraklast im laminierten Erzdolomikrit mit Zinkblende und Pyrit (schwarze Körner). Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 5 ×

Sl. 4. Sterilni dolomikritni intraklast v rudonosnem laminarnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 4 × povečano

Abb. 4. Steriler Dolomikritintraklast im laminierten Erzdolomikrit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 4 ×

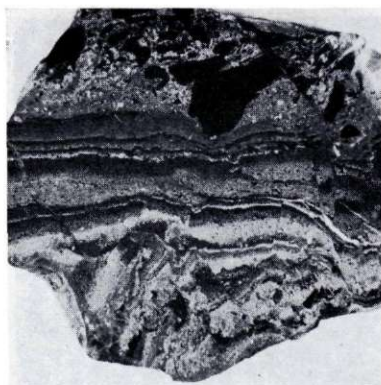
Sl. 5. Obremenitvena tekstura v laminarnem rudonosnem dolomikritu. Sfaleritna in piritna zrna (bela) so zelo drobna, markazitna so večja. Organska substanca (črna) je nakopičena vzdolž stilolitnih šivov in na površjih posameznih plasti. Topla, obzorje 1143 m. 9 × povečano

Abb. 5. »Load-cast« Struktur im laminierten Erzdolomikrit. Zinkblende und Pyrit (weiss) sind feinkörnig, Markasit kommt in grösseren Kristallen vor. Entlang Styolithen und Oberflächen der Feinschichtung ist organische Substanz angereichert. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 9 ×

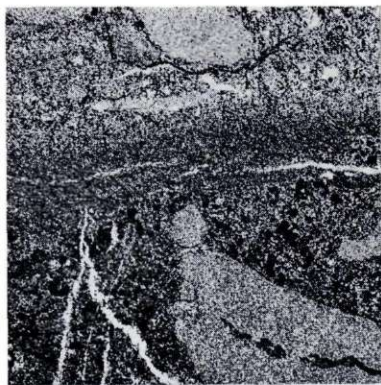
Sl. 6. Intraklastični dolomikrit z bogato orudeno dolomikritno osnovo. Topla, obzorje 1143 m. 15 × povečano

Abb. 6. Intraklastdolomikrit mit reichvererzter Dolomikritmatrix. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 15 ×

Tabla 3 — Tafel 3



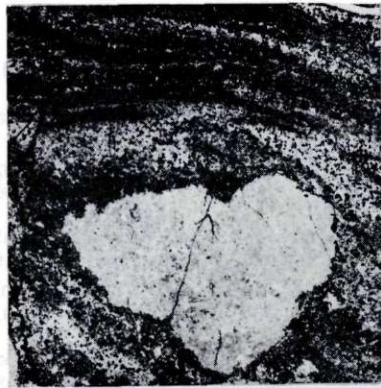
1



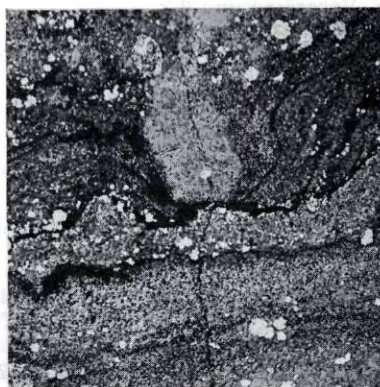
2



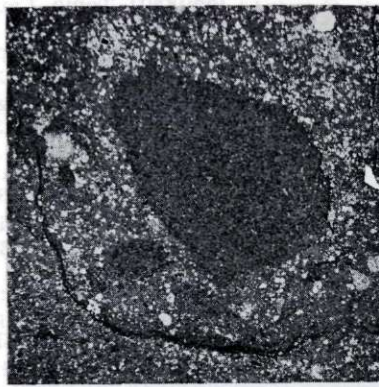
3



4



5

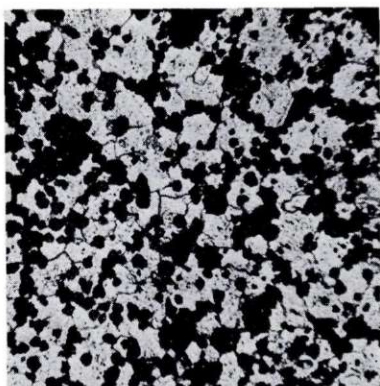


6

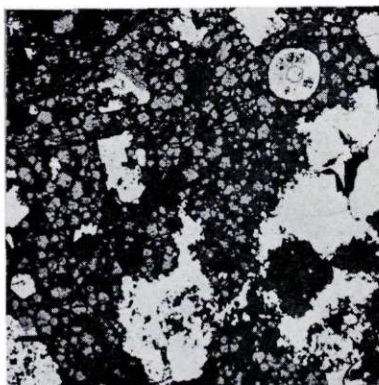
Tabla 4 — Tafel 4

- Sl. 1. Impregnacija drobnozrnatega sfalerita v dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m.
124 × povečano
- Abb. 1. Imprägnation feinkörniger Zinkblende im Dolomikrit. Topla, Lauf 1143 m.
Vergrößerung 124 ×
- Sl. 2. Impregnacija drobnozrnatega sfalerita (sivo) v združbi z galenitom, piritom in markazitom v laporastem dolomitu. Topla, obzorje 1073 m. 21 × povečano
- Abb. 2. Imprägnation feinkörniger Zinkblende (grau) in Gesellschaft mit Bleiglanz, Markasit, und Pyrit. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 21 ×.
- Sl. 3. Debelozrnati sfalerit v poznodiagenetski ali epigenetski dolomitni žilici, vzporedni s plastovitostjo, kar je vidno tudi iz zapolnjene votlinice (vodne tehtnice) v rudonosnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano
- Abb. 3. Grobkörnige Zinkblende und Dolomit als spätdiagenetische oder epigenetische Kluftausfüllung, die parallel mit der Schichtung verläuft (siehe Wasserwaage im Dolomikrit). Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 6 ×
- Sl. 4. Sfalerit v poznodiagenetski ali epigenetski dolomitni žili. Topla, obzorje 1143 m.
11 × povečano
- Abb. 4. Zinkblende in einer spätdiagenetischen oder epigenetischen Dolomitader. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 11 ×
- Sl. 5. Zgodnjediagenetska intergranularna zapolnitev dolomita s sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. 380 × povečano
- Abb. 5. Frühdiagenetische intergranuläre Ausfüllung von Zinkblende im Dolomikrit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 380 ×
- Sl. 6. Zgodnjediagenetska intergranularna zapolnitev in delno nadomeščanje dolomikrita s sfaleritom. V intergranularnih porah je tudi organska substanca (črna). Topla, obzorje 1143 m. 380 × povečano
- Abb. 6. Intergranuläre frühdiagenetische Ausfüllung organischer Substanz und Zinkblende im Dolomikrit. Zum Teil sind schon metasomatische Verdrängungen vorhanden. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 380 ×

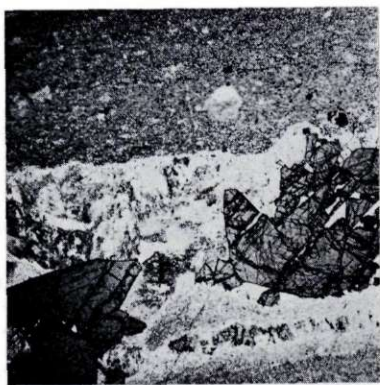
Tabla 4 — Tafel 4



1



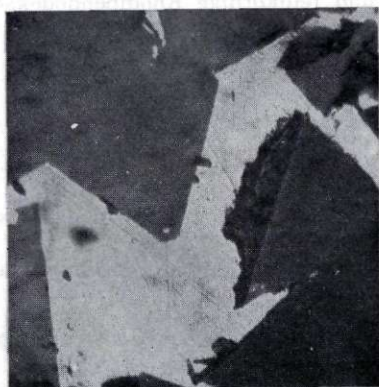
2



3



4



5

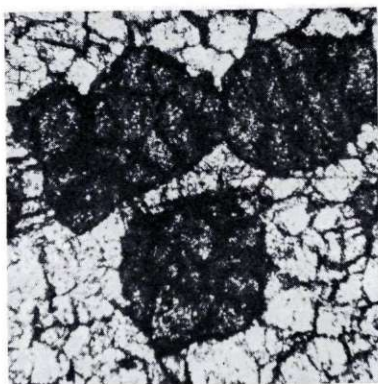


6

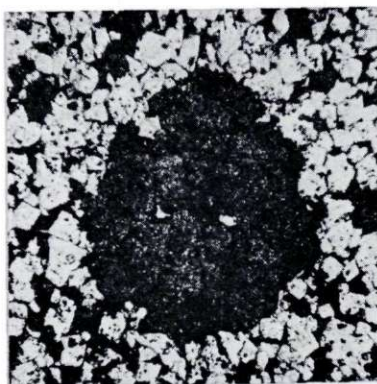
Tabla 5 — Tafel 5

- Sl. 1. Sfaleritni skupki v dolomikritu. Topla, medobzorje 1158 m. 110 × povečano
 Abb. 1. Zinkblendeaggregate im Dolomikrit. Topla, Zwischenlauf 1158 m. Vergrößerung 110 ×
- Sl. 2. Skupek sfaleritnih zrn ter intergranularno razvrščen sfalerit v dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 110 × povečano
 Abb. 2. Dolomikrit mit intergranulär verteilter Zinkblende und einer Anhäufung grösserer Anzahl von Zinkblendekörner entstanden entweder durch Sammelkristallisation oder Verdrängungsvorgänge. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 110 ×
- Sl. 3. Metasomatsko sfaleritno polje (sivo) s piritno lečo (belo) v kateri so drobne sfaleritne kroglice in drobni rombododekaederski kristalčki (sivi). Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano
 Abb. 3. Metasomatische Zinkblendeaneicherung (grau) mit Pyritlinse (weiss) in welcher sich sehr feine Zinkblendekügelchen und feinkörnige Rhombendodekaeder-Kristalle befinden (graue). Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×
- Sl. 4. Pirit (bel) s sfaleritnimi kroglicami (sive), ki so povečini kristalile v rombododekaederske kristalčke. Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano
 Abb. 4. Pyrit (weiss) mit Zinkblendekügelchen (grau), die vorwiegend in kleine Rhombendodekaeder-Kristalle umkristallisiert sind. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×
- Sl. 5. Metakristali pirita s sfaleritnimi kroglicami in drobnimi rombododekaederskimi kristalčki. Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano
 Abb. 5. Pyritidioblaste mit Zinkblendekügelchen und kleine Rhombendodekaeder-Kristalle. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×
- Sl. 6. Delno okrogla, delno že izkristalizirana sfaleritna zrna (temno siva) v piritu (svetlo siv). Topla, obzorje 1143 m. 500 × povečano
 Abb. 6. Zum Teil runde, zum Teil kristalisierte Zinkblendekörner (dunkelgrau) im Pyrit (hellgrau). Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 500 ×

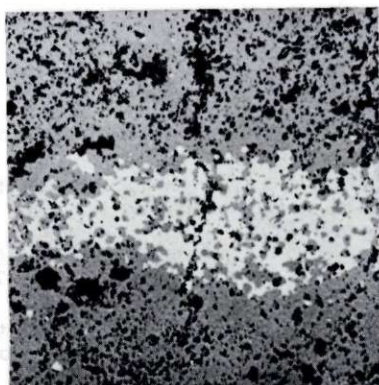
Tabla 5 — Tafel 5



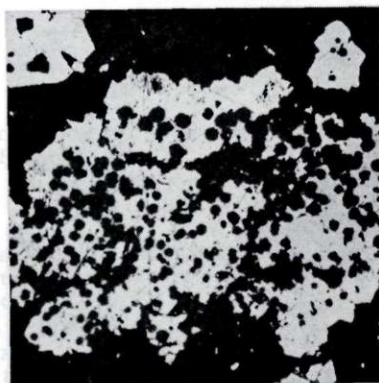
1



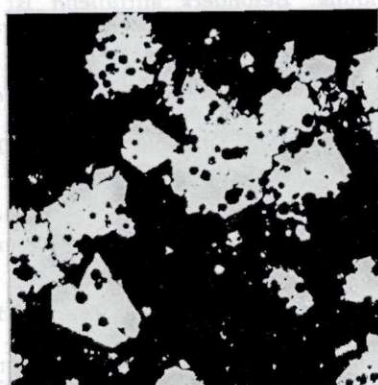
2



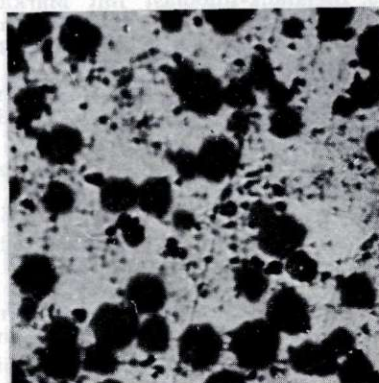
3



4



5



6

Tabla 6 — Tafel 6

Sl. 1. Mikrokokardni sfalerit z dolomitnim jedrom. Premer zrn je 30 do 60 mikronov.
Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano

Abb. 1. Mikrokokarde Zinkblende mit Dolomitkern. Der Korndurchmesser beträgt
30 bis 60 Mikronen. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×

Sl. 2. Del piritno-markazitne leče (bela zrna) v sfaleritni impregnacijski rudi (siva
zrna). V levem zgornjem kotu je galenitni metakristal. Topla, obzorje 1073 m. 70 ×
povečano

Abb. 2. Teil einer Pyrit-Markasitlinse (weisse Körner) im Zinkblendeimprägnation-
serz (graue Körner). In der oberen linken Ecke befindet sich ein Bleiglanz-Idioblast.
Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 70 ×

Sl. 3. Metakristal galenita z markazitnim ovojem. Velika je razlika nasproti drobno-
zrnatemu ksenomorfne sfaleritu (siva zrna). Topla, obzorje 1073 m. 14 × povečano

Abb. 3. Bleiglanz-Idioblast mit Markasitumrandung. Besonders auffallend ist der
Unterschied gegenüber die feinkörnigen und xenomorphen Zinkblendekörner (graue).
Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 14 ×

Sl. 4. Idiomorfni metakristali galenita, razpršeni v srednjezrnatem dolosparitu. Topla,
obzorje 1143 m. 60 × povečano

Abb. 4. Idiomorphe Bleiglanzidioblaste im mittelkörnigen Dolosparit. Topla, Lauf
1143 m. Vergrößerung 60 ×

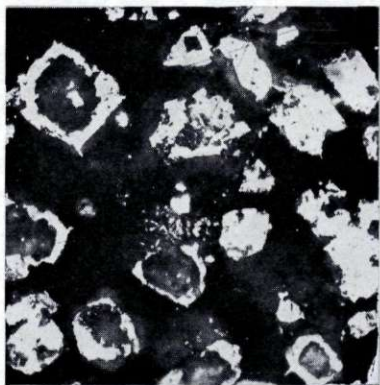
Sl. 5. Infiltracija galenita (bel) v sfaleritu (siv). Topla, obzorje 1143 m. 60 × povečano

Abb. 5. Bleiglanzinfiltrierung in der Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung
60 ×

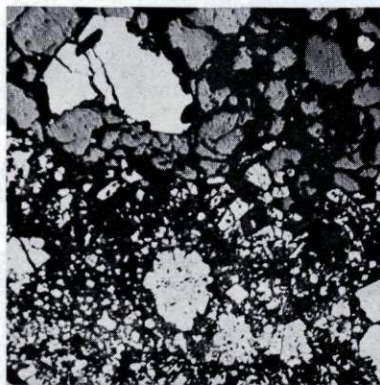
Sl. 6. Idiomorfni galenitni kristal z markazitnim ovojem. V galenitu so ostanki dolo-
mitnih, piritnih in sfaleritnih zrn. Topla, obzorje 1073 m. 60 × povečano

Abb. 6. Idiomorpher Bleiglanzkristall mit Markasitumrandung. Im Bleiglanz sind noch
Überreste von Dolomit-, Pyrit- und Zinkblendekörner vorhanden. Topla, Lauf 1073 m
Vergrößerung 60 ×

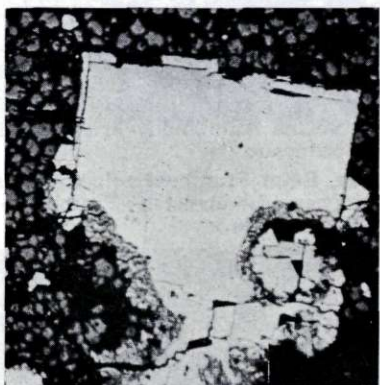
Tabla 6 — Tafel 6



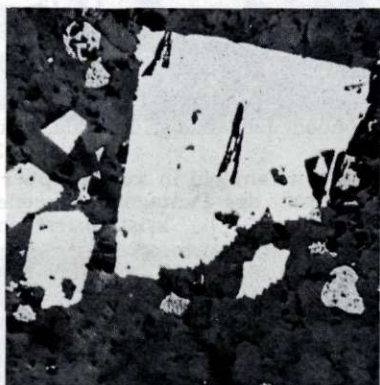
1



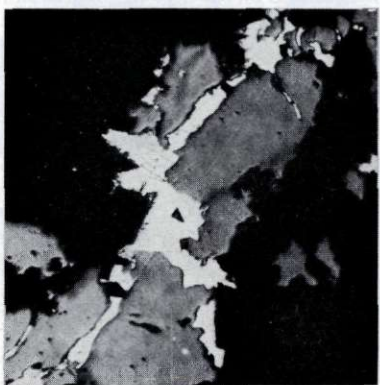
2



3



4



5



6

Tabla 7 — Tafel 7

Sl. 1. Bogata svinčevo-cinkova ruda v laporastem dolomitu. Sfalerit — siv, drobnnozrnat, galenit — bel; markazit in delno pirit — rumen. Topla, obzorje 1073 m. 5 × povečano

Abb. 1. Reiches Blei-Zinkerz im Mergeldolomit. Zinkblende — grau und feinkörnig; Bleiglanz — weiss; Markazit und zum Teil auch Pyrit — gelb. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 5 ×

Sl. 2. Poznodiaogenetska rudna žilica (debela 0,5 mm) z dolomitom, sfaleritom in galenitom. Po istem vrstnem redu so omenjeni minerali tudi kristalizirali. Sfalerit (drobna rjava zrna) v dolomitni osnovi je nastal v fazi zgodnje diageneze. Topla, obzorje 1143 m. 57 × povečano

Abb. 2. Spätdiagenetischer Erzgang (0,5 mm mächtig) mit Dolomit, Zinkblende und Bleiglanz. Nach der selben Reihenfolge verlief auch die Kristallisation. Die feinkörnige Zinkblende der Dolomitmatrix entstand im frühdiaogenetischen Stadium. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 57 ×

Tabla 8 — Tafel 8

Sl. 1. Piritni framboid v ksenomorfem sfaleritu. Pri framboidu se že kažejo obrisi pentagondodekaederskega kristala, v katerega je večina framboidov kristalilo. Topla, obzorje 1143 m. 500 × povečano

Abb. 1. Pyritframboid in xenomorpher Zinkblende. Beim Framboid zeigen sich schon die Konturen des Pentagondodekaeders im welchen die meisten Framboide umkristallisiert sind. Vergrößerung 500 ×

Sl. 2. Skupina piritnih framboidov v rudonosnem dolomikritu z impregnacijami ksenomorfnega sfalerita. Topla, obzorje 1143 m. 540 × povečano

Abb. 2. Pyritframboide im Dolomikrit mit xenomorphen Zinkblendekörner. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 540 ×

Sl. 3. Piritni framboid s sfaleritnima kroglicama premera 3 mikronov. Ksenomorfna sfaleritna zrna (siva) deloma zapolnjujejo intergranularne pore, deloma pa so zamenjala dolomitna zrna. Topla, obzorje 1143 m. 410 × povečano

Abb. 3. Zinkblendekügelchen mit einem Durchmesser von 3 μ im Pyritframboid. Die xenomorphen Zinkblendekörner füllen zum Teil den Porenraum aus, zum Teil haben sie auch den Dolomit verdrängt. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 410 ×

Sl. 4. Ksenomorfni pirit, obraščen z markazitnimi kristali. Vmes so ksenomorfna sfaleritna zrna (siva). Topla, obzorje 1073 m. 50 × povečano

Abb. 4. Xenomorpher Pyrit umwachsen mit Markasitkristalle. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 50 ×

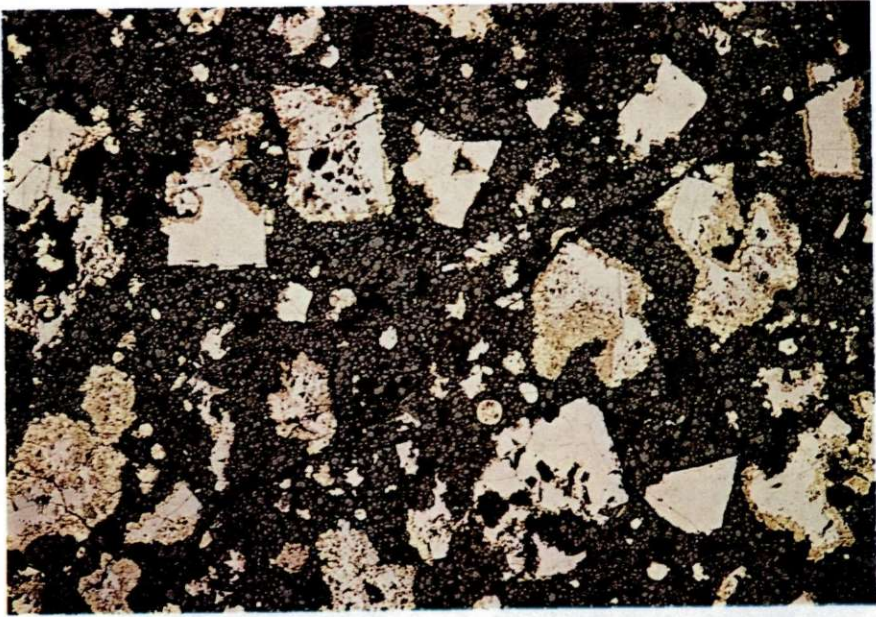
Sl. 5. Dvojčične lamele v markazitu. Topla, obzorje 1073 m. 125 × povečano

Abb. 5. Zwillingslamellen im Markasit. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 125 ×

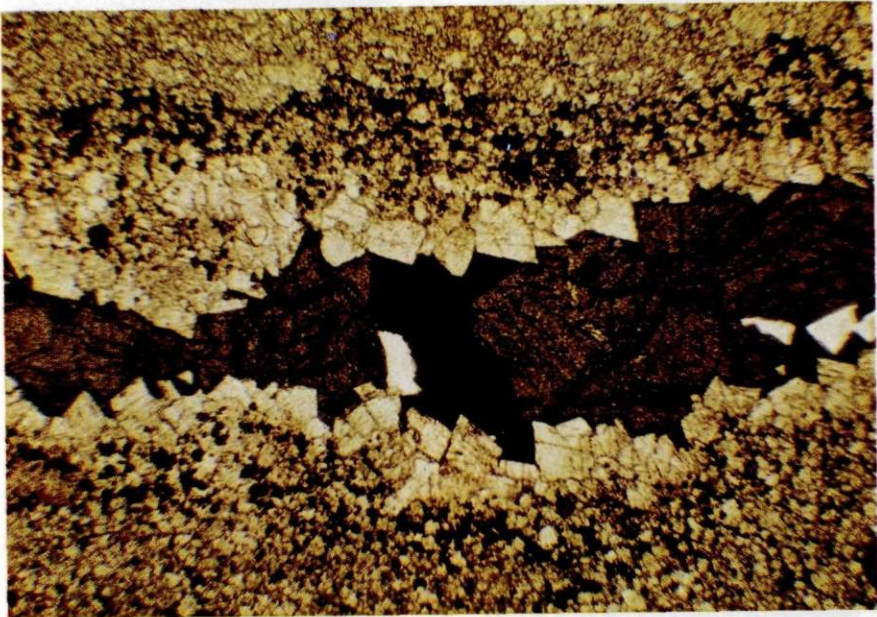
Sl. 6. Markazitni zrni v prozornem (čistem) in debelozrnatem prekristaljenem dolomitu sredi drobnozrnatega dolomikrita z drobnozrnatim sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. 90 × povečano

Abb. 6. Markasitkörner umgeben von klaren und grobkörnigen Dolomit im feinkörnigen Dolomikrit vererzt mit feinkörniger Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 90 ×

Tabla 7 — Tafel 7



1

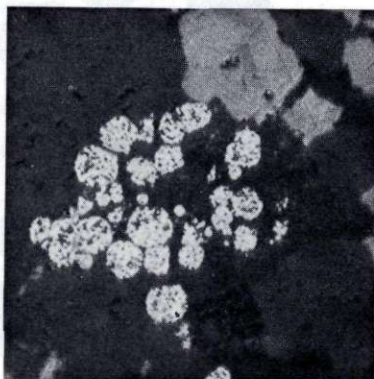


2

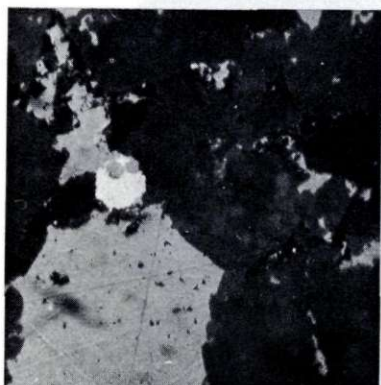
Tabla 8 — Tafel 8



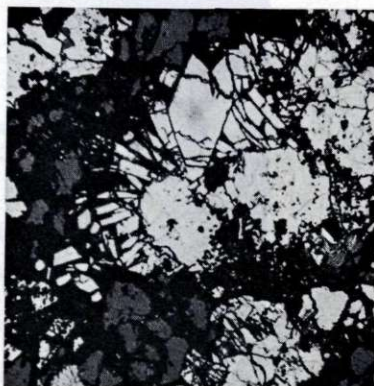
1



2



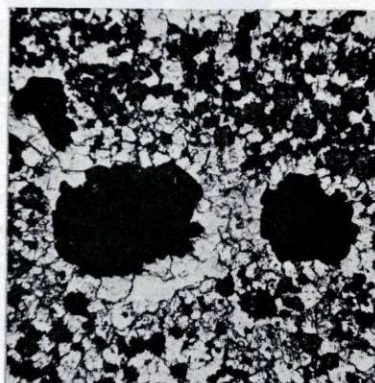
3



4



5



6

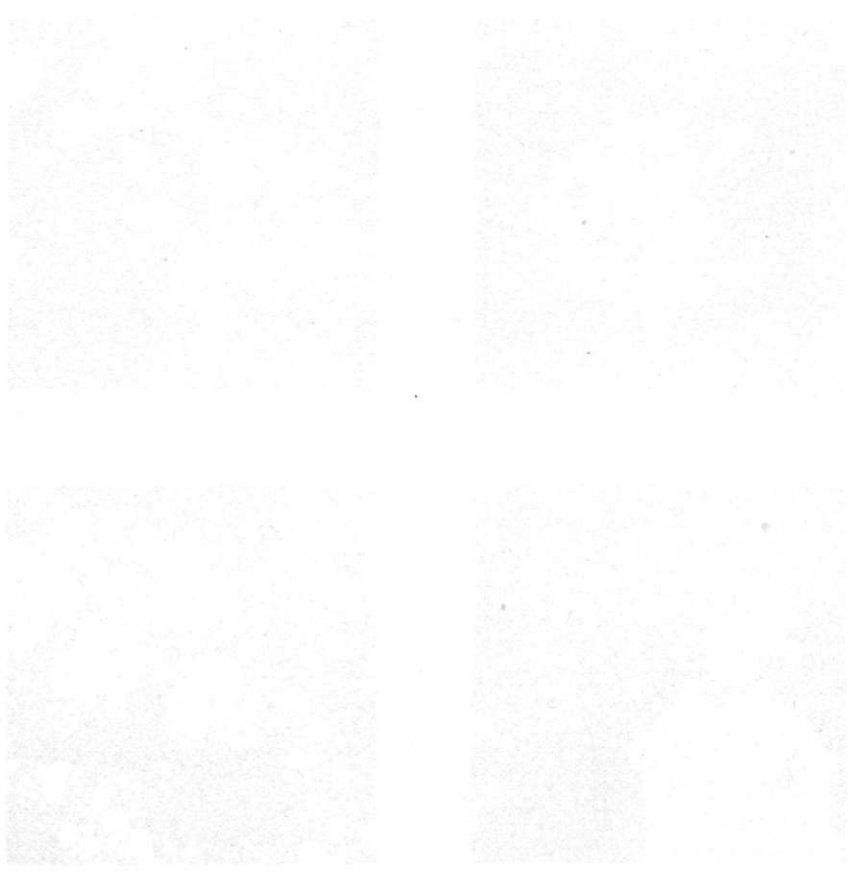


Tabla 9 — Tafel 9

Sl. 1. Radialno žarkasti markazit, zelo pogosta oblika FeS_2 v laminarnem rudonosnem dolomikritu. Sfaleritna zrna so vedno precej manjša. Topla, obzorje 1143 m. $85 \times$ povečano

Abb. 1. Radialstrahlige Markasitbildung, eine sehr häufige Form des FeS_2 im laminierten Erzdolomikrit. Die xenomorphe Zinkblendekörner sind in der Regel viel kleiner. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung $85 \times$

Sl. 2. Zraščenec pirita (v sredini) in markazita načet z oksidacijo v rudonosnem lapornatem dolomitu. Topla, obzorje 1073 m. $120 \times$ povečano

Abb. 2. Zum Teil schon oxydierte Pyrit-Markasitverwachsung im mergeligen Erzdolomit. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung $120 \times$

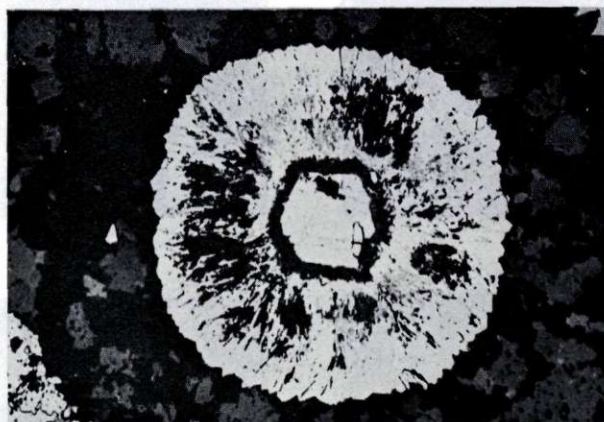
Sl. 3. Kristalni agregat markazita, melnikovita in pirita v dolomitu z drobnnozrnatim in razpršenim sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. $70 \times$ povečano

Abb. 3. Kristallaggregat von Markasit, Melnikovitpyrit und Pyrit im Dolomit mit feinkörniger und feinverteilter Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung $70 \times$

Tabla 9 — Tafel 9



1



2



3

Tabla 10 — Tafel 10

Sl. 1. Diagenetska obremenitvena tekstura, ki je nastala kot posledica kopičenja sulfidnih mineralov (sfalerit — siv, pirit — bel) v še nestrjeni usedlini. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano

Abb. 1. »Load-cast« Struktur die während der Diagenese des Sediments durch die Sammelkristallisation bzw. Anhäufung der Sulfide (Zinkblende — grau, Pyrit — weiss) entstanden ist. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 6 ×

Sl. 2. Detajl slike 1. 18 × povečano

Abb. 2. Detail der Abbildung 1. Vergrößerung 18 ×

Sl. 3. Diagenetska deformacija v rudonosnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 2 × povečano

Abb. 3. Diagenetische Deformation im Erzdolomikrit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 2 ×

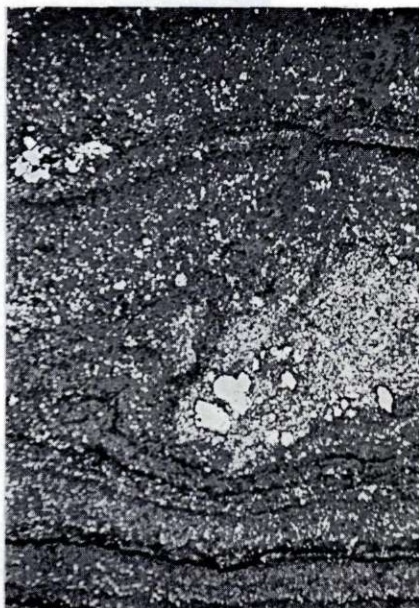
Sl. 4. Detajl rudonosnega laminarnega dolomikrita. Temno sive in črne plasti in leče so bogate s sfaleritom, ostale so siromašne ali sterilne. Slednje velja predvsem za intraklaste in za beli poznodiagenetski dolosparit. Topla, obzorje 1143 m. 3,5 × povečano

Abb. 4. Detail eines laminierten erzführenden Dolomikrits. Dunkelgraue bis schwarze Feinschichten und Linsen sind reich an Zinkblende, die anderen sind entweder erzarm oder steril. Letzteres gilt besonders für die Intraklasten und den weissen spätdiagenetischen Dolosparit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 3,5 ×

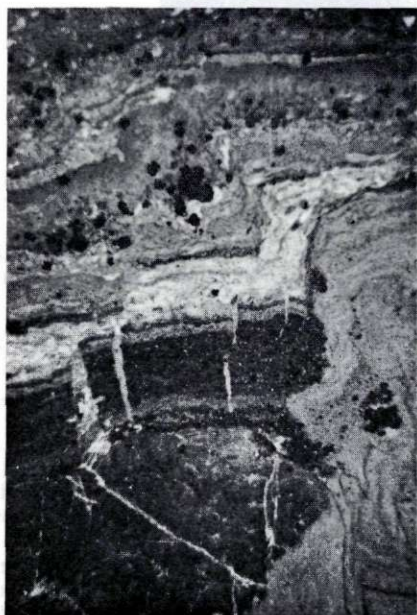
Tabla 10 — Tafel 10



1



2



3



4

Tabla 11 — Tafel 11

Sl. 1. Del rahlo nagubanega rudonosnega dolomikrita. Sfaleritna zrna (siva) merijo 10 do 100 mikronov, markazitna v spodnjem levem kotu pa 1 do 2 mm. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano

Abb. 1. Leicht undulierte Feinschichtung des Erzdolomits. Die Korngrösse der Zinkblende (graue Körner) beträgt von 10 bis 100 μ , die des Markasits um 1 bis 2 mm. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 6 ×

Sl. 2. Submarinska medplastovna deformacija v rudonosnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 12 × povečano

Abb. 2. Submarine Schichtdeformation des Erzdolomikrits. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 12 ×

Sl. 3. Submarinska deformacija rudonosnega dolomita. Črni vložki so sterilni, sivi rudonosni. Odtonek sive barve je odvisen od koncentracije in zrnatosti sfalerita. Najsvetlejše plasti vsebujejo največje koncentracije (15 do 25 % Zn) in navadno tudi večja zrna. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 3. Submarine Deformation des Erzdolomits. Die schwarzen Feinschichten sind steril, die grauen erzführend. Der graue Farbton ist abhängig von der Konzentration und Korngrösse der Zinkblende, je heller die Schichten sind, desto grösser ist die Konzentration und meistens auch die Korngrösse. Topla, Lauf 1143 m

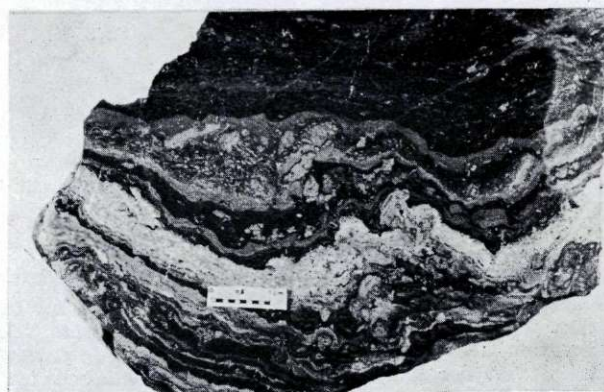
Tabla 11 — Tafel 11



1



2



3

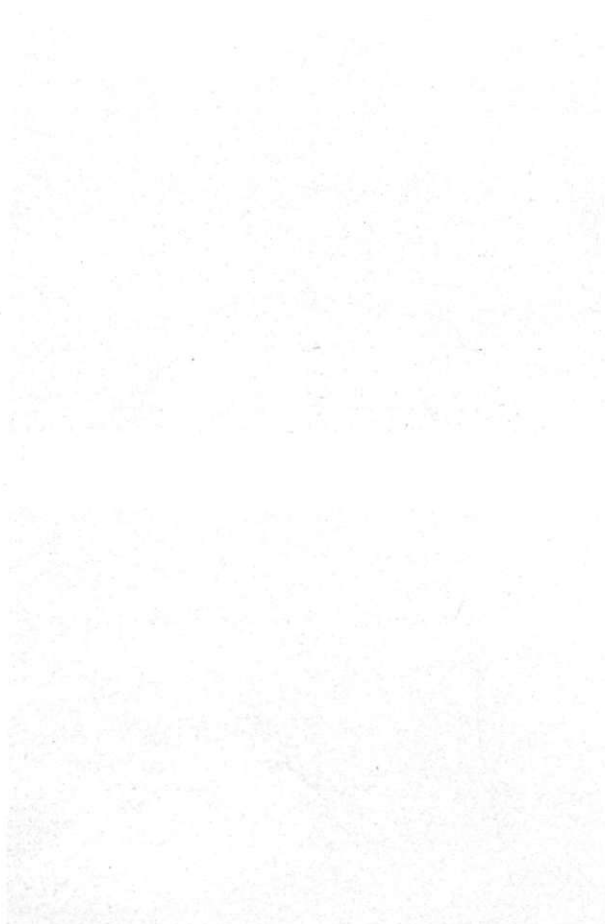


Tabla 12 — Tafel 12

Deformacija rudonosnega laminarnega dolomita, ki je nastala zaradi večjega dotoka intraklastov v rudonosni sediment. Na mestu, kjer je padlo največ intraklastov (tj. v sredini na desni strani slike) so prvotne strukture popolnoma zabrisane, najprej zaradi mehanske deformacije nato pa še zaradi intenzivne rekristalizacije. Sterilni dolomikrit je črn, rudonosni pa siv. Odtonek sive barve je odvisen od koncentracije sfalerita, deloma pa tudi od njegove zrnavosti. Topla, obzorje 1143 m

Deformation des laminierten Erzdolomits, welche durch das Einfallen von Intraklasten in das erzführende Sediment entstanden ist. In der Bildmitte rechts, wo mehrere grössere Bruchstücke in das Sediment eingefallen sind, ist die primäre Struktur ganz verwischt, zum Teil durch mechanische Deformation zum Teil durch eine intensive Rekristallisation. Der sterile Dolomikrit ist schwarz, der erzführende grau. Der graue Farbton ist von der Konzentration der Zinkblende, zum Teil auch von deren Korngrösse abhängig. Topla, Lauf 1143 m

Tabla 12 — Tafel 12

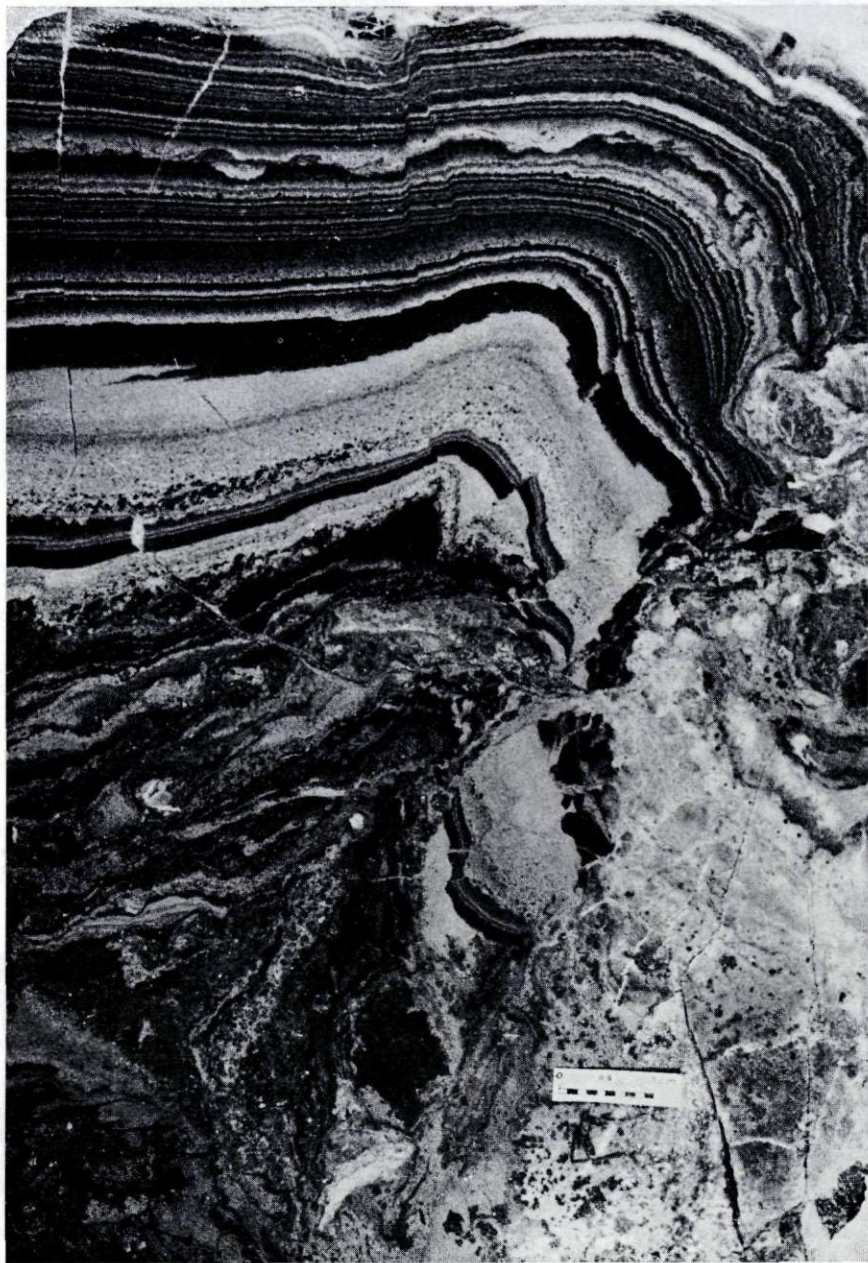


Tabla 13 — Tafel 13

Sl. 1. Bogata cinkova ruda z ritmično sedimentacijo intraklastičnega dolomikrita, dolomikrita in črne breče, katerih odlomki so povzročili premike v spodnjih plasteh. Črni odlomki so sterilni, temno sive plasti siromašne, svetlo sive pa bogate s sfaleritom. Slika je hrbtna stran slike 1 na tabli 3, debelina plošče pa znaša 11 mm. Topla, obzorje 1143 m, 1,4 × povečano

Abb. 1. Erzrhythmit, bestehend aus Intraklastdolomikrit, Dolomikrit und schwarzer Breccie, deren Bruchstücke Verwerfungen in den unteren Feinschichten ausgelöst haben. Die schwarze Bruchstücke sind steril, die dunkelgraue Lagen erzarm, die hellgraue dagegen reich an Zinkblende. Das vorliegende Bild ist die Rückseite der Abb. 1 auf Tafel 3, bei einer Dicke von 11 mm des durchgesägten Erzstückes. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 1,4 ×

Sl. 2. Rudni ritmit z različno bogatimi rudnimi plastmi, ki sestojijo iz dolomikrita, drobnozrnatega dolosparita in intraklastičnega dolomikrita. V spodnjem levem delu slike je breča z velikimi intraklasti, ki so prvotno laminarno strukturo povsem uničili. Posebnost vzorca je dajku podobna tvorba v sredini slike, ki je produkt gibanja nekega organizma ali delovanja plinskih mehurčkov. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 2. Erzrhythmit mit verschiedenen reichen erzführenden Feinschichten die aus Dolomikrit, feinkörnigen Dolosparit und Intraklastdolomikrit bestehen. Unten links im Bilde ist ein Teil einer Breccie bestehend aus grösseren Intraklasten, welche die darunter gelegenen Feinschichten zerstört und verworfen haben. Eine Besonderheit ist die »dike« förmige Bildung, die entweder durch Wühltätigkeit der Organismen oder durch Gasblasen entstanden ist. Topla, Lauf 1143 m.

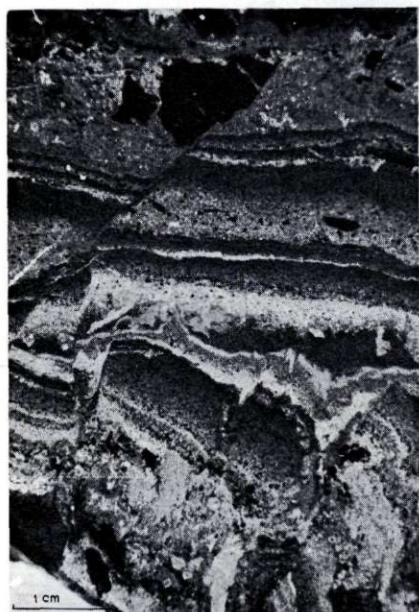
Sl. 3. Deformacija rudnega ritmita. Povzročili so jo odlomki (v levem delu slike), ki so padli in tonili v še ne povsem konsolidirani rudni sediment. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 3. Deformation des Erzrhythmits, welche durch das Einfallen von Bruchstücken in das noch nicht völlig konsolidierte Erzsediment, entstanden ist. Topla, Lauf 1143 m.

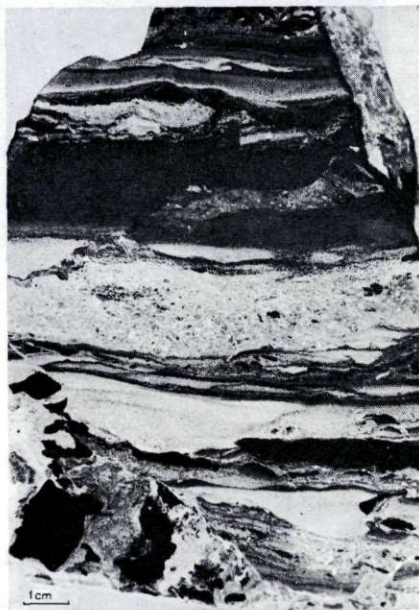
Sl. 4. Križna plastovitost v brečastem rudonosnem dolomitu. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 4. Schrägschichtung im brecciösem Erzdolomit. Topla, Lauf 1143 m

Tabla 13 — Tafel 13



1



2



3



4

Tabla 14 — Tafel 14

Sl.1. Naplavljeni ostanek krinoida v rudonosnem dolomikritu, bogatem s sfaleritom (bel). Ker kalcitni monolitni kristali niso korodirani ali vsaj delno nadomeščeni s sfaleritom, lahko sklepamo, da so sfaleritne koncentracije nastale v alkalnem ali nevtralnem okolju. Topla, obzorje 1143 m. Negativna slika zbruska, 12 × povečano

Abb.1. Angeschwemmtes Crinoidenreststück im zinkblendereichem (weiss) Erzdolomikrit. Da die Calcit-Kristallmonolithe nicht korodiert sind bzw. keine Verdrängung durch Zinkblende aufweisen, wird für die Entstehung der Zinkblendekonzentration basisches bis neutrales Milieu angenommen. Topla, Lauf 1143 m, Negativbild. Vergrösserung 12 ×

Sl.2. Pozitivna slika istega ostanka krinoida kot na sliki 1. Sfalerit (črn), 7 × povečano

Abb.2. Positivbild des gleichen Crinoidenreststückes wie auf Abb. 1. Zinkblende (schwarz), Vergrösserung 7 ×

Sl.3. Radiolarija s sfaleritnim ovojem v drobnozrnatem dolomitu. Topla, obzorje 1143 m, 124 × povečano

Abb.3. Radiolarie umhüllt mit Zinkblende im feinkörnigen Dolomit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 124 ×

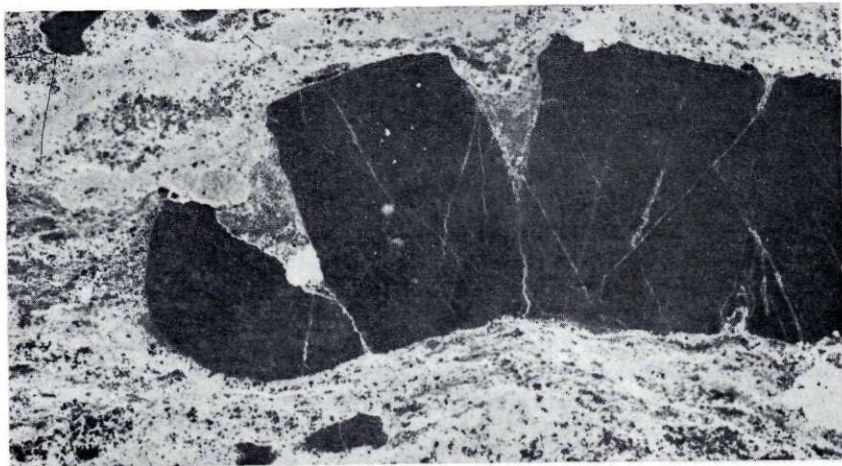
Sl.4. Foraminifera iz rodu *Nodosaria* s plaščem iz sfaleritnih zrn, ki so jo zaščitili pred nadaljnji diagenetskimi spremembami. Topla, obzorje 1143 m, 87 × povečano

Abb.4. Foraminifera der Gattung *Nodosaria* umhüllt mit Zinkblendekörner, die sie vor den weiteren diagenetischen Umwandlungen geschützt haben. Vergrösserung 87 ×

Sl.5. Poznodiagenetska dolomitizacija in mineralizacija fosila (verjetno krinoidnega člena) v rudonosnem dolomikritu z zgodnjediagenetskimi sfaleritnimi impregnacijami. Topla, obzorje 1143 m, 124 × povečano

Abb.5. Spätdiagenetische Dolomitisation und Mineralisation eines Fossilüberrestes (wahrscheinlich Crinoidenglied) im Erzdolomikrit mit frühdiagenetischen Zinkblendeprecipitationen. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 124 ×

Tabla 14 — Tafel 14



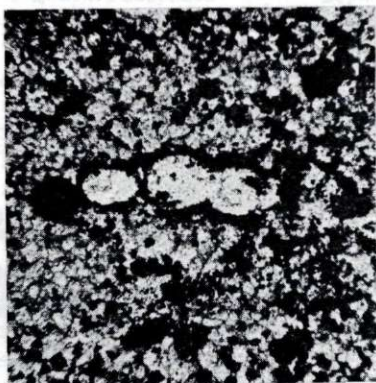
1



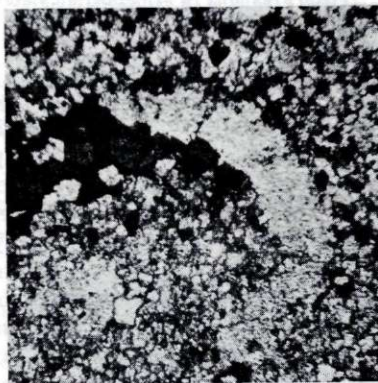
2



3



4



5

2. da nastopajo večja sulfidna zrna samo v plasteh z malo glinaste substance, in obratno, da nastopajo drobna sulfidna zrna v plasteh, ki vsebujejo mnogo bituminozne glinaste substance,

3. da je velikost sulfidnih zrn v določeni odvisnosti od granulometrijske sestave dolomita, ni pa v utežnem sorazmerju z zrni prikamenine.

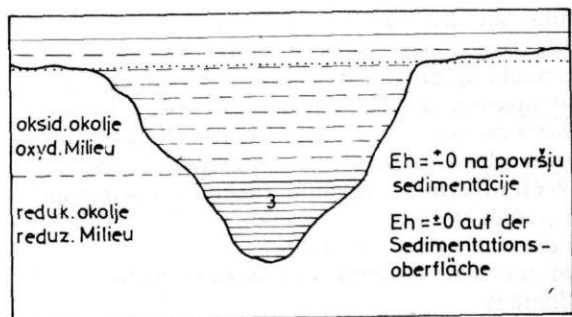
Postopno zrnavost rudnih ritmitov iz revirja Graben je ovrgel že Duhovník, (1967), ki je ugotovil, da je premer sulfidnih zrn odvisen od odstotka blatne komponente. V debeložrnatih plasteh, kjer je odstotek blatne komponente nizek, so plasti namreč bogate z galenitom in sfaleritom, nasprotno pa so plasti, ki so bogate s kalcitom, montmorillonitom, illitom in kremenom, siromašne z rudnimi minerali. Nadalje je opazil, da so rudna zrna enako velika ali celo večja kot kalcitna zrna, kar je mnogo lažje razlagati z nadomeščanjem kalcita z galenitom. Čeprav je Duhovník ritmite opisal kot produkte diageneze, jih je vseeno uporabil kot argument, ki govori proti ingenetskem poreklu.

Nastanek rudnih ritmitov najlažje razlagamo z zgodnjo diagenezo zgornje plasti usedline, oziroma na stiku voda/usedlina. V dobro prezračenem vodnem okolju imamo na vrhu oksidno plast, katere debelina je odvisna predvsem od granulometrijske sestave usedline, poroznosti, hitrosti sedimentacije in klime. V glini ali blatu znaša lahko nekaj milimetrov do nekaj centimetrov, v pesku ali bolj debeložrnati usedlini pa precej več. V vrhnji plasti usedline potekajo vse kemične reakcije v oksidacijskih okoliščinah, razen v primeru, če je na dnu bazena že redukcijsko okolje, kar v našem primeru verjetno ne pride v poštev. Reakcije med mineralno substanco in porno vodo ter razkroj organske substance povzročajo nagle spremembe vrednosti pH in redoks potenciala (Eh) v porni vodi, te pa nove kemične reakcije. Z razvojem anaerobnih bakterij, ki reducirajo sulfat v sulfide, se redoks potencial zelo hitro spreminja in z njim vred tudi pH. V recentnih usedlinah preide oksidna plast v monosulfidno plast, ta pa postopno v disulfidno plast. Nastajajoči H_2S v redukcijski plasti tvori s prisotnimi kovinami sulfide.

Za vse rudne ritmite, naj bo to v ladinskih ali anizičnih karbonatnih kamečinah, je značilno, da zapolnjujejo kotanje, kjer so nedvomno obstajali posebni sedimentacijski pa tudi diagenetski pogoji za strjevanje rudonosnih usedlin. Plasti, bogate z glinasto in organsko substanco, so po vsakem ciklusu kolikor toliko nepredušno zaprle spodnjo plast, pospešile razvoj anaerobnih bakterij in s tem redukcijsko okolje neposredno pod površjem usedline, kot je prikazano na sliki 19.

Ker nastaja zgodnji diagenetski dolomit v nadplimski coni, je bilo izhlapevanje zelo intenzivno, vendar v kotanjah verjetno nikoli popolno, ker manjkajo ustrezne strukture, kakor tudi evapiritni minerali. Odsotnost sulfatov (sadre, anhidrita itd.) lahko sicer pripišemo tudi aktivnosti bakterij. Možno je, da so nastale tanke plasti v določeni odvisnosti od letnega vremenskega ciklusa in da je intraformacijska breča produkt občasnih viharjev, ki se v trop-skem pasu pojavljajo le vsakih nekaj let.

Da so rudni ritmiti sedimentnega porekla in ne produkt selektivne metasomatoze ali drugih hidrotermalnih procesov, dokazujejo predvsem raznovrstne teksture in strukture. Najbolj značilne in tudi najbolj pogoste so obremenitvene teksture (load cast), ki so pa lahko različnega porekla. Razlikujemo sedimentne in diagenetske obremenitvene teksture. Že ime pove, da so prve nastale med

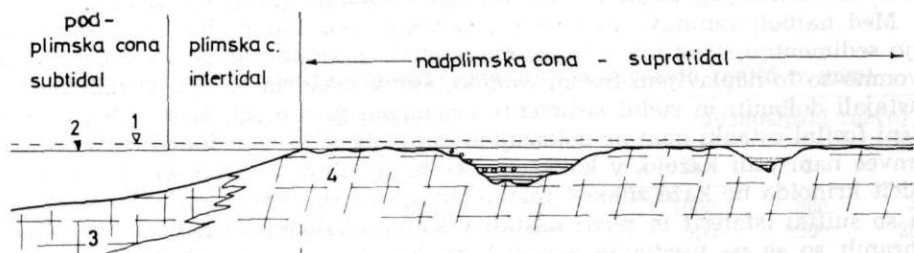


Sl. 19. Redoks ± 0 nivo glede na površino sedimentacije pri nastanku laminarnega rudonosnega dolomita.

Abb. 19. Redox ± 0 Niveau in Bezug auf die Sedimentationsoberfläche bei der Entstehung des lamininierten Erzdolomits.

1 morska gladina ob najvišji plimi ali viharju, 2 morska gladina ob normalni plimi, 3 rudni sediment

1 Springflutniveau, 2 mittlerer Hochwasserniveau, 3 Erzsediment



Lagunske usedline - stromatoliti, apnenci z Dasycladaceami, foraminiferami, krinoidi itd.

Lagunensedimente - Stromatolythe Kalksteine mit Dasycladaceen, Foraminiferen, Crinoiden usw.

Območje dolomitnega razvoja. V kotanjah ali jarkih so nastali rudonosni intraklastični in laminarni dolomikriti.

Bereich der Dolomitentwicklung. In Mulden und Kanälen entstanden erzführende intraklastische und laminierte Dolomikrite

Sl. 20. Shema paleoreliefa, na kakršnem je nastalo cinkovo-svinčevo rudišče v Topli

Abb. 20. Schema des Paläoreliefs auf welchem die Blei-Zinklagerstätte von Topla entstanden sein kann

1 morska gladina ob najvišji plimi ali viharju, 2 morska gladina ob normalni plimi, 3 lagunske usedline plimskega in podplimskega pasu (apnenci), 4 usedline nadplimskega pasu (dolomit), 5 rudni sediment

1 Meeresspiegel bei Springfluten, 2 mittlerer Hochwasserniveau, 3 Tidal- und subtidal Lagunensedimente (Kalkstein), 4 Supratidalsedimente (Dolomit), 5 Erzsediment

sedimentacijo, druge pa med diagenezo. V rudnih sedimentih Tople tvorijo obremenitvene teksture predvsem črni dolomikritni odlomki oziroma intraklasti (tabla 3, sl. 1) in naplavljeni fosilni ostanki, ki so dospeli v rudno usedlino ob večji aktivnosti morskih valov, bodisi ob maksimalni plimi, ali med viharjem, kot je prikazano na sliki 20. Intraklasti povzročajo v usedlini tudi manjše premike in upognitve plasti v spodnjem sedimentu (tabla 11, 12 in 13). V splošnem so plasti z večjimi črnimi odlomki močno deformirane (tabla 13, sl. 1, 2 in 4). Odlomki so padali večinoma v mehko usedlino, v katero so se delno ali tudi popolnoma ugreznili. Plasti pod brečastimi plastmi so včasih nagubane. Križna plastovitost na sliki 4 (tabla 13), je tudi posledica povečanega dotoka intraklastičnih odlomkov.

Značilen primer diagenetske obremenitvene teksture pa nam kažeta sliki 1 in 2 na tabli 10. Njen nastanek povezujem z zbirno kristalizacijo v zgodnji fazi diageneze, ko je bila usedlina še dokaj plastična, vendar že toliko trdna, da je nastala razpoka, ki se je naknadno zapolnila s sterilnim dolomitom.

S sulfidnimi minerali obogateni aglomerati niso samo težji, temveč tudi trdnjši od usedline, zato lahko pri nadaljnji konsolidaciji povzročajo določene deformacije tudi v plasteh, ki ležijo nad njimi. Podobne deformacije lahko seveda nastanejo tudi pri obremenitvenih teksturah, ki jih povzročajo presedimentirani odlomki. Iz tega razloga je mnogokrat težko ugotoviti, ali gre za sedimentno ali diagenetsko obremenitveno teksturo oziroma deformacijo. Sorazmerno pogosto najdemo rahlo nagubane plasti sedimentne rude, ki so nastale zaradi manjših premikov ali drsenja v usedlini (tabla 11, sl. 2, 3).

Med najbolj zanimive in tudi v genetskem pogledu najbolj pomembne sodijo sedimentne strukture s fosilnimi ostanki, kakršne vidimo na tabli 14. Nedvomno so to naplavljeni fosilni ostanki, ker v takšnem okolju, v kakršnem so nastajali dolomiti in rudni sedimenti, organizmi niso mogli živeti. Dobro ohranjeni fosilni ostanki nam ne dokazujejo samo, da je ruda sedimentnega porekla, temveč nam tudi kažejo, v kakšnem okolju je sfalerit nastal. Glede na to, da kalcit krinoida ne kaže znakov raztapljanja, oziroma korozije, lahko sklepamo, da so sulfidi (sfalerit in pirit) nastali v slabo alkalnem ali nevtralnem okolju. Ohranili so se pa predvsem zaradi tega, ker jih je ovoj sulfidnih mineralov ščitil, pred nadaljnjimi poznodiagenetskimi spremembami, ki so bile v anizičnem dolomitu dokaj intenzivne.

Geokemične značilnosti anizične rude v Topli

Kot v drugih alpskih in izvenalpskih anizičnih cinkovo-svinčevih rudiščih, prevladuje tudi v Topli cink nad svincom. Približno razmerje je 4:1 do 6:1 v korist cinka. Ker je sfalerit zelo fino dispergirani v močno zraščen z dolomitom ali drugimi sulfidi v zrnih, manjših od 200 mikronov, ni mogoče dobiti čistega vzorca za spektralno ali polarografsko analizo slednih prvin. Vendar nam tudi analize koncentratov lahko rabijo za primerjavo z drugimi rudišči. Problematično je pri tem železo, ki v koncentratu pripada večinoma piritu in markazitu. Z mikrosondo je bilo ugotovljeno, da vsebuje sfalerit zelo malo, komaj 0,1 do 0,12 % železa, kar se sklada z ugotovitvami Schrolla (1954), ki pravi, da so anizični sfaleriti v splošnem siromašni s prvinami Fe skupine. Vsebnost Cu je precej konstantna in se giblje med 300 do 400 ppm. Podobne

vrednosti je dobil z mikrosondo tudi Ottemann (Heidelberg). Od slednjih prvin je zanimiv edinole Cd, toda posebnega ekonomskega pomena nima, ker je njegova vsebnost pogosto pod mejo, ki jo še upoštevajo v ceni koncentrata ZnS. Ge in As niso zasledili, čeprav ju ima Schroll za značilni sledni prvini triadnih rudišč.

Tudi galenit je zelo siromašen s slednimi prvinami. Spektralno analizo vzorca s 83,4 % Pb podaja tabela 7.

Tabela 7
Sledne prvine v galenitu anizičnega rudišča Topla

Zn	Cd	Ag	Cu	Bi	Mn	Ba	Sr	Tl	In	As	(ppm)
4000	32	3	3	3	3	3	10	32	3	30	

(Analitik: B. Podobnik).

Količina Zn je večja zato, ker so v galenitu pogosto sfaleritna zrna. Ostale sledne prvine so zastopane v izredno majhnih količinah z izjemo Tl, ki se ujema z vrednostmi drugih anizičnih rudišč. Žal ni bil določen Sb, vendar kažejo analize koncentratov sorazmerno visoke vrednosti, to je 600 do 800 ppm. Če primerjamo sfalerit iz Tople s sfaleriti drugih alpskih anizičnih rudišč (tabela 8 in sl. 21), vidimo sicer določeno skladnost, vendar obstajajo pri posameznih primerih le precejšnje razlike, ki so pa lahko posledica izbire in priprave vzorca ali pa so odvisne od različnih pogojev nastanka.

Tabela 8
Sledne prvine v sfaleritu pomembnejših alpskih anizičnih rudišč (v ppm)

Prvina	Severnoalpski razvoj				Južnoalpski razvoj		
	1	2	3	4	5	6	7
Mn	+	300	1000	10	1000	300	420
Fe	1200	3000	1 %	1000	1000	5000	2820
Co	—	—	—	—	—	—	10
Ni	—	30	—	—	300	—	41
Ag	3	5	5	30	5	30	+
Tl	—	30	30	—	5	3	—
Ge	—	50	50	300	5	50	31
Sn	—	—	—	—	10	—	—
As	—	—	100	100	100	—	—
In	—	—	—	—	—	—	10
Cd	1500	1000	1000	3000	1000	1000	35
Hg	—	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	50	100	—	—	—
Sb	40	—	—	100	—	30	—

Znak — pomeni, da je količina prvine pod mejo občutljivosti, prazno polje, da vrednost ni bila merjena, znak + pa pomeni sledove.

1 Topla (kemični laboratorij Žerjav — 1971).

2 Kolm — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 167)

3 Scheinitzen — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 165).

4 St. Veit — Lechtaler Alpen, Tirolska (Schroll, 1954 — vzorec 131).

5 Argentiera — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 156).

6 Grigna — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 159).

7 Salafossa (Lagny — neobjavljen rezultat analize).

Analize Fe, Mn in Ni kažejo za rudišči Kolm in Scheinitzen, kjer je sfalerit zelo drobnozrnat in v združbi s piritom in markazitom, očitno previsoke vrednosti, na kar je opozoril že Schroll. Sfaleriti so v splošnem siromašni s Cd; v poprečju ga vsebujejo dva do trikrat manj kot sfaleriti ladinskih rudišč. Hg je popolnoma odsoten, Ag pa je samo v sledovih. V Topli Ge ni ugotovljen, v St. Veitu pa ga je sorazmerno mnogo. Zanimivo pri tem je, da ima tudi Cd tu višjo vrednost kot drugod.

Tabela 9 nam za ista rudišča kaže sledne prvine v galenitu.

Tabela 9

Sledne prvine v galenitu pomembnejših alpskih anizičnih rudišč (v ppm)

Prvina	Severnoalpski razvoj				Južnoalpski razvoj		
	1	2	3	4	5	6	7
Ag	3	1	30	270	100	300	—
As	30	100	1000	500	500	3000	1950
Sb	700	10	10	400	3000	500	900
Bi	3	5	5	5	3	10	—
Tl	32	50	30	—	50	10	63
Sn	—	—	10	—	10	—	—

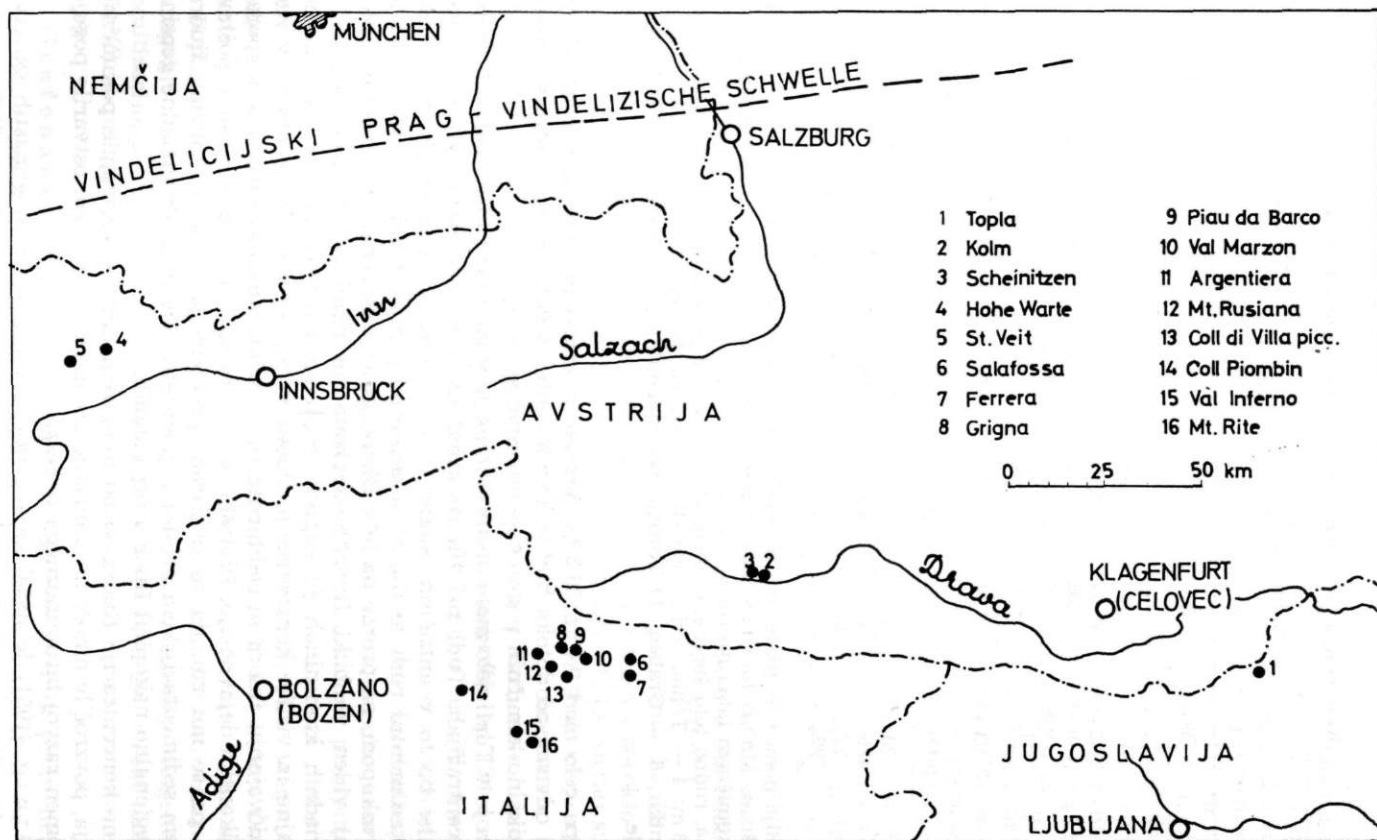
Znak — pomeni, da je količina pod mejo občutljivosti, prazno polje pa, da prvina ni bila analizirana.

- 1 Topla (Inštitut Jožef Stefan).
- 2 Kolm — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 145).
- 3 Scheinitzen — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 143).
- 4 St. Veit — Lechtaler Alpen, Tirolska (Wetzenstein, 1966).
- 5 Argentiera — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 138).
- 6 Grigna — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 142).
- 7 Salafossa (Lagny — neobjavljena analiza).

Vrednosti slednih prvin se v sfaleritih navedenih rudišč kolikor toliko skladajo v galenitu pa se precej razlikujejo. Schroll pravi, da so galeniti anizičnih kamenin srebrnosni. Menim, da tega ne bi smeli posplošiti. Ugotavljamo pa lahko, da so galeniti v anizičnih kameninah južnoalpskega razvoja v splošnem bogatejši s srebrom, arzenom in antimonom z izjemo Salafosse. V rudišču San Marco (Auronzo) je Schroll našel še višje vrednosti (Ag = 500 ppm). Bi in Sn je v vseh rudiščih izredno malo. Nekaj več je Tl. Posamezne prvine (posebno Ag) kažejo tendenco naraščanja vsebnosti proti zahodu.

Da bi ugotovili odvisnost med nastankom singenetskih rudišč in sedimentacijskim okoljem, smo kemično analizirali sedimentne rude anizičnih in ladinskih rudišč. Rezultate kaže tabela 10.

Kemična sestava rudnih sedimentov ne govori v prid odvisnosti svinčevo-cinkovih rud od tolikokrat poudarjenega specialnega facialnega razvoja kamenine, ker je precej raznolika. Če primerjamo razmerje Ca/Mg, vidimo, da je v anizični rudi med 1,58 in 1,76; v krovnini ladinskega grebenskega razvoja v revirju Graben 2,20 do 3,29; v revirju Navršnik v lagunskem faciesu 60 m pod karditskim skrilavcem pa celo 38,7. Količina SiO₂ se tudi izredno spreminja. V anizičnih rudnih plasteh se giblje med 1,40 in 4,31; v ladinskih rudnih



Sl. 21. Anizična svinčevo-cinkova rudišča na območju Vzhodnih Alp

Abb. 21. Anisische Blei-Zinklagerstätten der Ostalpen

Tabela 10
Kemična sestava sedimentnih rud Tople in Mežice

	Anizična ruda				Ladinska ruda		
	1	2	3	4	5	6	7
	%	%	%	%	%	%	%
Ca	16,46	17,28	11,21	14,29	14,80	12,44	33,30
Mg	10,40	9,82	6,38	8,20	4,49	5,64	0,86
Zn	12,86	10,84	26,70	19,15	7,60	2,02	7,70
Pb	0,04	0,08	0,35	0,10	0,18	34,69	0,20
Fe	0,56	3,10	3,52	3,12	0,22	0,68	0,13
SiO ₂	1,45	1,58	4,31	1,69	33,30	5,35	0,40
Ostalo netopno	3,45	2,37	3,39	0,71			
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
F	20	+	+	+	200	900	560
Ba	120	350	470	590			
Sr	27	26	18	24	24		9
Mn	299	283	103	219	294		59

Prazna polja pomenijo, da prvina ni bila analizirana, znak + pomeni sledove.

Analize Sr in Mn so bile narejene v geološkem inštitutu Freie Universität Berlin, ostale v kemičnem laboratoriju v Žerjavu.

1 — Topla, rudno telo šte. 4, obzorje 1143 m; 2 in 3 — Topla, rudno telo šte. 2, obzorje 1143 m; 4 — Topla, rudno telo šte. 1, obzorje 1143 m; 5 — Graben, 12. obzorje pri vpadniku; 6 — Graben, 11. obzorje pri vpadniku; 7 — Navršnik, odkop št. 6, 12. obzorje.

ritmitih pa celo med 0,4 in 33,3 %. Vendar moramo pri tem upoštevati, da je SiO₂ bolj odvisna od dotoka blatne komponente in detritičnega materiala manj pa od fizikalno-kemičnih pogojev sedimentacije.

Fluora je v Topli zelo malo, nasprotno pa je v ladinski rudi včasih v precejšnjih koncentracijah. Tudi pri fluoru zapažamo tendenco naraščanja proti zahodu, najsi bo to v anizičnih, kakor tudi v ladinskih kameninah. V mežiški ladinski sedimentni rudi je fluorit sorazmerno pogost, vendar ga zapažamo le pod mikroskopom, nasprotno pa je v Bleibergu in v Severnih apneniških Alpah (Lafatsch) viden v obliki fluoritno-karbonatnih ritmitov. O izvoru fluora v srednjetriadnih kameninah je zapisal Schneider (1954), da sorazmerno kratkotrajne in visoke koncentracije fluora v morski vodi, ki se kažejo v ritmičnem dovajanju fluora in sedimentaciji fluorita, lahko razložimo le s sporadično vulkansko dejavnostjo. Biološki procesi bi pri tem komaj prišli v poštev. Verjetno pa se mu zdi, da se je zaradi prehodnega zvišanja količine fluora v morskem sedimentacijskem prostoru spodnjetriadne in srednjetriadne geosinklinale regionalno nakopičil fluor v organizmih.

Lokalne koncentracije fluora so po njegovem mnenju zastrupile posamezne dele morja, povzročile množično umiranje organizmov in s tem ostvarile pogoje za ekstremen razvoj bituminozne facies.

Koritnig (1951) je našel največ fluora v glinovcih in glinastih skrilavcih (poprečno 740 ppm), v apnencih in dolomitih pa samo 180 do 350 ppm. Po

njegovem mnenju prihaja precej fluora v morje s kopnega. Njegove ugotovitve se ujemajo tudi z razširjenostjo fluora v triadnih rudonosnih kameninah severnih Karavank. Anizične rudonosne kamenine so z redkimi izjemami siromašne z glinovcem in tudi s fluorom, nasprotno pa vsebujejo ladinski rudni sedimenti, predvsem v Navršniku, Grabnu in Mučevem, ponekod le precejšnje količine glinaste substance, a tudi fluora 500 do 900 ppm. Fluoritni kristali so v ladinski rudi večinoma kristalizirali v cementacijski fazi diageneze (Štručl, 1971). Pomembna se mi zdi ugotovitev Burjanova (1971), ki pravi, da pomeni prisotnost fluorita v paragenezi interstratificirane svinčevo-cinkove rude združbo mineralov, ki je nastala v zgodnjem stadiju osolitve sedimentacijskega bazena. Po Nasakovu in Sokolovu (1950, cit. v Füchtbauer-Müller, 1970) je fluorit najmanj topen (4 mg/l) pri 3 do 4-kratnem zvišanju koncentracije morske vode. Topnost pa se zopet zviša, čim precipitira CaSO_4 . Nekateri ruski raziskovalci (Füchtbauer-Müller, 1970) menijo, da precipitira fluorit povečini na območju rečnih izlivov, ker vsebujejo reke v splošnem več fluora kot morska voda. Za reševanje problema o izvoru fluora v interstratificirani rudi se mi zdijo ugotovitve Koritnika, Nasakova, Sokolova in Burjanova bolj sprejemljive kot domneva o vlogi vulkanske aktivnosti. Omenil sem že, da je rudišče Topla nastalo v nadplimskem pasu, kjer je bila voda dokaj slana in je nastajal tudi CaSO_4 ; zato manjka fluorit. Nasprotno pa je ladinska ruda nastala v lagunskem območju alginih trat, kjer je bila voda manj slana kot v primeru anizične rude. Anizična ruda v Topli nastopa izključno v dolomitu, ladinska interstratificirana ruda pa tudi v apnencu, ki ne zahteva posebnih ekstremnih okoliščin nastanka.

Čeprav so količine barija v primerjavi z drugimi prvinami (Pb, Zn, Mo, Cd itd.) v triadnih rudiščih sorazmerno majhne, je tudi njegovo poreklo še vedno precej sporno. Večina avtorjev pripisuje tudi bariju (v obliki barita) submarinsko hidrotermalno poreklo, med njimi tudi Schulz (1966), ki je raziskoval pojave barita v rudišču Bleiberg. Količine barija v rudonosnem dolomitu Tople so za spoznanje višje od poprečnih vrednosti v karbonatnih kameninah, ki jih najdemo v različnih publikacijah. Navajajo poprečja od 120 do 390 ppm (Wolf in dr. 1967). Zanimivi so poizkusi Zellerja in Wraya (1956), ki kažejo, da je oblika oborjenega CaCO_3 močno odvisna od prisotnosti slednih prvin (nečistoč) v kristalu. Po njunem mnenju pospešujejo precipitacijo aragonita naslednji faktorji: visok pH, visoka temperatura, visoke koncentracije Sr^{2+} , Ba^{2+} in Pb^{2+} ter nizka koncentracija Mn^{2+} . Kalcit pa precipitira ravno v nasprotnih okoliščinah, pri nizkem pH, nizki temperaturi in nizkih koncentracijah Sr^{2+} , Ba^{2+} in Pb^{2+} , a pri visoki koncentraciji Mn. Aragonit mnogo lažje sprejme omenjene prvine v svojo kristalno mrežo kot kalcit. Če primerjamo njune zaključke z razmerami, v kakršnih so nastali rudni sedimenti v Topli, vidimo, da se dokaj ujemajo. Kalcijev karbonat z visoko vsebnostjo Mg (aragonit ali Mg-kalcit), ki je bil izhodni material za zgodnjo diagenetsko dolomitizacijo, je skoraj zanesljivo precipitiral pri visokem pH, visoki temperaturi (30 °C) in pri povišani vsebnosti navedenih prvin močno koncentrirane morske vode.

Grafenauer (1970) je zagovarjal na podlagi slednih prvin neposredno genetsko zvezo večine slovenskih rudišč s triadnim magmatizmom. Posebno zanimiv se mu je zdel alkalni kremenov porfir v Cerknem, ki je po njegovem

mnenju zelo bogat s svincem. Vsebuje ga zares več kot druge magmatske kamenine, vendar je razlika le premajhna, da bi na podlagi nje mogli sklepati o matični kamenini rudnih nahajališč svınca in cinka v paleozojskih ali triadnih kameninah. Dacitni porfir na severnem robu Karavank vsebuje celo do 2000 ppm svınca. Kljub temu pa moramo biti celo tu zelo previdni. Če so namreč granati v dacitnem porfirju nastali na ta način, da je magma pri svojem prodiranju proti površju pretaljevala in asimilirala apnenec (Grafe-nauer, 1968), je lahko absorbirala iz triadnih karbonatnih kamenin tudi svinec in cink. Če primerjamo kemično sestavo drugih magmatskih kamenin (Duhovnik in sod., 1964) na območju Slovenije (tabela 11), vidimo, da vsebujejo praktično enake sledne prvine kot kremenov porfir v Cerknem, le v drugačni količini. Zato nismo upravičeni poudarjati geokemične sorodnosti med rudnimi nahajališči in triadnimi predorninami. Najbolj me pri vsem tem moti odsotnost zelo pomembnih halkofilnih elementov, ki karakterizirajo paleozojska in triadna nahajališča. To so predvsem Ag, As, Bi, Cd, Ge, Sb, Tl in Zn. Če primerjamo kemično sestavo magmatskih kamenin s poprečno sestavo slednih prvin v karbonatnih kameninah, kakršne omenjajo Rankama in Sahama (1960), Krauskopf (1955) in Ostrom (1957), lahko resno podvomimo o vlogi raziskanih magmatskih kamenin pri nastanku rudišč.

Tabela 11

Primerjava poprečne sestave slednih prvin v karbonatnih kameninah s sestavo magmatskih kamenin na območju Slovenije (v ppm)

Prvine	1	2	3	4	5	6	7
Ag	—	—	—	—	0.2		
As	—	—	—	—			
Bi	—	—	—	—			
Cd	—	—	—	—			
Cu	—	100	12	20	20.2	5—20	18
Ga	16	12	15	18	3.7	3.7	3 (?)
Pb	38	15	28	55	5—10	5—10	26
Sb	—	—	—	—			
Tl	—	—	—	—			
Zn	—	—	—	—	50	4—20	40
Ba	1000	390	603	300	120	20—200	260
Sr	510	248	91	64	425—475	400—800	490
Mn	1000	1000	253	550	385		1400
V	22	70	19	—	10	2—20 (?)	1400
Sn	—	—	8	—			
Ni	6	160	5	2	0	3—10	15
Co	2	7	1	—	0	0.2—2	15

Znak — pomeni, da je količina prvine pod mejo občutljivosti, prazno polje pa, da vrednost ni bila merjena.

1 Tonalitni porfir — Turiški vrh (J. Duhovnik in sod., 1964, analitik Z. Maksimovič).

2 Tonalit — Bistra (J. Duhovnik in sod., 1964, analitik Z. Maksimovič).

3 Poprečje vzorcev keratofirja — Besniški gozd (B 9), Kodraški jarek (TV 12), Rovtara (R 33) (J. Duhovnik in sod., 1964, analitik Z. Maksimovič).

4 Kremenov alkalni porfir — Cerkno (S. Grafenauer, 1969, analitik Z. Maksimovič).

5 Karbonatne kamenine — poprečje (Rankama in Sahama, 1950).

6 Apnenci in dolomiti — poprečje (K. B. Krauskopf 1955).

7 Karbonatne kamenine — poprečje (1957, cit. v Wolf in sod. 1967).

Omembe vredne razlike v korist magmatskih kamenin obstajajo glede svinca, galija in barija, v korist karbonatnih kamenin pa glede cinka in stroncija. Zgornjeanizični tuf v Severnih apneniških Alpah, ki je nastal v istem sedimentacijskem bazenu kot tuf severnih Karavank, je tudi skoraj brez halofilnih elementov (razen Cu in Ga), kar je vidno iz tabele 12.

Tabela 12
Spektralne analize anizičnih tufov iz Severnih apneniških Alp
(F r i s c h, 1968) (v ppm)

Nahajališče	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	Mn	Ni	Sn	Sr	V	Zr
Karwendel	460	5	30	15	5	—	220	500	25	220	80	900
Wetterstein	2100	10	—	38	7	25	70	800	46	1500	—	800
Inntal (r 170)	550	10	100	10	10	—	110	280	50	46	220	900

Znak — pomeni, da je količina prvine pod mejo občutljivosti. Nedoločljivi so bili: Ag, Bi, Cd, Eu, Ho, In, Lu, Mo, Nb, Pb, Sb, Tl, Tm, Th, Y, Yb.

Meritve izotopne sestave žvepla v rudnih mineralih Tople so pokazale precejšnje podobnosti z drugimi rudišči v karbonatnih kameninah (Mežica, Bleiberg). Rezultate teh meritev nam je posredovala gospa T. N. Š a d l u n, za kar se ji najlepše zahvaljujem. Podatke o izotopski sestavi žvepla v posameznih mineralih kaže tabela 13.

Tabela 13
Izotopna sestava žvepla v rudnih mineralih Tople

Labor. oznaka	Mineral	Opomba	$\delta S^{34}_{\text{‰}}$
1. S 48	Sfalerit	Drobnozrnati sfalerit v plastovitem dolomikritu, obzorje 1143 m	— 8.07
2. 4/71	Sfalerit	Sfaleritna ruda z galenitom, obzorje 1073 m	— 4.4
3. 4—1/758	Sfalerit	Drobnozrnata sfaleritna ruda v plastovitem dolomikritu, obzorje 1143 m	— 22.4
4. 7—71/750	Pirit in markazit	Impregnacije sfalerita, pirit in markazita v dolomitu, obzorje 1143 m	— 14.9
5. 2b—71/751	Galenit	Sfaleritna ruda z večjo količino galenita, obzorje 1073 m	— 17.2

1. Inštitut Jožef Stefan — analitika: H. Leskovšek, J. Pezdich (1970).

2. GEOHI AN SSSR — analitik: N. M. Zairi (1971).

3. IGEM AN SSSR — analitik: L. P. Nosik (1971).

Zgornji podatki kažejo, da je žveplo sulfidnih mineralov obogateno z lahkim izotopom. Vrednost δS^{34} se namreč giblje od —4,4 ‰ do —22,4 ‰, srednja vrednost pa je —13,39 ‰. Razmerje S^{32}/S^{34} (v vzorcu S 48) je 22,401, kar je skoraj enako poprečju sedimentnih sulfidov, ki znaša po A u l t u (1959) 22,49.

Obogatitev z lahkim izotopom ter sorazmerno široko območje, v katerem se menja vrednost δS^{34} nas navajata na sklep, da vsebujejo sulfidi v rudišču Topla, podobno kakor sulfidi Škofja in Mežice (Drovenik in sod. 1970), biogenetsko žveplo.

O genezi cinkovo-svinčevega rudišča Topla

Cinkovo-svinčevo rudišče Topla je, podobno kot druga alpska triadna rudišča, sedimentnega nastanka, pri čemer so sulfidni minerali produkt alokemičnih diagenetskih procesov. Rudonosna usedlina je bila odložena v sorazmerno plitvi zelo slani vodi, pri povišanem razmerju Mg/Ca in višjem energijskem indeksu, na kar kaže breča oziroma intraklastična kamenina, ki je sestavni del rudonosnega dolomikrita. Podobne razmere, morda nekoliko manj ekstremne, so vladale tudi med nastankom ladinskih interstratificiranih rudišč, o katerih menijo Schneider (1953 in 1965), Schulz (1964, 1965) in drugi, da je del teh rudišč nastal s kemično, del pa celo z mehansko sedimentacijo.

Po Krumbeinu (1952) so za nastanek singenetskih in diagenetskih Fe sulfidov potrebne naslednje okolnosti:

1. redukcijsko okolje, oziroma okolje z negativnim Eh,
2. nevtravno ali alkalno vodno okolje (tj. pH = 7 ali večji),
3. odmrla organska substanca,
4. aktivnost anaerobnih bakterij, ki reducirajo sulfate,
5. relativno mirna in plitva voda,
6. hitra sedimentacija.

V našem primeru so vladale te razmere edinole v vrhnjih plasteh usedline, tu in tam morda na površju oziroma stiku voda—usedlina. Pri podobnih pogojih lahko nastane še sfalerit, medtem ko je za galenit in markazit potrebno kislo okolje.

Na podlagi raziskav Suckowa (1963, cit. v Tischendorf-Ungethüm, 1965), se pH v posameznih medijih (voda — bakterijska plast — blato) niti ne menja mnogo, medtem ko so razlike v Eh znatne, od +0,1 v vodi do -0,6 V v usedlini. V coni intenzivne bakterijske aktivnosti pa raste pH do 9 in Eh pade na -0,4 do -0,6 V (Fairbridge, 1967). pH porne vode v usedlini določa navadno rahlo kislo do nevtravno okolje (v sebkhi Perzijskega zaliva znaša 6 do 7), v laguni pa alkalno 8 do 9.

Parageneza sulfidov je funkcija vrednosti Eh in pH oziroma povečanja redukcijskega okolja, ki pa je odvisno od aktivnosti bakterij. V recentnih karbonatnih usedlinah so našli koncentracije od 10 do 10 000 biljonov bakterij v gramu usedline, v isti količini vode nad usedlino pa samo 10 do 1000 bakterij.

S procesi v zgornjih plasteh usedline povezujejo nastanek piritnih framboidov, ki jih najdemo v velikih množinah malodane v vseh triadnih kameninah, zlasti pa v rudonosnih dolomitnih ritmitih. Ne glede na to, ali gre za organske ali anorganske tvorbe, so zanesljivo nastali v zgodnji diagenezi. Kot že omenjeno, jih najdemo intergranularno med dolomitnimi zrnji, največ sredi organske ali glinaste substance, vendar sorazmerno pogosto tudi sredi sfaleritnih zrn. V istem okolju in sočasno so nastale tudi sfaleritne kroglice, ki so se ohranile tako, da so bile ujete v piritu ali markazitu. Sfaleritni kroglici v piritnem framboidu govorita celo za to, da so sfaleritne kroglice nastale pred piritnimi framboidi, kar pa za zdaj še ne bi splošil.

Zgodnjo diagenezo karakterizira predvsem intenzivna zbirna kristalizacija, ki je v veliki meri odvisna od zrnivosti dolomita, zlasti pa od nekarbonatnih primesi, to je organske in glinaste substance. Menjavanje granulometrijske sestave dolomita in sulfidov v posameznih plasteh govori za časovno različne, zaporedne procese dolomitizacije in nastanka sulfidov. Dokler je bila pora

raztopina alkalna ali nevtralna, sta precipitirala le sfalerit in pirit, in sicer samo v intergranularnih porah. Ko je postala raztopina rahlo kislá, je pričel kristalizirati tudi markazit. Zelo pogosto najdemo namreč zraščence med piritom in markazitom, v njih predstavljajo piritna zrna vedno središče zraščenca. V tej fazi so se začeli tudi metasomatski procesi med sulfidnimi in karbonatnimi minerali, ki se prav nič ne razlikujejo od hidrotermalno metasomatskih procesov. Poslednji se je izločil galenit v še bolj kisli porni raztopini.

Piritni in markazitni zraščenci, metasomatski sfalerit in galenit so nastali v pozni diagenezi, ko je bila usedlina že kolikor toliko trdna. Raztopine, iz katerih je precipitiral galenit, so bile močno agresivne, kar se kaže predvsem v dissolucijski breči, ki redno spremlja galenitno ali galenitno-sfaleritno rudo. Končna faza mineralizacije se kaže v kristalizaciji belega dolomita, ki zapolnjuje kontrakcijske razpoke in votline, nastale pri prejšnjem procesu raztapljanja. Starejše zapolnitve vsebujejo tu in tam še sulfidne minerale (tabla 7), mlajše pa so v glavnem brez njih. Parageneza rudnih in karbonatnih mineralov v rudišču Topla je shematsko podana na sliki 22.

Glede nastanka anizične in ladinske rude ugotavljamo naslednje razlike:

1. Ladinska ruda je nastala v glavnem v lagunskih usedlinah plimskega pasu, anizična v Topli pa v nadplimskem pasu.

2. Anizična ruda je nastala večidel v zgodnji diagenezi, ladinska pa v pozni diagenezi. Zato prevladujejo v Topli sedimentne teksture, v ladinski rudi pa metasomatske.

3. Ladinske rudonosne usedline so morale biti bolj čiste in bolj porozne, ker so zaradi večje mobilnosti pornih raztopin nastale z zbirno kristalizacijo in metasomatskimi procesi bogatejše koncentracije kakor v anizičnih usedlinah, kjer je ruda razpršena na večji površini.

Pomemben, dokaj sporen problem je izvor svinca in cinka. Ker izključujem možnost epigenetskega oziroma hidrotermalno-metasomatskega nastanka, obstajata dve možnosti:

1. da so svinec, cink in spremljajoče prvine prispele v morje ali usedlino s hidrotermalnimi raztopinami,

2. da so produkt preperevanja starejših, predvsem magmatskih kamenin, eventualno tudi starejših rudišč.

Raziskovalci alpskih rudišč, med njimi predvsem Schneider (1953, 1965 in 1967), Maucher (1967) in Schulz (1965) so dali prednost prvi možnosti. Upoštevali so zlasti triadno magmatsko aktivnost, ki jo v Južnih Alpah in Dinaridih predstavljajo porfiriti in keratofirji ter njihovi tuf, v Severnih Alpah pa samo tufi. Vendar hipogenetsko-hidrotermalnemu izvoru nasprotujejo naslednje ugotovitve:

1. svinec je starejši od prikamnine,

2. rudonosni horizonti se časovno ne skladajo z vulkansko aktivnostjo,

3. svinčevo-cinkova rudišča so v določeni odvisnosti od litofacialnih in paleogeografskih razmer,

4. geokemična sestava slednih prvin v triadnih rudiščih in magmatskih kameninah ne kaže na medsebojno sorodnost.

1. Izotopne analize galenitov iz svinčevo-cinkovih rudišč v triadnih karbonatnih kameninah (Bleiberg, Mežica, Rabelj in dr.) so pokazale abnormalno pozitivno modelno starost svinca. To pomeni, da je precej starejši od prika-

	sedimentacija	diageneza		epigeneza
		zgodnja	pozna	
1 Karbonatna usedlina	kalcit ali aragonit z večjo vsebnostjo Mg			
2 Nekarbonatne primesi	kremen (detritičen) illit			
3 Favna in flora	kalcitni skeleti organska subst.	razkroj + razvoj bakterijske aktivnosti		
4 Dolomitizacija - transformacija aragonit → kalcit → dolomit		---		
5 Piritni framboidi in drobni piritni kristalčki	Fe oksidi, hidro- ksidi, karbonati ali sulfati	---		
6 Sferitne globule	ZnCO ₃	-----		
7 Sferit - intergranularni med dolomitom		-----		
8 Sferit - metasomatski		-----	-----	
9 Rekristalizacija - dolomikrita v dolosparit			-----	---
10 Pirit zraščen z galenitom		-----		
11 Markazit			-----	
12 Galenit			-----	
13 Markazit zraščen z galenitom			-----	
14 Žilni dolomit (beli)			-----	---
15 Sferit v dolomitnih žilicah			-----	---
16 Galenit v dolomitnih žilicah			-----	---
17 Sterilen žilni dolomit			-----	-----

Sl. 22. Parageneza anizičnih orudenenj v Topli

	Sedimentation	Diagenese		Epigenese
		Früh -	Spät -	
Karbonatsediment	Mg-reicher Calcit oder Aragonit			
Nichtkarb. Substanz	detrit. Quarz Illit			
Fauna und Flora	Calcit- und Aragonit-Schalen, org. Substanz	Zersetzung, Bakt. Entwicklung		
Dolomitisation - Transformation Aragonit → Calcit → Dolomit		---		
Pyritframboiden und Feinpyrit-kristallen	Fe-Oxyden, Karbonaten oder Sulfaten	---		
Zinkblendekügelchen	ZnCO ₃	---		
Intergranuläre Zinkblende		---		
Metasomatische Zinkblende			---	
Rekristallisation von Dolomikrit in Dolosparit			---	---
Pyrit-Verwachsungen mit Bleiglanz		---	---	
Markasit			---	
Bleiglanz			---	
Markasit-Verwachsungen mit Bleiglanz			---	
Gangdolomit (weiß)			---	
Zinkblende im Gangdolomit			---	
Bleiglanz im Gangdolomit			---	
Steriler Gangdolomit			---	---

Abb. 22. Paragenese der anisichen Vererzungen in Topla

menine. Model bleiberškega svinca (B) leži med 310 in 420 Ma (Ma — milijoni let), kar ustreza razdobju od sredine silurja do spodnjega karbona. Poprečje vseh meritev je 350 Ma (Schroll, 1965). Starost svinca se torej nekako ujema z varisčno orogenezo. Varisčno gorovje karakterizirajo predvsem močno metamorfozirani gnajsi in kisle globočnine. Z njihovo erozijo se je morje nedvomno obogatilo z vrsto prvin, ki so lahko bile v omenjenih kameninah razpršene ali celo koncentrirane. Če vzamemo samo poprečne vsebnosti Pb in Zn kisljih globočnin, ki znašajo po Rankami (1950) za Pb 20 ppm, za Zn pa 30 do 130 ppm, je v 1 km³ kamenine 52 000 ton Pb in 78 000 do 390 000 ton Zn. Podobno izotopno sestavo kot galeniti Bleiberga, Rablja in Mežice kažejo tudi galeniti šlezjskih rudišč (Bytom, Olkusz, Boleslaw, Tarnovica) in rudišče Wiesloch (tabela 14), kjer daleč naokrog ni znakov triadnega vulkanizma.

Tabela 14

Izotopna sestava galenita pomembnejših svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah, ki so nastale na območju Tethysa in Germanskega morja

Nahajališče		²⁰⁶ / ₂₀₄	²⁰⁷ / ₂₀₄	²⁰⁸ / ₂₀₄
1. Bleiberg (popr. 8 vzorcev)	T ₂ ²	18.46	15.82	38.82
2. Mežica (popr. 10 vzorcev)	T ₂ ²	18.48	15.89	39.14
3. Topla	T ₂ ¹	18.34	15.81	38.90
4. Rabelj	T ₂ ²	18.50	15.81	39.07
5. Šlezija (popr. 4 vzorcev)	T ₂	18.47	15.81	38.86
6. Wiesloch	T ₂	18.58	15.55	38.62

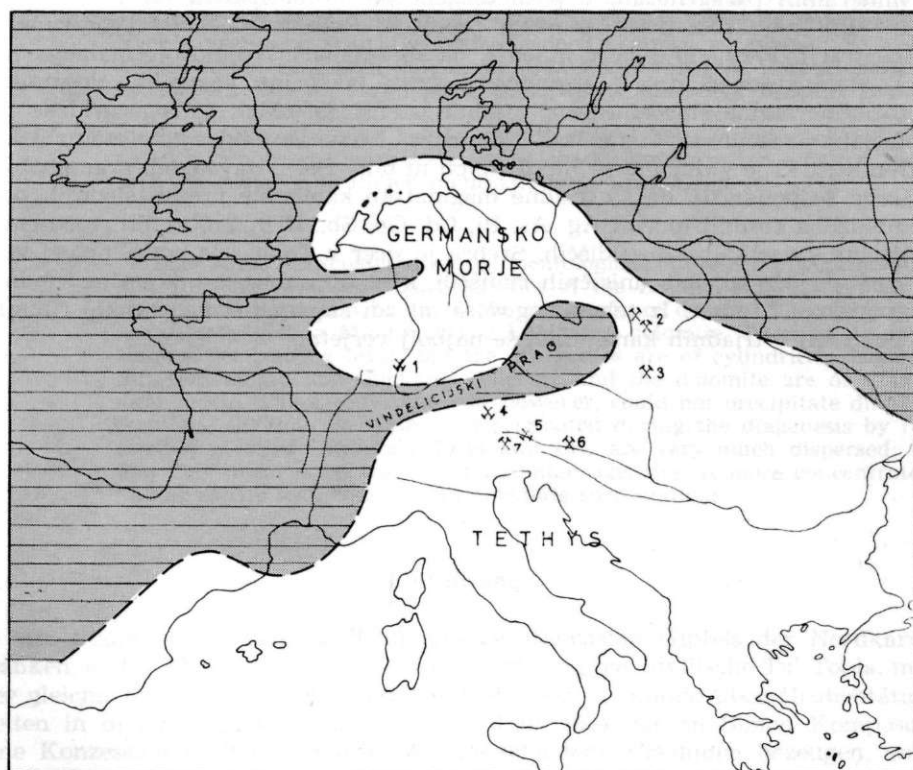
Viri: 1, 4, 6 — Schroll (1965); 2, 3 — Marsel-Kramer (1962) in Patterson (1970); 5 — Galkiewicz (1961) in Schroll (1965).

2. V Vzhodnih Alpah se triadni vulkanizem niti časovno ne sklada z nastankom svinčevo-cinkovih rudišč. Skoraj vsa anizična rudišča nastopajo v srednjem horizontu. Tufe, ki so na območju severnega alpskega razvoja edini znak vulkanske dejavnosti, pa vsebuje zgornji del zgornjega horizonta anizičnih plasti. Nič drugače ni v ladinski stopnji. Tu so tufi v spodnjem delu, svinčevo-cinkova rudišča pa leže več sto metrov nad njimi. Poleg tega nikjer ni opaziti dovodnih poti ali hidrotermalne spremembe v nižje ležečih kameninah, ki bi jih pri tako obsežni mreži raziskovalnih rogov v Mežici in Bleibergu morali najti.

3. Sedimentološke in paleogeografske študije (Frisch, 1968; Germann, 1966 in drugi) anizičnih in ladinskih plasti v Severnih apneniških Alpah kažejo, da so rudonosne kamenine nastale v zelo plitvem sedimentacijskem bazenu, enako tudi rudonosne kamenine v Ziljskih Alpah in severnih Karavankah. Podobne pogoje nastanka kažejo tudi rudonosne kamenine v Južnih Alpah. Skoraj vedno ugotavljamo določeno zvezo rudišč z lagunskim in grebenskim faciesom ali z usedlinami (dolomiti) nadplimskega pasu. Rudonosna kamenina interstratificirane rude je največkrat dolomit, le tu in tam apnenec. V izvenalpskih metalogenetskih provincah (Maroko, Alžir, Francija, Šlezija, Kazahstan itd.), kjer so paleogeografske razmere manj komplicirane, so ugotovili, da so rudne koncentracije v karbonatnih kameninah supergenetskega porekla; izvirajo iz granitov in drugih kisljih magmatskih kamenin. V Maroku (Touissit-Bou-Beker, Mibladen) in Franciji (Largentièrre, Maline in dr.) so rudišča nastala v obalnem pasu granitnih masivov (Bernard in Samama, 1968; Sa-

mama, 1973). Podobnega mnenja so tudi Gruszczzyk (1962, 1971) glede šlezijskih rudišč ter Kudenko (1954), Ostrovskaja (1960) in Popov (1964) glede rudišč centralnega Kazahstana in Tjan Šana.

Slika 23 nam kaže, da so tudi alpska rudišča skupno s šlezijskimi in drugimi nahajališči (Drienok na Slovaškem, Wiesloch v Nemčiji itd.) nanizana okrog nekdanjega vindelicijskega praga, ki tudi sestoji večidel iz kislih magmatskih in metamorfnih kamenin. Medtem ko so rudišča, ki so nastala v Germanškem morju, več ali manj na primarnem kraju, tega za alpska rudišča ne moremo reči. Vse kaže namreč, da so kamenine Ziljskih Alp in severnih Karavank nastale v istem sedimentacijskem bazenu kot kamenine Severnih apeniških Alp. Med alpidsko orogenezo so bile ločene, z njimi vred pa seveda tudi triadna rudišča. Zaradi izredno komplicirane tektonske zgradbe Vzhodnih Alp za zdaj še nimamo zanesljivih paleogeografskih študij, ki bi nam pomagale rešiti marsikateri problem v zvezi z nastankom ne samo svinčevo-cinkovih, temveč tudi uranovih, bakrovih in drugih rudišč.



Sl. 23. Anizična svinčevo-cinkova rudišča na paleogeografski skici srednje triade
 Abb. 23. Anisiche Blei-Zinklagerstätten und die paläogeographische Lage im Mitteltrias
 1 Wiesloch, 2 šlezijska rudišča — schlesische Lagerstätten, 3 Drienok, 4 St. Veit,
 5 Kolm, Scheinitzen, 6 Topla, 7 Auronzo (Salafossa, Argentiera, Grigna etc.)

SKLEP

Anizična cinkovo-svinčeva ruda je vezana na določen stratigrafski oziroma litofacialni horizont. Na območjih severnoalpskega razvoja triadnih kamenin (St. Veit, Scheinitzen, Kolm in Topla) nastopa v srednjem delu anizične skladovnice, kjer prevladujejo plitvomorske karbonatne kamenine. Z redkimi izjemami se nahaja interstratificirana svinčevo-cinkova ruda vedno v dolomitu, ki vsebuje večje ali manjše primesi organske substance.

Svinčevo-cinkova ruda v Topli je nastala sočasno z dolomitom. Ker v plitvi vodi skoraj gotovo ni bilo pogojev za redukcijsko okolje sedimentacije, tudi sulfidni minerali niso mogli nastati z direktno precipitacijo iz morske vode, temveč šele med diagenezo z redukcijo karbonatnih, bikarbonatnih, sulfatnih ali drugih oksidnih spojin. V zgodnji fazi diageneze so nastali piritni framboidi in drobni pentagondodekaederski piritni kristali, sfaleritne kroglice in intergranularne zapolnitve s sfaleritom, v pozni fazi diageneze pa metasomatski sfalerit, piritni zraščenci z markazitom, markazit in galenit.

Sedimentne tekture so se ohranile le v zgodnjediagenetskem dolomikritu in mineralnih paragenezah, v poznodiagenetskem dolosparitu pa so bile po večini uničene zaradi metasomatskih procesov. Problematičen je izvor rudnih koncentracij. Prevladuje sicer mnenje, da so submarinsko-hidrotermalnega izvora, vendar govori precej argumentov proti takšnemu nastanku. Predvsem so to: abnormalna starost svinca triadnih rudišč (350 Ma), paleogeografske in litofacialne značilnosti rudonosnih kamenin, časovno neskladje z magmatsko aktivnostjo, ki je v mnogih primerih sploh ni bilo. Poleg navedenih argumentov je treba še poudariti, da so triadne magmatske kamenine brez naslednjih pomembnih halkofilnih prvin: Ag, As, Bi, Cd, Ge, Sb, Tl in Zn, ki jih srečujemo malodane v vseh alpskih rudiščih. Srebra je sicer v Topli zelo malo, precej več pa ga je v južnoalpskih anizičnih rudiščih, kjer zaznamujemo največjo triadno magmatsko aktivnost. Iz teh razlogov se mi zdi supergenetsko poreklo rudnih koncentracij v triadnih kameninah še najbolj verjetno.

Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zinkvererzungen in den Anisschichten von Topla

Ivo Štruel

Rudniki svinca in topilnica Mežica, Jugoslavija

Anhand von sedimentologischen, lithofaziellen, geochemischen und palaeogeographischen Eigenheiten der Anisschichten im Gebiet von Mežica wird die Entstehung der Blei-Zinklagerstätte Topla besprochen. Die Vererzungen sind schichtgebunden, jedoch kommen sie niemals in weit-ausgedehnten Schichten vor, sondern in Form von sehr unregelmäßigen Erzkörpern. Die an frühdiagenetischen mittelanischen Dolomit gebundenen Zinkvererzungen zeigen viele gut erhaltene sedimentäre Gefügemerkmale. Dagegen sind bei den spätdiagenetischen, an ladinischen Dolosparit gebundenen Bleivererzungen, solche Merkmale selten erhalten, vielmehr überwiegen in diesen metasomatische Strukturen.

The author discusses the sedimentological, lithofacial, geochemical and palaeogeographical characteristics of the Anisic beds in the Mežica region, and the origin of the Topla zinc-lead ore deposit. The ore bodies are interbedded in Middle Anisic laminated dolomite. There is no continuous ore-bearing layer, but the ore bodies are of cylindrical shape of different length and thickness. The ore and the dolomite are of syngenetic origin. The sulfide minerals, however, could not precipitate directly from the shallow sea water, but originated during the diagenesis by reduction of oxide minerals. Lead and zinc are very much dispersed; in this they differ from the ore of Ladinian age, that is more concentrated having sterile wall rock in its immediate surroundings.

Einführung

Am Südhang der Peca (2126 m), des zweithöchsten Gipfels der Nordkarawanken, erstreckt sich in Nordwest-Südostrichtung das idyllische Tal Topla, mit der gleichnamigen Blei-Zinklagerstätte. Die älteste Urkunde über Grubentätigkeiten in dieser Lagerstätte ist aus dem Jahr 1834, als an Simon Komposch eine Konzession verliehen wurde. Wie verschiedene Urkunden bezeugen, war die Grube, wahrscheinlich mit kleineren Unterbrechungen, bis zum Jahre 1889 tätig, als sie die Bleiberger Bergwerks Union übernahm. Wegen der ungünstigen geographischen Lage, besonders aber wegen neuer Aufschlüsse von reichen Blei-Zinkerzen in der zentrallagerstätte Mežica, wurden die Arbeiten in Topla aufgegeben.

Zur Zeit wird die Lagerstätte wieder für den Abbau vorbereitet. Nach den bisherigen Untersuchungen und Abbauergebnissen wird mit einem durchschnittlichen Erzgehalt von 6,5 % Zn und 2 % Pb gerechnet.

Geologische Übersicht

Die weitere Umgebung der Lagerstätte setzt sich aus folgenden Gesteinsserien zusammen (Abb. 1):

- paläozoische Grünschieferserie mit Diabas und Diabastuff bzw. Gesteine der Magdalensbergserie,
- triassische, vorwiegend Karbonatgesteine (Skyth bis Oberladin),
- Granodiorite der Eisenkappeler Eruptivzone.

Die paläozoische Grünschieferserie besteht aus Grünschiefer, Chloritschiefer, Chlorit-Sericitschiefer, kalkigen und tonigen Sandsteinen sowie aus Diabas und Diabastuff. Im Kontaktbereich der Granodioritzone ist der Tonschiefer in Hornfels umgewandelt worden.

Für das Alter dieser Gesteinsserie bestehen noch keine sicheren Anhaltspunkte. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit der Magdalensbergserie (Kahler, 1953) wird das silurische Alter angenommen. Die sonst in den Nordkarawanken verbreiteten Grödnerschichten fehlen in Topla völlig. Sehr begrenzt ist auch das Vorkommen von Werfenerschichten. In weiterer Verbreitung finden wir sie nur in dem Unterfahrungsstollen 1073 m, wo sie auf einer Länge von 340 m aufgeschlossen sind. Sie bestehen vorwiegend aus graugrünen Sandsteinen, Tonschiefern und Dolomiten. Am weitverbreitetsten sind die Anis- und Ladinschichten. Letztere bauen die Peca und Mala Peca auf (Abb. 2). Da die Arbeit den Anisschichten und deren Vererzungen gewidmet ist, werden diese getrennt besprochen.

Das Ladin lässt sich in den Nordkarawanken durch drei verschiedene Fazies-einheiten charakterisieren. Dabei sind folgende Gesteinsserien zu unterscheiden:

1. erzführender Wettersteinkalk (Lagunenfazies),
2. korallenführender Kalk (Riff-Fazies) und
3. Partnachschichten (Beckensedimente).

Letztere fehlen in Topla, östlich von Črna und im Gebiet von Eisenkappel sind sie jedoch weit verbreitet. Die Riffkalke bestehen vorwiegend aus Kalkmikriten, in denen Korallenstöcke und andere riffbildende Organismen häufig erhalten sind. Bisher wurden von Kolosváry folgende Korallen aus dem Pecagebiet und Jazbinatal bestimmt:

- Thecosmilia badiotica* Volz,
- Craspedophyllia alpina* Loretz,
- Oppelismilia* sp. nov.,
- Conophyllia recondita* (Laube) Volz,
- Conophyllia radiceformis* (Klipstein) Volz,

Die Oppelismilien legen den Schluß nahe, daß der Korallenkalk bis ins Karn reicht.

Während der Südhang der Peca zahlreiche Korallenstöcke aufweist, konnte sie Bauer (1970) in den Nordabhängen nicht feststellen. Die Ladinkalke der Mala Peca, welche vom Hauptkamm der Peca durch eine größere Störung ge-

trennt sind, führen keine Korallen, sondern Stromatolithlagen, Oolithkalk und schwarze Breccie, die als typische Gesteine der Bleiberger Lagunenfazies gelten.

Die ältesten vulkanischen Gesteine finden sich als Diabas und Diabastuff in der paläozoischen Grünschieferserie. Obwohl sie der Lagerstätte Topla am nächsten liegen, besteht zwischen ihnen und den Blei-Zinkvererzungen kein genetischer Zusammenhang.

Kaum 800 m von der Lagerstätte entfernt verläuft die Nordgrenze der Eisenkappler Eruptivzone mit einem nördlichen Granodiorit- und südlichen Tonalitzug. Zwischen beiden erstreckt sich eine Zone, die aus metamorphen Gesteinen besteht. Das Alter dieser Eruptivgesteine ist noch sehr umstritten. Indem Zorc (1955) und Štruel (1970) für den Granodiorit ein paläozoisches (variszisches) Alter annehmen, wird von Berce (1960) ein triassisches, von Graber (1929), Duhovnik (1956) und Exner (1973) dagegen ein kretazeisches bis tertiäres Alter angenommen. Einer Kontaktmetamorphose wurde nur die paläozoische Grünschieferserie unterworfen. Auf Grund der Kartierungsergebnisse von Isailović und Miličević (1964), die im Tonalit von Granodiorit durchdrängte Phyllitblöcke gefunden haben, kann dieser als jünger angenommen werden. Da der Tonalit eine Fluidaltextur parallel mit der Ost-West Bruchtektonik zeigt, könnte auch die Intrusion während der alpidischen Orogenese erfolgt sein.

6,3 km NE von Topla, am Nordfuß der Gornja (Abb. 3), befindet sich Dacitporphyr. Ähnliche Eruptivgesteine sind in der Nordkarawanken Sockeldecke schon längst bekannt. Bisher wurden sie als postmiozäne Eruptivgesteine angesehen (Teller, 1896; Duhovnik, 1956; Grafenauer, 1968), da sie angeblich die kohlenführenden Schichten von Leše durchdrungen haben sollen. Ich bezweifle jedoch diese Beobachtungen, denn auch die neugefundenen Ausbisse am Nordhang der Gornja liegen konkordant in den Triasschichten.

Das Toplatal erstreckt sich unmittelbar nördlich der periadriatischen Störungszone, wo es nicht nur zum Aufbruch von Eruptivgesteinen gekommen ist, sondern auch zu großen vertikalen, sowie horizontalen Verschiebungen von regionalem Ausmaße. Die Nordrandstörung der Eisenkappler Eruptivzone fällt, mit wenigen Ausnahmen (Abb. 4), steil, 70 bis 80° nach Süden.

Außer dieser Störung sind noch die Končnik-, Kordež-, Pecnik- und Pecastörung zu erwähnen. Obwohl in Bezug auf die Kordežstörung noch gewisse Unklarheiten bestehen, scheint es, daß diese Störung die tektonischen Einheiten Peca und Mala Peca von einander trennt. Die vertikale Verschiebung beträgt über 800 m. Indem die Anisschichten im Pecastamm bis zu einer Meereshöhe von 1330 m reichen (Abb. 6), sind sie in der Mala Peca unterhalb + 496 m, da die Tiefbohrung V 5 auch bei einer Tiefe von 506 m noch immer im Wettersteindolomit war (Abb. 5). Auch die anderen geologischen, tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse sprechen eindeutig für zwei verschiedene tektonische Einheiten.

Sedimentologische und lithofazielle Merkmale der Anisschichten in Topla

Schon Teller (1896) betonte die Übereinstimmung mit der Entwicklung ähnlicher Schichten in den Nordkalkalpen. Er verglich die obere anisische Kalkserie in den Nordkarawanken mit den Reiflinger Kalken.

In Topla lassen sich drei übereinander folgende Gesteinsserien unterscheiden:

3. die obere Kalkserie mit hornsteinführenden Kalken und Mergellagen,
2. die mittlere Dolomitserie,
1. die untere Kalkserie.

1. Die untere Kalkserie besteht vorwiegend aus dunkelgrauen und schwarzen Plattenkalken. Dabei sind besonders die sogenannten dünn-schichtigen, 1 bis 3 cm mächtigen Wurstelkalke hervorzuheben (Tafel 1, Abb. 1).

Es sind folgende Gesteinstypen zu unterscheiden:

Kalkmikrit, Kalkmikrit mit wechselndem Gehalt an Partikeln (Detritus-Körner, Schill, Pillen und Intraklasten), Pillen und Detrituskalke mit Sparitzement und gebänderter Dolosparit.

Am häufigsten sind die beiden erstgenannten Gesteinstypen. An Fossilien enthalten sie besonders Foraminiferen und Überreste von Crinoiden und dünnen unbestimmbaren Muschelschalen. Von den Foraminiferen konnten *Pilamina densa* Pantić, *Glomospira*, *Fronicularia* und *Nodosaria* bestimmt werden. Die untere Gesteinsserie ist auch reich an Pillenkalken mit mikritischer Matrix oder sparitischem Zement (Tafel a, Abb. 2). Gegenüber der skythischen Sedimentationsabfolge kam die untere Kalkserie trotz Schwankungen doch schon in einem ruhigeren, etwas tiefer liegenden Sedimentationsraum zur Ablagerung.

2. Im allgemeinen sind die Anissschichten der nordalpinen Fazies dolomitarm. In Topla dagegen nimmt der Dolomit 34 % der Gesamtmächtigkeit ein. Er ist vorwiegend auf den mittleren Teil beschränkt, wobei sich folgende Typen unterscheiden lassen:

- laminierter Dolomikrit mit Feinschichtung in mm-Bereich,
- gebänderter Dolosparit — rhythmische Abfolge von 0,5 bis 3 cm mächtigen Bändern von weißem und braunem Dolosparit,
- feinkörniger massiver Dolomikrit,
- mittelkörniger massiver Dolosparit
- intraklastischer Dolomikrit und Dolosparit,
- Dissolutions- und Collapssbreccie,
- Milonitbreccie.

Der laminierte Dolomikrit ist entweder erzführend oder taub. Der erzführende Dolomikrit setzt sich aus 0,5 bis 3 mm mächtigen feinschichtigen Lagen zusammen, die aus verschiedenen Korngrößen, Konzentrationen sulfidischer Mineralien und einem wechselnden Gehalt an organischer und toniger Substanz bestehen (Abb. 8 u. 18). Der feinschichtige Dolomit zeigt oft ein geopetales Gefüge. Das Liegende der Feinschichten besteht in der Regel aus intraklastischem Material. Auch die Korngröße der Dolomit und Sulfidkörner ist meistens größer als im Hangenden der feinschichtigen Lagen. Diese jedoch ist fast immer vom Ton- oder vom organogenen Gehalt abhängig, der die Zirkulation des Porenwassers und eine weitgehende Sammelkristallisation des Dolomits und der Sulfide verhindert hat.

Die geopetale Anlagerung der Sulfidmineralien ist daher in den meisten Fällen als Produkt frühdiagenetischer Prozesse, d.h. der Sammelkristallisation, und nicht als mechanische Ablagerung anzusehen.

Ein besonderes Merkmal des feinschichtigen, vor allem des erzleeren Dolomits sind die sogenannten »Birdseyes«. Es sind kleine Hohlräume, die im unteren Teil mit feinkörnigem Dolomikrit, im oberen mit Sparitzement aus-

gefüllt sind (Abb. 9). Nach Shinn, der mehrere hundert Proben rezenter Sedimente untersucht hat, kommen »Birdseyes« vorwiegend in Supratidal- und Tidalsedimenten vor, welche außerdem folgende Merkmale zeigen: Feinschichtung im mm-Bereich, Algenkrusten und Schrumpfkluftfe.

Der intraklastische Dolomikrit der mittleren erzführenden Gesteinsserie gibt uns nicht nur sehr wichtige Daten über die Entstehung des Dolomites, sondern auch über die der Zinkblende-Pyrit-Markasit Vererzungen. Sie lassen sich drei Typen zuordnen:

- Intraklastdolomikrit bzw. Breccie mit sterilen Intraklasten und erzreicher Matrix,

- Intraklastdolomikrit mit erzführenden Intraklasten und vorwiegend erzleerer Matrix,

- Steriler Intraklastdolomikrit oder Intraklastdolosparit.

Der erst erwähnte Typ bildet zusammen mit dem feinschichtigen Erzdolomikrit die wichtigsten Zinkblendevererzungen in Topla. Makroskopisch gesehen geht es um eine Breccie mit verschiedenen großen schwarzen Bruchstücken und grauem erzreichen Dolomitcement. Die Intraklasten bestehen aus Dolomikrit mit einem etwas höheren Gehalt organischer Substanz und sehr kleinen feingeweilten Pyritkörnern. Vereinzelt enthalten sie auch Zinkblendekörner. Der Zement besteht vorwiegend auch aus Dolomikrit, doch gibt es Übergänge zu Dolosparit. Außer den Intraklasten findet man häufig auch Fossilreste (Crinoiden und Foraminiferen), dünne Muskowitblättchen und Quarzkörner. Der Intraklastdolomikrit erscheint niemals in mächtigeren Schichtlagen, sondern ist immer in mm- bis cm-Feinschichtung ausgebildet. Die Breccie ist in einem Ablagerungsmilieu mit hohem Energieindex entstanden. Es folgte immer eine Sedimentation von feinkörnigem Material, was auf wechselnde Schwankungen des Ablagerungsmilieus deutet. Die Entstehung des Intraklastdolomites kann mit den rezenten Ablagerungsbedingungen in der »supratidal zone« der Florida Bay verglichen werden, wo es nur zeitweilig, bei Sturm- und Springfluten, zur Bildung turbulenter Ablagerung kommt. Besonders die Sturmfluten tragen große Mengen von Karbonatschlick aus dem Gezeitenbereich auf die halb, oder zum Teil auch ganz ausgetrockneten supratidal Sedimente. Dabei kann die obere, schon zum Teil konsolidierte Sedimentoberfläche mitgerissen und in Form von Intraklasten, zusammen mit dem Karbonatschlick aus dem Gezeitenbereich, abgelagert werden. Mit diesem Model läßt sich auch der Fossilreichtum (Crinoiden und Foraminiferen) des lebensfeindlichen Milieus der Erzsedimente erklären. In Bezug auf die Entstehung der Dolomite weisen die Intraklaste auf deren frühdiagenetische Bildung hin. Die Dolomitbildung muß also bald nach der Sedimentation, schon auf der Sedimentationsoberfläche, stattgefunden haben.

Von den bisher besprochenen Intraklastdolomiten unterscheiden sich wesentlich die Dissolutions- und Collapsbreccien. Der grobkörnige weiße Dolomitcement zeigt, daß es sich hier um spätdiagenetische oder epigenetische Bildungen handelt. Fast immer stehen sie in einer Beziehung zu den Bleiglanzvererzungen, die bekanntlich ein mehr oder weniger saures Milieu benötigten, das aber auch gleichzeitig eine Auflösung des Karbonatgesteins verursachte. Nach der Bleiglanzausscheidung wurde der zuerst aufgelöste Dolomit wieder ausgeschieden, jedoch diesmal als weißer, steriler Dolosparitzement.

3. Die obere Gesteinsserie diente schon von jeher für die anisische Schichtfolge als Leithorizont, welches Alter auch mit Fossilfunden bestimmt werden konnte. Teller (1896) und Berce (Žlebník, 1955) fanden in dieser Gesteinsserie genügend determinierbare Fossilien, um sie in den Oberanis (Illyr) einzuordnen. Außer dem Leitfossil *Paraceratites trinodosus* Mojsisovics wurden noch *Sturia* sp. ind., *Ptychites* sp. ind., *Nautilus* sp. ind. und *Rhynchonella trinodosi* Bittner bestimmt. Als besonderes Merkmal der oberen Gesteinsserie ist der hornsteinführende Kalkstein hervorzuheben. Wo über den Anis-schichten, wie z. B. östlich von Črna, die Partnachsichten folgen, enthält der Kalk der oberen Gesteinsserie nach obenhin immer mehr Mergelzwischenlagen, bis er zuletzt völlig in mergelige Gesteine übergeht. In Topla jedoch liegt über den Kalk der oberen Gesteinsserie Dolomit, was sich auch in den obersten Anisschichten bemerkbar macht.

Im Vergleich zu den beiden unteren Gesteinsserien sind die Gesteine der oberen Serie wesentlich anders entwickelt. Es überwiegen Kalkmikriten und Biokalkmikriten, die besonders reich an unbestimmbaren Filamenten, Radiolarien und Schwammnadeln sind. Letztere scheinen als Ausgangsmaterial für die Entstehung des Hornsteins zu sein. Die mikroskopischen Beobachtungen führen zum ähnlichen Schluß, zu dem auch Newell mit seinen Mitarbeitern (1953) bei den Untersuchungen der Gesteine des Delawara Basens in Texas, gekommen ist (Abb. 11).

Die geochemischen Eigenheiten der Anisschichten in Topla

Wegen Platzmangel wird an dieser Stelle nur eine kurze zusammenfassende Beschreibung über den SiO_2 und Sr Gehalt der Anisgesteine gegeben. Weitere Einzelheiten sind aus der Abb. 12 und Tabelle 2 ersichtlich.

Hervorzuheben ist besonders der wesentliche Unterschied des SiO_2 Gehaltes beider Kalkserien, welcher sogar als Unterscheidungsmerkmal dienen kann. Indem die untere Kalkserie nur einen Durchschnittsgehalt von 2,51 % SiO_2 aufweist, beträgt dieser in der oberen Kalkserie 15,04 %. In der unteren Kalkserie kommt SiO_2 in Form von Tonmineralien und Detritusquarz vor, in den oberen vorwiegend in Form von Hornstein und Fossil skeletten.

Der Strontiumgehalt variiert zwischen 46 und 2080 ppm. Höhere Werte gehören nur den mikritischen und biomikritischen Kalksteinen. Die anderen Gesteinstypen, sowie umkristalisierte mikritische Kalke, Pillen und Detrituskalke mit Sparitzement, Mergel und Tonlagen, hornsteinführende Kalke und verschiedene Dolomitarten, enthalten verhältnismäßig wenig Strontium. Nur in der oberen Gesteinsserie besteht zwischen Strontium- und Fossilgehalt der Kalksteine eine bemerkbare Abhängigkeit.

Die Blei-Zinkvererzungen

Die Blei-Zinklagerstätte Topla nimmt nach den bisherigen Untersuchungen eine Oberfläche von 0,6 km² ein. Weitere Ausdehnungsmöglichkeiten bestehen in Ost- und besonders in Westrichtung, außerdem ist noch eine weitere Abteufung nach Norden möglich. Die bisher aufgefundenen Vererzungen befinden

sich auf einer Meereshöhe von 1073 bis 1202 m. Am weitesten ausgedehnt und auch am erfolgreichsten waren bisher die Schurfarbeiten auf Horizont 1143 m (Abb. 13).

Die Vererzungen sind schichtgebunden, jedoch kommen sie niemals in weit-ausgedehnten Schichten vor, sondern in Form von einige zehn Meter langen und nur wenige Meter breiten, schlauchartigen, sehr unregelmäßigen Erzkörpern. Auch trichter- und nestartige Erzkörper sind keine Seltenheit. Gehaltarme Blei-Zinkimprägnationen sind weit verbreitet, jedoch kann man nach den bisherigen Untersuchungen über ihre Form und Ausdehnung noch nichts Bestimmtes sagen. Nach einer Bemusterung des gesamten Dolomitkomplexes auf Horizont 1143 m, beträgt der Durchschnittsgehalt von 277 Proben des Dolomits in der Lagerstätte 3570 ppm Blei und 3970 ppm Zink.

Nach dem Mineraliengehalt, dem Mengenverhältnis von Blei und Zink und nach strukturellen und textuellen Merkmalen kann man zwei verschiedene Vererzungstypen unterscheiden:

1. Schichtvererzungen mit verschiedenen und in den meisten Fällen sehr gut erhaltenen sedimentären und diagenetischen Gefügemerkmalen,

2. Vererzungen in Form von Imprägnationen und dünnen Kluftausfüllungen.

Die Lagerstätte ist arm an Mineralienarten. Bisher wurden folgende Mineralien festgestellt: Zinkblende, Pyrit, Markasit, Melnikovitpyrit, Bleiglanz, Hydrozinkit, Smithsonit, Cerussit, Anglesit, Limonit bzw. Goethit und Greenockit.

Die **Zinkblende**, das mengenmäßig und ökonomisch bedeutendste Mineral, tritt vorwiegend in Form von fein verteilten, 0,005 bis 0,2 mm grossen Körnern und Kornaggregaten auf, (Tafel 4, Abb. 1 u. 2; Tafel 7, Abb. 1). Als Anhalt für die günstigsten Vermahlungsbedingungen wurden mehrere quantitative Auszählungen der Korngrößen gemacht (Grobelšek, 1962, 1969), deren Ergebnisse auf der Tabelle 3 zu sehen sind. Zum Teil sind es intergranuläre frühdiagenetische Ausfüllungen (Tafel 4, Abb. 5 u. 6), zum Teil spätdiagenetische oder auch epigenetische Verdrängungen (Tafel 5, Abb. 1—3; Tafel 6, Abb. 1). Daher ist auch die Zinkblende vorwiegend xenomorph. Außer der Zinkblende sind in den Poren auch Pyritkörner und organische Substanz vorhanden. Letztere hat sicherlich auf die Sammelkristallisation negativ gewirkt. Überhaupt kann man feststellen, daß die Zinkblende gegenüber Bleiglanz, Pyrit und Markasit viel weniger zur Bildung idiomorpher Kristalle geneigt hat. Bei der Sammelkristallisation entstehen vorwiegend xenomorphe Aggregatbildungen (Tafel 5, Abb. 1 u. 2, Tafel 14, Abb. 3) und nicht wie bei den vorher erwähnten Mineralien, grössere idiomorphe Kristalle oder Idioblaste. Da im Markasit und Pyrit die Zinkblende sehr oft in Form von winzig kleinen Kügelchen oder kleinen Rhombdodekaederkristallen (Tafel 5, Abb. 3—6) auftritt, scheint es, daß das Ausgangsprodukt der Zinkblende in kolloidaler Form ausgeschieden worden ist, und zwar zusammen mit dem Karbonat. Fraglich ist nur, in welcher chemischen Form. Denkbar wäre als Karbonat, Sulfat oder Sulfid. Da es sich hier doch um eine Seichtwasser-Sedimentation handelt, kommt wahrscheinlich nur eine der oxydischen Formen — Karbonat, Bikarbonat oder Sulfat — in Frage, die dann erst während der Frühdiagenese in Sulfid umgewandelt worden ist. Für diese Voraussetzung sprechen zwei kleine Zinkblendekügelchen im Pyritframboid auf Abb. 16 bzw. auf Tafel 8, Abb. 3.

Ein großer Teil der Zinkblendeanreicherungen entstand durch spätdiagenetische metasomatische Prozesse. Die Ausscheidung der Zinkblende in weissen

Dolomitadern (Tafel 4, Abb. 3 u. 4; Tafel 7, Abb. 2) ist entweder den spät-diagenetischen oder epigenetischen Vorgängen zuzuschreiben.

Bleiglanz tritt vorwiegend in Form von Imprägnationserz auf. Es sind 1 bis 5 mm große idiomorphe Kristalle, die entweder völlig, meistens jedoch nur zum Teil auskristallisiert sind (Tafel 6, Abb. 2, 3, 4 u. 6). Der Bleiglanz ist ein Produkt spätdiagenetischer Prozesse worin sich noch Relikte von Dolomit, Zinkblende und Pyrit befinden. Die sauren Erzlösungen waren gegenüber Dolomit viel aggressiver als gegenüber der Zinkblende und dem Pyrit, die in den meisten Fällen nicht aufgelöst, sondern nur eingeschlossen wurden (Tafel 6, Abb. 6).

Pyrit tritt in beiden Vererzungstypen auf, und zwar in Form von Framboiden oder idiomorphen Kristallen (Tafel 8, Abb. 1, 2 u. 3). Framboide sind häufig besonders in den laminierten Zinkerzen, bzw. im intergranulären Porenraum des frühdiagenetischen Dolomits. Daraus folgt, daß auch die Pyritframboide sicherlich frühdiagenetisch, unmittelbar nach der Dolomitisation entstanden sind. Vorwiegend sind sie in der organischen Substanz eingebettet; in vielen Fällen auch in der Zinkblende (Tafel 8, Abb. 1). Da die Zinkblende unmittelbar nach der Entstehung der Framboide ausgeschieden wurde, schützte sie diese vor der weiteren Wirkung der Porenlösungen. Die meisten Framboide sind in winzig kleine (5–20 μ) Pentagondodekaederkristalle umkristallisiert. Spätdiagenetische Pyritkristalle sind meistens mit Markasit verwachsen. Wir finden nämlich häufig Pyritkristalle, die vom Markasit radialstrahlig umschlossen werden (Tafel 8, Abb. 4).

Markasit ist neben Zinkblende mengenmäßig das häufigste Mineral der Zinkvererzungen. In einigen Schichten übertrifft er sogar die Zinkblende. Makroskopisch scheinen die Markasitkristalle als kugelförmige Bildungen, die sich dann unter dem Mikroskop als radialstrahlige oder auch ungeordnete Aggregate herausstellen (Tafel 9). Zwillingslamellen (Tafel 8, Abb. 5) sind fast ein regelmäßiges Merkmal der Markasitaggregate. Auch der Markasit entstand im späteren Stadium der Diagenese, jedoch vor der Entstehung der spätdiagenetischen oder epigenetischen Dolomitadern, die hier und da Zinkblende und Bleiglanz, jedoch kein Markasit oder Pyrit enthalten..

Die Lagerstätte Topla gehört zu den wenigen Blei-Zinklagerstätten in den Karbonatgesteinen, die über so vieles und dazu gut erhaltenes Beweismaterial verfügen, das mit großer Sicherheit auf die sedimentäre Entstehung der Blei-Zinkvererzungen deutet. In den meisten Lagerstätten, zu denen auch die ladinischen in den Alpen (Mežica, Bleiberg, Raibl usw.) gehören, ist dieses Beweismaterial nur fragmentarisch erhalten geblieben, da es durch spätere, besonders spätdiagenetische Prozesse verwischt worden ist. Die an spätdiagenetischen Dolosparit gebundenen Bleivererzungen in Topla zeigen auch keine Sedimentstrukturen, dagegen die an frühdiagenetischen Dolomit gebundenen Zinkvererzungen sehr viele.

Daß die Erzrhytmite sedimentär entstanden sind und nicht durch die selektive Metasomatose oder ähnliche hydrothermale Prozesse, darauf deuten besonders verschiedene submarin entstandene Texturen und Strukturen. Besonders sind hier die »Load cast« Strukturen hervorzuheben, wobei sedimentäre und diagenetische Strukturen zu unterscheiden sind. Die erstgenannten werden durch Bruchstücke bzw. Intraklaste des Intraklastdolomikrits verursacht, die zur rhythmischen Abfolge des Erzsediments gehören (Tafel 3). Hier und da sind

es auch angeschwemmte Fossilreste (Tafel 14, Abb. 1 u. 2), die eine Biegung der liegenden Schichtlagen verursachen. Einzelne größere Bruchstücke oder deren Anhäufungen verursachen in den liegenden, schon halb verfestigten, jedoch noch plastischen Erzsedimentlagen Verwerfungen und Faltungen (Tafel 11, 12 u. 13), die meistens durch mikrotektonische Prozesse erklärt wurden. Die Kreuzschichtung (oder Übergußschichtung) auf Abb. 4 (Tafel 13) ist auch durch eine größere Zufuhr von intraklastischen Material entstanden.

Als Beispiel einer diagenetischen »load cast« Struktur ist diese auf Abb. 1 und 2 (Tafel 10) anzusehen. Ihre Entstehung ist der frühdiagenetischen Sammelkristallisation zuzuschreiben. Das Sediment muß noch plastisch, jedoch zur gleichen Zeit zum Teil auch schon verfestigt gewesen sein, so daß eine Kluft entstand, die nachträglich mit Dolomit gefüllt wurde. Die Sulfidaggregate sind nicht nur schwerer, sondern auch druckfester als das umgebende Sediment, deshalb können auch Deformationen in den hangenden Schichtlagen entstehen. Sicherlich können auch ähnliche Deformationen bzw. »load cast« Strukturen durch resedimentierte Bruchstücke hervorgerufen werden. Deshalb ist es auch oft schwer festzustellen, ob es sich um eine sedimentäre oder frühdiagenetische Struktur handelt.

Im Erzsediment findet man verhältnismäßig oft rippelartige Wellenstrukturen und Faltungen (Tafel 11, Abb. 2 u. 3), die entweder mit submarinen Gleitungen oder auch Wellentätigkeit zu erklären sind. Sehr interessant in genetischer Hinsicht sind die Fossilfunde im Erzsediment, die auf Tafel 14 dargestellt sind. Auf jeden Fall handelt es sich um angeschwemmte Fossilien, da sie in einem Sediment eingebettet sind, welches in einem lebensfeindlichem Milieu entstanden ist. Die erhaltenen Fossilreste zeigen nicht nur auf die sedimentäre Entstehung der Erze, sondern sie geben uns auch ziemlich klare Auskunft über das Entstehungsmilieu der Zinkblende. Da der Kalkspat des Crinoids keine Auflösungskennzeichen oder Korrosionsoberflächen aufweist, muß die Zinkblende und der Pyrit des umgebenden Erzsediments im alkalischen bis neutralen Milieu entstanden sein. Auf diese Weise ist das Fossil auch erhalten geblieben, da es die Sulfidminerale vor den weiteren diagenetischen Umwandlungsprozessen geschützt haben.

Ähnlich, wie die anderen anisichen Lagerstätten, ist auch Topla eine vorwiegend Zinklagerstätte, in der die Bleikonzentrationen eine untergeordnete Rolle spielen. Das Blei/Zink Verhältnis beträgt 1:4 bis 1:6. Die Erzminerale sind im Gegensatz zu den der südalpiner anisichen Lagerstätten (siehe Tabellen 8 und 9) arm an Spurenelementen. Mit der Mikrosonde und Analysen von Konzentraten wurde festgestellt, daß die Zinkblende sehr eisenarm (0,1 bis 0,12 % Fe) ist, daß der Cu-Gehalt von 300 bis 400 ppm beträgt und daß der Cd-Gehalt zwischen 1000 und 1500 ppm liegt und keine ökonomische Bedeutung hat. Ge und As wurden nicht festgestellt, obwohl sie nach Schroll (1954) sonst für die triassischen Lagerstätten sehr typisch sind. Auch der Bleiglanz ist arm an Spurenelementen. Er enthält Tl und As um 30 ppm, alle anderen sonst für Bleiglanz üblichen Spurenelemente sind unterhalb 10 ppm (Tabelle 7).

Das Ca/Mg Verhältnis des laminierten Erzdolomits beträgt 1,75, das des umgebenden Dolomits dagegen 2,06. Die röntgenographischen Messungen (Tabelle 2) zeigen sogar einen Ca Unterschuß des Erzdolomits. Wenn wir die experimentellen Untersuchungen von Siegel (1961) und die Zusammensetzung rezenter Dolomite in Abhängigkeit vom Klima mit dem Erzdolomit von Topla ver-

gleichen, so kommen wir zu dem Schluß, daß dieser in einem mäßig bis stark aridem Klima entstanden ist, bzw. in einem Milieu mit hoher Salinität und Temperatur. Es ist nicht ausgeschlossen, dass eine gewisse Beziehung zwischen der Intensität von Dolomitisation, Bakterienaktivität und Mineralisation besteht. SiO_2 variiert im Erzdolomikrit von 1,42 bis 2,61 % und im Dolosparit der mittleren anisichen Gesteinsserie von 0,42 bis 1,01 %. Der Unterschied ist dem größeren Illitgehalt im Erzdolomikrit zuzuschreiben.

Der Fluorgehalt ist im Gegensatz zu den in den anderen triassischen Lagerstätten sehr gering (Tabelle 10). Von Bedeutung sind die Feststellungen von Koritnig (1951), der in Tonschichten einen Durchschnittsgehalt von 740 ppm Fluor fand, im Kalkstein und Dolomit dagegen nur 180 bis 350 ppm. Wenn wir diese Feststellung mit den anisichen und ladinischen Erzsedimenten vergleichen, sehen wir, daß jene Erzsedimente mit höherem Tonanteil auch einen höheren Fluorgehalt aufweisen. Für die Herkunft des Fluors könnten die Untersuchungen russischer Forscher, die nämlich einen höheren Fluorgehalt besonders an Flußmündungen festgestellt haben, von größerer Bedeutung sein.

Die Entstehung der Blei-Zinklagerstätte Topla

Ähnlich den ladinischen Blei-Zinkvererzungen scheinen auch die anisichen auf bestimmte stratigraphische Niveaus beschränkt zu sein. Im Alpenraum mit nordalpiner Entwicklung treten sie im mittleren Teil des anisichen Schichtpakets auf, in dem Karbonatgesteine in Seichtwasser-, Riff- und Lagunenfazies überwiegen. Außer Topla sind hier noch die Lagerstätten St. Veit, Scheinitzen und Kolm an diese stratigraphische Position gebunden.

Die Blei-Zinkvererzungen in Topla sind mit großer Sicherheit sedimentär entstanden, wobei jedoch die Sulfide als Produkte intensiver diagenetischer allochemischer Prozesse anzusehen sind. Das erzhaltige Sediment muß, wie schon betont, in sehr seichtem Wasser, mit hoher Temperatur, Salinität und hohem Mg/Ca Verhältnis abgelagert worden sein. Auf Grund des intraklastischen Anteils in verschiedenen Abschnitten der Erzsichtung wird auch ein zeitweilig höherer Energieindex des Meereswassers angenommen.

Nach Krumbein (1952) sind für die Entstehung von syngenetischen Sulfiden folgende Bedingungen notwendig:

- reduzierendes Milieu mit negativem Eh,
- neutrales oder alkalisches Wassermilieu ($\text{pH} = 7$ oder höher),
- abgestorbene organische Substanz,
- Entwicklung und Aktivität der sulfatreduzierenden Bakterien,
- relativ ruhiges und seichtes Wasser,
- aktive Sedimentation.

Auch in unserem Beispiel müssen solche Verhältnisse entweder in den obersten Sedimentschichten oder an der Grenzschicht Wasser-Sediment geherrscht haben. Unter diesen Bedingungen entstanden besonders Pyrit und Zinkblende; Bleiglanz und Markasit bildeten sich jedoch in einem saurigeren Milieu.

Ohne über die organische oder anorganische Herkunft der Pyritframboide Gedanken zu verlieren, ist es sicher, daß die Framboiden im frühdiagenetischen Stadium der Gesteinsbildung entstanden sind. Im gleichen Milieu, bzw. gleichzeitig sind auch die Zinkblendekügelchen entstanden, die zum Teil in Rombdodekaeder-

kristalle umkristallisiert sind. In diesen beiden Formen sind nur jene Zinkblendekörner erhalten geblieben, die im Pyrit oder Markasit aufgefangen wurden. Die zwei Zinkblendekügelchen im Pyritframboid auf Abb. 3 (Tafel 8) sprechen sogar dafür, daß sie vor den Pyritframboiden entstanden sind, was man aber wahrscheinlich noch nicht verallgemeinern darf. Solange die Porenlösungen alkalisch bis neutral waren, wurden nur Zinkblende und Pyrit ausgeschieden, und zwar im intergranulären Porenraum. Sobald aber der pH Wert unter den Neutralpunkt fiel, kam es schon zu Ausscheidungen von Markasit. Sehr häufig finden wir nämlich Verwachsungen von Markasit, wobei der Pyrit immer den Kern der Verwachsungen bildet. In dieser Phase kommt es auch vorwiegend zu metasomatischen Prozessen zwischen Sulfiden und Karbonaten, welche sich von der hydrothermalen Metasomatose überhaupt nicht unterscheiden lassen. Bleiglanz wurde ziemlich am Schluß des spätdiagenetischen Stadiums ausgeschieden. Die Porenlösungen müssen in dieser Phase gegenüber dem Dolomit ziemlich aggressiv gewesen sein, was sich in der Bildung von Dissolutionsbreccien äußert, welche in der Regel Begleiterscheinungen der Bleivererzungen sind. Als Schlußakt des Mineralisationsprozesses ist die Ausfüllung der Kontraktionsklüfte und bei der Auflösung entstandener Hohlräume anzusehen. Die älteren Dolomitadern enthalten hier und da noch Zinkblende und Bleiglanz, die jüngeren sind dagegen vorwiegend steril. Die paragenetische Abfolge der Vererzungen in Topla ist auf Abb. 22 dargestellt.

Ein sehr wichtiges, jedoch noch sehr umstrittenes Problem ist die Herkunft der Erzmateriale. Es bestehen zwei Möglichkeiten:

1. daß die erzbildenden Elemente durch hydrothermale Zufuhr ins Meer gelangt sind, oder
2. daß es sich um Erosionsprodukte magmatischer Gesteine oder älterer Lagerstätten handelt.

Die meisten Forscher der alpidischen Blei-Zinklagerstätten, wie Maucher, Schneider und Schulz, bevorzugen die erste Möglichkeit. Sie berufen sich auf die rege triassische vulkanische Aktivität in den Südalpen, die durch Porphyrite, Keratophyre und deren Tuffe zweifelsohne bewiesen ist. In den Nordkalkalpen sind bisher nur Tuff- und Tuffitlagen gefunden worden. Gegen eine submarine hydrothermale Zufuhr sprechen jedoch gewisse Tatsachen, welche nicht zu übersehen sind.

1. Das Blei ist nach den bisherigen Isotopenbestimmungen älter als das Nebengestein,
2. Die erzführenden Horizonte stimmen zeitlich mit der vulkanischen Aktivität nicht ganz überein,
3. Die Blei-Zinkvererzungen stehen immer in gewisser Beziehung zu bestimmten lithofaziellen und paläogeographischen Verhältnissen,
4. Die bisherigen geochemischen Untersuchungen, besonders auf Spurenelemente, zeigen, daß zwischen triassischen Pb-Zn-Lagerstätten und den triassischen Eruptivgesteinen keine Verwandtschaft besteht (Tabelle 11 u. 12). Es ist sogar bemerkenswert, daß in den triassischen Eruptivgesteinen sehr wichtige chalkophyle Elemente, sowie Ag, As, Bi, Cd, Ge, Tl und Zn, überhaupt fehlen.

Aus diesen Gründen ist eine supergene Herkunft der Metallkonzentrationen durchwegs möglich. Da die Vererzungen doch oft an Gesteinsfolgen des lagunären Fazies mit Stromatolit- und ähnliche Lagen gebunden sind, dürfte die biologische Aktivität bei der Metallkonzentration eine gewisse Rolle gespielt haben.

Literatura

Objavljena dela

- Ault, W. U. 1959, Isotopic Fractionation of Sulfur in Geochemical Processes. *Researches in Geochemistry*, 241—259, New York.
- Amstutz, G. C., Bubenicek, L. 1967, Diagenesis in sedimentary mineral deposits. *Developments in Sedimentology* 8, 417—475, Elsevier, Amsterdam.
- Baas-Becking, L. G. M., Moore, D. 1961, Biogenic Sulphides. *Econ. Geology* 56, 259—272, Lancaster.
- Bathurst, R. G. C. 1958, Diagenetic fabrics in some british Dinantian limestones. *Liverpool and Manchester Geol. J.*, 2, 11—36, Liverpool.
- Bauer, F. G. 1970, Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. *Jahrbuch Geol. B. A.*, Bd 113, 189—247, Wien.
- Berce, B. 1960, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici. *Geologija* 6, 235 do 250, Ljubljana.
- Bernard, A. in Samama, J. C. 1968, Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du trias Ardéchois. *Sciences de la Terre Métallogénie*, 1—105, Nancy.
- Berner, R. R. A. 1969, Migration of iron and sulphur within anaerobic sediments during early diagenesis. *Am. J. Sci.* 267, 19—42, Heidelberg.
- Bissell, H. J. 1967, Classification of sedimentary carbonate rocks. *Developments in sedimentology* 9A, 87—168, Elsevier, Amsterdam.
- Bluck, B. J. 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vlae of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology* 4, 225—245, Amsterdam.
- Cloud, P. E. 1962, Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 350, 1—138.
- Degens, E. T. 1968, *Geochemie der Sedimente*. F. Enke Verl. Stuttgart.
- Drovenik, M., Leskovšek, H., Pezdíč, J., Štrucl, I. 1970, Izo-
topska sestava žvepla v sulfidih nekaterih jugoslovanskih rudišč. *RMZ* 2/3, 153—173, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1972, Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. *RMZ* 2/3, 145—167, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1956, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 23—26, Ljubljana.
- 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.
- Fabricsius, F. 1961, Die Strukturen des »Roggenpyrits« Kössener Schichten, *Rät. Geol. Rundschau*, V. 51, 647—657.
- Fairbridge, R. W. 1967, Phases of Diagenesis and Authigenesis. *Developments in sedimentology* 8, 19—90, Elsevier, Amsterdam.
- Faninger, E., 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. *Geologija* 13, 35 do 104, Ljubljana.
- Farrand, M., 1970, Framboidal Sulphides Precipitated Syntetically. *Mineralium Deposita*, V 5, 3, 237—247, Heidelberg.
- Fischer, A. G., 1965, Fossils, early life, and atmospheric history. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S.*, 53/6 1205—1215.
- Füchtbauer, H., Goldschmidt, H. 1965, Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Geologische Rundschau*, Bd 55, 29—40 Stuttgart.
- Füchtbauer H., Müller, G. 1970, *Sediment-Petrologie II. Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerb. Verl., Stuttgart.
- Gadow, S. 1970, Sedimente und Chemismus, Das Watt-Ablagerungs- und Lebensraum, 23—35. Verlag W. Kramer, Frankfurt.
- Galkiewicz, T. 1961, Izotopowy skład ołowiu za Slasko-Krakovskich złoz cynkowo-olowiowych. *Rudy i Metale Niezelazne* 6, 267—268.
- Germann, K. 1966, Ablauf und Ausmass diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (Alpine Mitteltrias). *Doktorska disertacija*, Univerza München.
- Gobanz, A. 1968, Das Bleierz-Vorkommen in Unter-Kärnten. *Jahrb. des nat. Landes-Museums von Kärnten* 8, Klagenfurt.

- Goldsmith, J. R., Graf, D. L. 1958, Structural and compositional variations in some natural dolomites. *J. Geol.*, 66, 678—693.
- Graber, H. V. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Süd-Kärnten. *Mit. d. Geol. Ges. XXII B*, Wien.
- Grafenauer, S. 1958, Diskusija k članku Rudarsko-geološka karakteristika Rudnika Mežica, *Geologija* 4, 229—233, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1962, Geneza vzhodnoalpskih svinčevih in cinkovih nahajališč. *RMZ*, 4, 313—322, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. *RMZ*, 2, 165—172, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1968, Granati iz okolice Kotelj na Koroškem. *RMZ*, 1, 17—22, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. *RMZ*, 353—364, Ljubljana.
- Gruszcz, H. 1962, Beitrag zur Genesis der Erzführung in den Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. geogr.* V. 10, 3, Varšava.
- Gruszcz, H. 1971, Geologiczne warunki występowania barytu. *Inst. geol. prace-tom LIX*, 9—30.
- Gümbel, C. W. 1861, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, Gotha.
- Hillinger, K. 1863, Der Bleibergbau auf der Petzen. *Jahrbuch des naturh. Landesmuseums von Kärnten*, 23—24, Klagenfurt.
- Huckriede, R. 1959, Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen. *Verh. geol. B. A.*, 44—91, Wien.
- Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens, *Carinthia II*, Sonderheft 16, Klagenfurt.
- Koritnig, S. 1951, Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 1, 89—116.
- Kostelka, L. 1965, Opažanja in misli o svinčevih-cinkovih orudnenjih v Apeniških Alpah južno od Drave. *RMZ* 2, 173—180, Ljubljana.
- Kostelka, L. 1971, Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. *Carinthia II*, Sonderheft 28, 283—289, Klagenfurt.
- Krauskopf, K. B. 1955, Sedimentary deposits of rare metals. *Econ. Geology*, 411—463, Lancaster.
- Kubanek, F. 1969, Sedimentologie des alpinen Muschelkalks am Kalkalpen-südrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). *Doktorska disertacija*, Berlin.
- Kudenko, A. A. 1954, Ob uslovijah formirovanija osadočno-metamoričeskikh mestoroždenij svinca v Centralnom Kazahstane. *Razvedka i ohrana nedr* 1.
- Kulp, J. L., Turekian, K., Boyd, D. W. 1952, Strontium content of Limestones and fossils. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 701—716, New York.
- Losert, J. 1963, Aufgabe der selektiven Metasomatose bei der Entstehung pseudosedimentärer Pb-Zn-Erze in der alpidischen Trias (am Beispiel der Lagerstätte Drienok bei Banská Bystrica, Tschechoslowakei, dargelegt), *Symposium — Problems of Postmagmatic Ore Deposition*, Vol. 1, 572—577, Praga.
- Love, L. G. 1964, Early diagenetic pyrite in fine-grained sediments and the genesis of sulphide ores. *Sedimentology and Ore Genesis*, 11—17, Elsevier, Amsterdam.
- Maucher, A., Schneider, H. J. 1967, The alpine Lead-Zinc ores. *Economic Geology*, Monograph 3, 71—89, New York.
- Miller H. 1962, Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, 409—425, Hannover.
- Miller, H. 1965, Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. *Verh. d. Geol. B. A.* 14, H. 1/2, 187—212, Wien.
- Morlot, A. 1849, Über die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. *Jb. der Geol. R. A.* 1, 400—416, Wien.
- Neuhaus, A. 1940, Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler und der Gröditzer Mulde in Schlesien. *Zeitschrift angew. Mineral.* 2, 304—343, Berlin.
- Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whiteman, A. J., Hickoy, J. E., Bradley, J. S. 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe mountains region, Texas and New Mexico.

Odum, H. T. 1957, Biochemical deposition of strontium. Texas, Univ. Inst. Marine Sci. 4, 39—114.

Omenetto, P. 1968, Le risorse minerarie della regione de Belluno. Atti della giornata di studi geominerari 31—42, Trento.

Ostrom, M. E. 1957, Trace elements in Illinois Pennsylvanian limestones. Illinois State Geol. Surv. Circ. 243, 1—34.

Ostrovskaja, G. A. 1960, Osobennosti formirovanija svincovo-cinkovyh rud v tufokarbonatnyh otloženijah. Prikladnaja geologija, voprosy metallogenii, Gosgeoltekhizdat, Moskva.

Placer, L. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhodolom, diplomsko delo, Univerza, Ljubljana.

Popov, V. M. 1964, Plastovye mestoroždenija cvetnyh metallov i voprosy ih genezisa. Meždunar geol. kongr. XXII sessija, 350—368, Moskva.

Ramdohr, P. 1960, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag, Berlin.

Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija 13, 159—169, Ljubljana.

Rankama, K., Sahama, Th. G. 1950, Geochemistry, Univ. Chicago Press, Chicago.

Rothpletz, A. 1888, Das Karwendelgebirge. Z. D. u. Ö. A. V., 19, 401—470, München.

Rust, G. W. 1935, Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, SE Missouri. J. Geol. 43, 398—426.

Samama, J. C. 1973, Ore Deposits and continental Weathering. Ores in Sediments, 227—247, Heidelberg.

Sarthein, M. 1965, Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. Verhandl. d. Geol. B.R.H. 1/2, 119—162, Wien.

Schneider, H. J. 1953, Lagerstättenkundliche Untersuchungen im oberen Wettersteinkalk der bayrischen Kalkalpen. Doktorska disertacija, Univerza München.

Schneider, H. J. 1954, Die sedimentäre Bildung von Flussspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N.F., 66, 1—37, 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.

Schneiderböhn, H. 1923, Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. Neues Jb. Min. Beil. Bd. 47, 1—38.

Schroll, E. 1954, Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zinkerze. Österr. Min. Gesell., 1—85, Wien.

Schroll, E. 1965, O vprašanju abnormalne izotopne sestave svinca v svinčevih in cinkovih rudiščih apneniških Alp, RMZ 2, 139—154, Ljubljana.

Schultz, O. 1964, Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn Lagerstätten Mežica und Cave del Predil. Berg- u. Hüttenm. Mh., 109, 12, Wien.

Schulz, O. 1966, Sedimentäre Barytgefüge im Wettersteinkalk der Gailtaler Alpen. Tscherma's min. u. petr. Mitt., Bd 12, 1, 1—16, Wien.

Shinn, E. A., Ginsburg, R. N., Lloyd, R. M. 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahams. SEPM. Spec. Pap., 13, 112—113.

Shinn, B. A. 1968, Practical Significance of Birdseye Structures in Carbonate Rocks. J. Sedim. Petrol., 38, 215—223, Tulsa.

Siegel, F. R. 1961, Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. J. Sediment. Petrol., 31, 336—342, Menasha.

Smirnov, S. S. 1954, Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. Akad. Verl., Berlin.

Straaten, L. M. van, 1954, Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). Geol. Mynbouw, N.S., 16, 25—47.

Strehl, E. 1962, Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. Carinthia II, Jg. 152, 46—78, Klagenfurt.

- Štručl, I. 1962, Problematika raziskovanja svinčevo-cinkovih nahajališč na območju Slovenije. RMZ 4, 361—364, Ljubljana.
- Štručl, I. 1965, Nekaj misli o nastanku karavanških svinčevo-cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežice. RMZ 2, 155—164, Ljubljana.
- Štručl, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija 13, 5—20, Ljubljana.
- Štručl, I. 1970, Poseben tip mežiškega svinčevo-cinkovega orudnenja v rudišču Graben. Geologija 13, 21—34, Ljubljana.
- Štručl, 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 Europa, Guide book, VIII. Int. Sediment. — Congress, 285—301, Heidelberg.
- Taupitz, K. C. 1954, Die Blei-Zink-Schwefelagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisch. Doktorska disertacija, Bergakad. Clausthal.
- 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.
- Thomas, G. E., Glaister, R. P. 1960, Facies and porosity relationships in some Mississippian carbonate cycles of Western Canada Basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 569—588, Tulsa.
- Tischendorf, G., Ungethüm, H. 1965, Zur Anwendung von Eh-pH Beziehungen in der geol. Praxis. Ang. Geol. Berlin, 11, 2, 57—66.
- Wolf, K. H., Chilingar, G. V., Beales, F. W. 1967, Elemental composition of carbonate skeletons, minerals, and sediments. Developments in Sedimentology 9B, 23—150, Elsevier, Amsterdam.
- Zeller, E. J., Weay, J. 1956, Factors influencing precipitation of calcium carbonate. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40, 140—152, Tulsa.
- Zorc, A. 1955, Rudarsko-geološka karakteristika rudnika Mežica. Geologija 3, 24—80, Ljubljana.
- Zlebnik, L. 1955, Triadni cephalopodi izpod Pece. Geologija 3, 216—219, Ljubljana.

Neobjavljena dela

- Blatnik, V. 1972, Poročilo o raziskavah diabaza v Zgornjem Javorju. Arhiv rudnika Mežica.
- Frisch, J. 1968, Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im alpinen Muschelkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. Neobjavljena doktorska disertacija, Univerza München.
- Duhovnik, J., Grafenauer, S., Ramovš, A., 1964, Študija wengenske metalogene dobe v Jugoslaviji, I. faza. Sklad »Borisa Kidriča«, Ljubljana.
- Grafenauer, S., Duhovnik, J., Strmole, D. 1965, Študija wengenske metalogene dobe v Jugoslaviji, II. faza. Sklad »Borisa Kidriča«, Ljubljana.
- Grobelsšek, E. 1962, 1969, Poročila o mikroskopskih preiskavah rudnih vzorcev iz Tople. Arhiv Rudnika Mežica.
- Grobelsšek, E. 1971, Metalometrijska prospekcijska Pb in Zn na območju Rudnika Mežica. Arhiv Rudnika Mežica.
- Isailović, S., Miličević, M. 1964, Geološko kartiranje granita Črne na Koroškem i obodnih tvorevina. Poročilo.
- Uran, S. 1971, Dopolnilni rudarski projekt — eksploatacija novega revirja Topla. Arhiv Rudnika Mežica.
- Wetzelstein, W. 1966, Die Blei-Zinklagerstätte St. Veit an der Heiterwand, (Tirol) — östliche Lechtaler Alpen und ihr geologischer Rahmen. Diplomsko delo, Freie Universität, Berlin.

Preliminary Sulfur Isotope Investigations and Origin of Massive Sulfides in Asmara Area, Ethiopia

Milan Hamrla

Ljubljana, Prešernov trg 3

Precambrian conformable massive sulfide deposits have been discovered in Eritrea province of Northern Ethiopia in recent years. The ore bodies are associated with the greenschist-metavolcanic sequence, and have in all appearance originated as "exhalative-sedimentary" precipitations in the upper Precambrian eugeosynclinal environment. Later hydrothermal events evidently affected and enriched the deposits.

Preliminary sulfur isotope investigations of forty eight random samples of sulfides suggested that part of the sulfur was of magmatic origin, and part of it derived from marine sulfate. Hence the isotopic data would support the concept of basically submarine volcanogenic formation of deposits. Consequently, a wide potential target in search for possible ore is indicated in the corresponding beds.

Introduction

Geological investigations of the Eritrean deposits have been conducted by the Ministry of Mines of the Ethiopian Government in the period 1963 to 1972. Field surveys and drilling were applied. The preliminary isotope study was completed in 1972. It was attempted to see whether isotopic pattern could contribute to the interpretation of the history of mineralizations. Forty eight samples of sulfides were tested, all but one originating from drill cores. Half of them belong to Embaderho deposit. For Adi Rassi three core samples from 1965 drilling campaign were available only.

The initial examinations of Embaderho, Adi Nefas, Debarwa and Adi Rassi deposits revealed that favourable grading and location of some of them, though small in size, offer a reasonable chance for economic exploitation. In addition there is a number of localities where mineralizations of the same type are indicated. Since 1971 Nippon Mining Co. has been developing Debarwa deposit and diligently exploring other localities. The long awaited development of modern mining has thus started in Ethiopia.

The study of Eritrean sulfide deposits and geological controls of ore accumulation is a challenging task from both theoretical and practical points of

view. The understanding of the relationship between ore, its origin and geological environment would hopefully provide guidance to other potentially promising areas. So far a close genetical relationship with the Precambrian geosynclinal sedimentary and volcanic activity has been suggested for these deposits, but more detailed investigations are required.

The author is greatly indebted to the Ministry of Mines of the Ethiopian Government, in which service he was when involved in investigations of Eritrean deposits. The permission to use the data was obtained from H. E. Ato Teshome Gebremariam, the Minister of State. The support and interest for this study shown by Ato Shiferaw Demissie, the former Acting Head of Geological survey, is acknowledged. The responsibility for the interpretations rests solely with the author.

General geology and mineralogy of ore deposits

From gathered geological evidence the writer has been led to regard the mineralizations as basically of syngenetic submarine "exhalative-sedimentary" type, having originated in Precambrian eugeosynclinal environment. Considering alternative interpretations, such as replacement or magmatic injection, this concept has been favoured. Although the deposits show differences in structure, lithology and mineralogy, with massive siliceous or disseminated ores of variable grades prevailing at places, the mechanism of formation seems to have been essentially the same. There is evidence that the deposits combine an early "sedimentary" stage in close association with submarine volcanism, and subsequent "vein type" stage or more of them. The sulfides which precipitated in the first stage were probably remobilized and enriched by hydrothermal activity in newly opened channels, shears and faults. Gold and sulfides in quartz veins, known to occur at many localities in Eritrea (Jelenc, 1966), seem to be associated with hydrothermal action in dilatant features.

Figure 1 shows the geological set-up of the Asmara area. The host rocks in which the mineralizations occur are Upper Precambrian greenstones derived from shallow-water assemblages of sedimentary argillaceous and volcanoclastic rocks, not surpassing the greenschist facies due to low-grade regional metamorphism. Silicic to intermediate leucocratic sheet extrusives are in close time and space relationship with the greenschist rocks. These ancient flows are porphyritic calc-sodium types, pervasively affected by deuteritic alteration. The ore appears in numerous layers more or less conformable with the greenschist sequence (Fig. 2). The age of the complex is possibly of the order between 700 and 1,000 m. y. (Kazmin, 1972). The whole Asmara area is underlain by apparently late- or post-tectonic felsic magmatics, which might have been involved in later mineralizing episodes.

The ores of Eritrean massive sulfide deposits are composed prevalingly of pyrite with minor amounts of copper, zinc and lead sulfides which are enriched at places. Pyrite is the dominant and the oldest mineral. The early pyrite is idiomorphic and extensively replaced by other sulfides. In Embarderho and Adi Rassi ores varying amounts of magnetite and pyrrhotite are present, both intimately mixed with pyrites as fine-banded ore, or forming a sort of irregular narrow channels. Pyrite, pyrrhotite and magnetite are coexistent; the close

intergrowth excludes that some pyrite would have broken down to pyrrhotite due to metamorphism. Chalcopyrite occurs intimately associated with pyrrhotite occasionally, but for the most part it is an apparent later constituent in mineral assemblage. It also forms veinlets and nests in vein quartz, indicating a later epigenetic introduction. Sphalerite is generally closely associated with chalcopyrite and occurs, too, in at least two generations. Galena is present as minor disseminations in schists and irregular inclusions in quartz veins. It is the latest constituent of the polymineral ores. Bornite, tennantite and enargite occur at places, mostly as secondary minerals (Hamrla, 1971).

The prevailing gangue is quartz. In Adi Nefas ore pyrite and sphalerite are intimately intergrown with barite and quartz. Barite is abundant at Debarwa where it forms the central part of the ore bodies. It is confined to near-surface portions and seems to disappear at depth. Chlorite, calcite, mica (phlogopite)

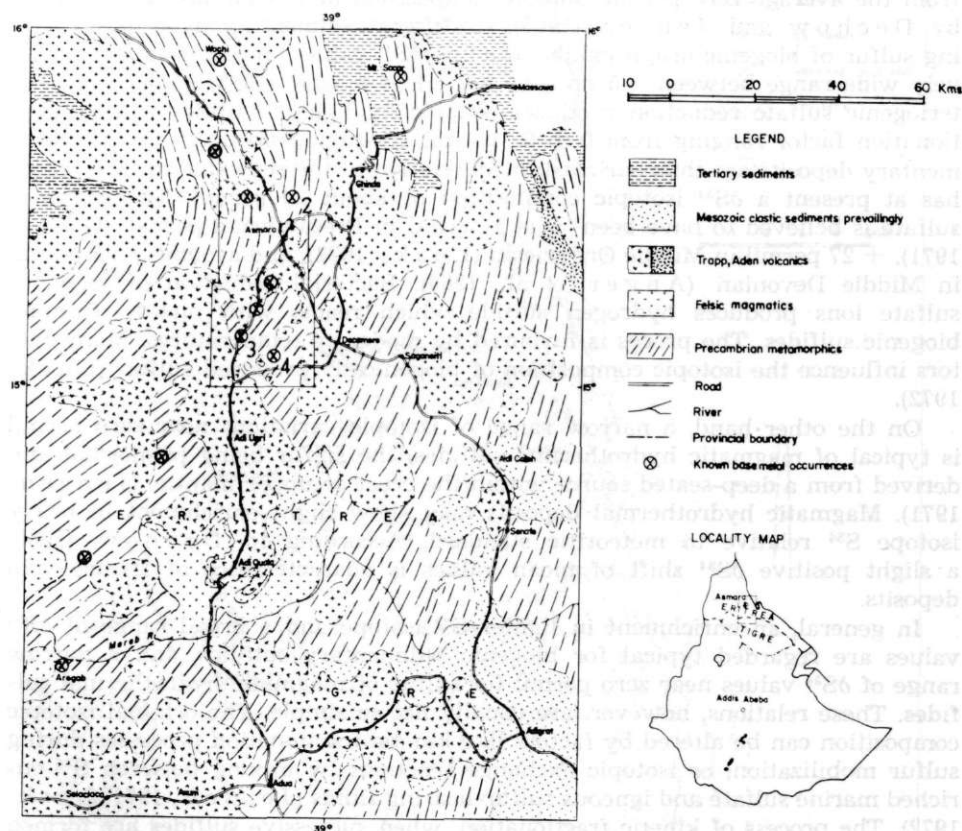


Fig. 1. Geological sketch-map of Asmara-Adua area, showing location of sulfide occurrences. General location of the area in inset. (After various sources)

Sl. 1. Geološka skica območja Asmara-Adua z doslej znanimi nahajališči sulfidov. Položaj območja desno spodaj. (Po različnih virih).

1 Embaderho, 2 Adi Nefas, 3 Debarwa, 4 Adi Rassi

and lime silicates of epidote and tremolite groups are intimately associated with massive sulfides at places, especially in Embaderho deposit.

Detailed account of the lithological environment, morphology and composition of ores and rocks of the four deposits will be presented in another paper.

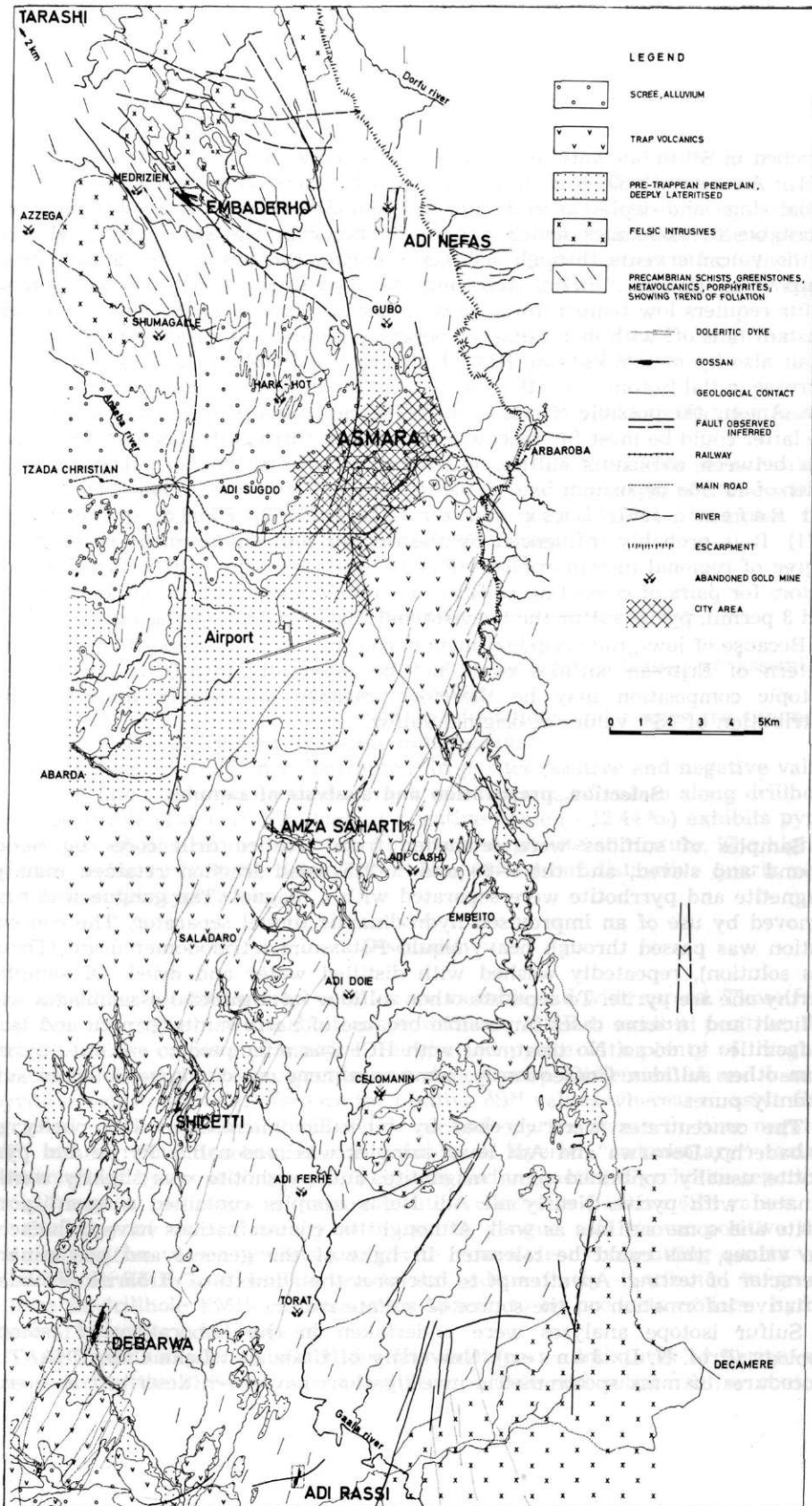
Sulfur isotope studies

A large number of data on sulfur isotope composition from various sulfide ore deposits have been published. Smirnov (1968) summarized the variations of sulfur isotope composition in sulfides, and Thode (1963), Dechow and Jensen (1965), Anger et al. (1966), Field (1966), Anderson (1969), Jensen (1971), Lusk (1972) and others discussed the sulfur isotope data of various deposits. The interpretations are variable and refer to deviations from the average zero permil isotopic composition of crustal sulfur. As shown by Dechow and Jensen (1965), stratiform sedimentary deposits containing sulfur of biogenic origin exhibit random δS^{34} values spread over comparatively wide range between +5 to -50 permil. Thode (1963) stated that bacteriogenic sulfate reduction produces isotopically lighter sulfides with a fractionation factor ranging from 0 to 25 permil, averaging about 15 permil. Sedimentary deposits are thus enriched in S^{32} relative to the seawater sulfate, which has at present a δS^{34} isotopic composition of about 20 permil. The seawater sulfate is believed to have been +14.5 permil in Precambrian period (Guhra, 1971), +27 permil in Middle Ordovician (Lusk, 1972), and around +32 permil in Middle Devonian (Anger et al., 1966). Bacterial reduction of seawater sulfate ions produces hydrogen sulfide which reacts with metals, forming biogenic sulfides. The process is favoured by moderate temperatures. Many factors influence the isotopic composition of biogenically produced sulfur (Lusk, 1972).

On the other hand, a narrow range of isotopic variations near zero permil is typical of magmatic hydrothermal sulfides, the sulfur being primordial and derived from a deep-seated source within the crust or upper mantle (Jensen, 1971). Magmatic hydrothermal deposits may show slight enrichment in heavy isotope S^{34} relative to meteoritic standard. According to Dechow (1960) a slight positive δS^{34} shift of mean values is characteristics of fissure vein deposits.

In general, an enrichment in lighter S^{32} isotope and a broad range of δS^{34} values are regarded typical for biogenic sedimentary sulfides, and a narrow range of δS^{34} values near zero permil for sulfur of magmatic hydrothermal sulfides. These relations, however, are usually not so simple. The original isotopic composition can be altered by factors like kinetic fractionation processes during sulfur mobilization, or isotopic exchange reactions by mixing between S^{34} enriched marine sulfate and igneous sulfur-bearing fluids (Jensen, 1971; Lusk, 1972). The process of kinetic fractionation, when successive sulfides are formed in various stages of ore genesis, shows a general trend from early sulfides

Fig. 2. Geological map of Asmara area. — Enlarged inset from Fig. 1
Sl. 2. Geološka karta asmarskega območja. — Povečani del sl. 1



enriched in S^{34} to late sulfides relatively depleted in S^{34} (Field and Moore, 1971). Anger (1969) has stated the opposite view of S^{32} enrichment in the initial stage and depletion in a later one. An S^{34} enrichment by mixing is attributable to exchanges which apparently occur at the sea floor or already in the volcanic vents through sediments during the passage of igneous fluid compounds (Lusk, 1972). According to Jensen (1958), fractionation of sulfur requires low temperatures as well, because isotope exchange equilibrium constant falls off with increasing temperature. Isotopic alteration can be brought about also by metamorphism (Dechow and Jensen, 1965), which would decrease initial isotopic variations in ore and tends towards isotopic homogenization. Among the possible effects of diffusion, metasomatism and metamorphism, the latter could be most far-reaching. In addition there is the primary fractionation between coexisting sulfide suites, which affects the normal paragenetic order of sulfide deposition by a depletion in S^{34} (Tatsumi, 1965; Stanton and Rafter, 1967; Lusk and Crocket, 1969; Field and Moore, 1971). It is probably influenced by the depositional environment or even the degree of regional metamorphism (Field and Moore, 1971). Fractionation factors for pairs of coexisting sulfides are quite constant and range between 0.5 and 3 permil, pyrite sulfur the heaviest and that of galena the lightest.

Because of low-grade regional metamorphism the initial depositional isotopic pattern of Eritrean sulfides could not be essentially modified. The present isotopic composition may be therefore assumed sufficiently indicative for distribution of δS^{34} values of original sulfur.

Selection, preparation and analysis of samples

Samples of sulfides were separated from crushed drill cores by hand, ground and sieved, and the -60 and +325 mesh fraction retained mainly. Magnetite and pyrrhotite were separated with a magnet. The gangue was first removed by use of an improvised hydrodynamic funnel separator. The concentration was passed through heavy liquid Potassium tetraiodomercurate (Thoulet's solution), repeatedly washed with distilled water and dried. Of samples thirty one are pyrite. To separate other sulfides from mineral assemblages was difficult and in some cases impossible because of narrow intergrowth and lack of facilities to do so. No treatment with HCl was attempted to separate pyrite from other sulfides. Consequently, some specimens could not be obtained sufficiently pure.

The concentrates were checked by binocular microscope. The purity of Embaderho, Debarwa and Adi Rassi samples was reasonable. Pyrite and pyrrhotite usually contained some magnetite, and pyrrhotite was slightly contaminated with pyrite. Nearly all Adi Nefas samples contained a quantity of barite and some sulfides as well. Although the contaminations have influenced the values, this could be tolerated in light of the general and preliminary character of testing. An attempt to interpret the admixture of barite provided tentative information on the source of sulfate sulfur.

Sulfur isotope analyses were undertaken in the Laboratory of Isotope Geology (Prof. N. L. Jensen), University of Utah, Salt Lake City, USA. The procedures of mass spectrometric investigations have been described in litera-

ture. Duplicate analyses of twelve of the samples tested indicate an average precision of the measurements in the order of ± 0.2 permil. The analytical data are expressed as δS^{34} permil values, it being deviations (δ) in permil (‰) of S^{34} isotope in the sample relative to the standard meteoritic sulfur. Zero permil is the composition of the troilite phase of Cañon Diablo meteorite for which the ratio S^{32}/S^{34} is 22.220 (Jensen, 1971). The ratio and δS^{34} are related by equation

$$\delta S^{34} (\text{‰}) = \left(\frac{R_x - R_s}{R_s} \right) 10^3 = \left(\frac{R_x}{R_s} - 1 \right) 10^3$$

where R_x is the measured ratio S^{34}/S^{32} of the sample, and R_s the known S^{34}/S^{32} ratio of the standard.

Samples enriched in S^{34} relative to the standard have positive permil values, and negative values indicate depletion in S^{34} or enrichment in S^{32} . The widely used term "fractionation" refers to isotopic variations between samples, that is differences in isotopic ratios and hence δS^{34} values.

Results

The δS^{34} values and pertinent data for sulfide concentrates are assembled in Table 1 for each of four deposits separately.

Mean δS^{34} permil values with standard deviations and ranges are summarized in Table 2 with respect to sulfide mineralogy.

The values are randomly distributed. In pyrites positive and negative values alternate, and no vertical zonation trend or clustering of values along drillholes are discernible (Table 1). The highest negative value (-12.44 ‰) exhibits pyrite in samples of fine-banded ore with abundant magnetite admixture. The highest positive value ($+12.80$ ‰) belongs to chalcopyrite from distinctive quartz veinlets in hornfels-type rock.

Discussion

δS^{34} values for **Embaderho** samples are variable and wide spread. Those from sulfides intersected at the bottom of drillhole EMB-1 exhibit positive δS^{34} values; the ore consists of massive fine-grained pyrite with plenty of irregular inclusions of pyrrhotite, magnetite and chalcopyrite. Disseminated and banded pyrite in schists shows preference for positive δS^{34} values whereas massive fine-grained ore, composed of banded and cockade pyrite, shows in turn negative δS^{34} values. This fine-banded ore exhibits a layered "sedimentary" texture characterized by coexisting pyrite, gelpyrite and magnetite. Pyrrhotite separated from irregular inclusions in massive pyrite ore exhibits positive δS^{34} values.

Chalcopyrite occurs usually with quartz gangue and shows positive δS^{34} values. Positive values exhibits also pyrite from a clear crosscutting quartz vein in drillhole EMB-7, as well as pyrite and galena finely distributed in green-schists in drillhole EMB-4. These veins appear to be products of later hydrothermal episodes in the deposit.

Adi Nefas samples contained for the most part admixtures of barite, and consequently the δS^{34} values resulted from sulfide and sulfate sulfur content

The most intimate intergrowth of barite with sulfides points out that the mineral suite originated contemporaneously. Hence δS^{34} total distribution could be regarded as indicative for the environment.

The evaluation attempted is as follows. Adi Nefas samples contained from 10 to 40 percent barite, in average about 22 percent, which yielded about 8.5 percent of sulfate sulfur referring to total sulfur. Calculating 91.5 percent of sulfide (pyrite) sulfur with a mean δS^{34} value 1.26 permil, contaminated with an average 8.5 percent of sulfate (barite) sulfur of unknown initial δS^{34} value — the mean δS^{34} value of the mixed 8 samples being 2.47 permil, the resulting δS^{34} value of barite sulfur could be computed to about + 15 permil.

Such a high δS^{34} value for barite sulfur indicates that sulfate sulfur did not originate from magmatic sources. If the composition of Precambrian seawater sulfate was about + 14.5 permil or so, then the barite sulfur should have been derived from marine sulfate. There is evidence that bacteriogenic reduction of seawater sulfate was operative. Biogenic fractionation in an organic environment may produce under certain conditions also sulfate sulfur enriched in S^{34} relative to marine sulfate (Lusk, 1972). As to the barium ions, they were most probably brought in the depositional environment by magmatic fluid compounds.

Barite is a common admixture in deposits of massive sulfides. It forms extensive beds closely associated with sulfides as e.g. in Paleozoic Meggen deposit in Germany (Buschendorf et al., 1963). Masses of barite are associated with Japan's Kuroko ores (Matsukuma and Horikoshi, 1970). Anderson (1969) reported, however, that barite has not been found in Precambrian stratabound deposits of massive sulfides.

The single negative value of galena from an apparently epigenetic quartz vein is difficult to explain until more isotopic data will be available for Adi Nefas mineral assemblage.

Samples of **Debarwa** pyrites show a mean δS^{34} value near zero permil. The narrow spread would indicate a magmatic source of sulfur although some negative values might be associated with bacteriogenic influence in sulfide formation. Unfortunately no barite from Debarwa mineral assemblage has been analysed as yet.

The slightly negative values of only three **Adi Rassi** samples are insufficient for conclusions.

The results of the preliminary isotopic investigations are not indicative of a simple interpretation. They do not support a plain magmatic origin. The spread of δS^{34} values, especially those of pyrite, is greater than that of magmatic hydrothermal deposits, and must be regarded rather diagnostic of biogenic sulfur generated in a marine environment. The broad range of δS^{34} permil values for pyrite and the presence of sulfur enriched in S^{32} and S^{34} may be due to derivation from multiple sources; part of pyrite-forming sulfur could be of magmatic origin via submarine springs, and part derived from seawater sulfate. It is conceivable that a sort of exchanges between exhaled fluid sulfur compounds and marine sulfate took place.

Considerable difference exists between pyrites and other sulfides, which δS^{34} permil values show narrower ranges with mainly positive values. This would support the evidence that they originated as later hydrothermal pro-

ducts. The mineralizing fluids were different in isotopic sulfur composition from those of the sedimentary environment of early bedded ore formation. The formation of later mineral inclusions and crosscutting veins, following the precipitation of early layered and banded ores of the "sedimentary" stage, could be interpreted by solution-deposition phenomena through revived hydrothermal activity. The solutions could have extracted the metals either from the original source, or from already precipitated ore minerals, hence remobilization. Hydrothermal activity has evidently occurred already during most early stages of ore formation and had continued further on with recurrences of igneous events, possibly also postdating regional metamorphism. Especially Debarwa and Adi Nefas deposits show best evidence, structurally and mineralogically, of the cooperation of later hydrothermal events which enriched them. Adi Rassi deposit exhibits a stockwork character and was affected by post-sedimentary mineralization as well.

S^{34} enrichment could be possibly explained by mixing of marine or connate sulfate with metal- and sulfur-bearing fluids egressing from magmatic sources in the way assumed by Lusk (1972) for Canadian New Brunswick massive sulfide deposits. Analogous conditions were found by Anger et al. (1966) for Rammelsberg deposit in Germany, where about 50 percent of all pyrites and sulfides of Cu, Zn and Pb were interpreted to have been derived from submarine magmatic springs on the sea floor. The rest of pyrites, showing enrichment in S^{32} , formed due to uptake of bacteriogenic sulfur.

Whatever the interpretation of isotopic fractionation, the broad range of isotopic composition of sulfur from Eritrean ores is an indication that isotopically light bacteriogenic sulfur participated, at least, in the formation of the dominant early precipitated pyrite. If negative permil values reflect the proportion of biogenic sulfur than the massive, fine-grained, banded pyrite would be most enriched in S^{32} . This ore type is characterized at Embaderho by coexisting sulfidic and oxidic minerals.

On the mechanism of sulfide precipitation on the sea floor one can speculate. There is some microscopic evidence that colloidal processes were involved. The pH — Eh and other controls of the depositional environment must have been such that the contemporaneous deposition of sulfides and oxides was made possible: pyrite and magnetite are coexistent in fine-banded ore. It can be supposed that amorphous colloidal iron hydroxides were precursors to magnetite. Barite precipitated contemporaneously at places, its sulfur having been derived from marine sulfate.

Conclusions

The initial geological studies of some of the Eritrean massive sulfide deposits point out that the origin of ores could be related basically to ancient volcanism, which produced metal rich fluids entering the marine sedimentary environment. The preliminary isotopic study of sulfide sulfur would support the submarine volcanic-exhalative origin. Considering the isotopic variations, on assumption that the primary isotopic differences have not been affected essentially by modest regional metamorphism, it becomes evident that the source of sulfur was varying while the deposit was forming. The ore bodies formed initially as syngenetic depositions of massive sulfides precipitated primarily from metal- and sulfur-

Table 1

Embaderho

Drill-hole No.	Depth (m)	Sample No.	δS^{34} permil value				Estimated admixtures (%)
			py	po	cp	gl	
EMB-1							
	5.30	E 15	3.42				
	98.30	E 14	—1.16				
	113.35	E 13	0.88				
	114.30	E 11	6.60				
	118.90	E 12	—2.52				
	144.98	E 10	—4.03				
	155.20	E 9	—2.62				
		E 24			12.80		py 5
	163.00	E 8	—12.44				
	240.80	E 7	—6.98				
	264.25	E 6	4.17				
	280.50	E 5	—12.39				
	288.25	E 21		3.35			py 5
	292.60	E 4	3.35				
		E 20		1.42			
	301.30	E 19		5.18			
	301.40	E 3	3.51				
		E 23			12.66		
		E 2	4.15				
	302.50	E 18		4.03			py 5
		E 22			2.24		
	303.90	E 1	4.32				
EMB-4							
	161.65	E 17	5.64				
		E 25				1.18	
EMB-7							
	101.35	E 15	4.28				

Adi Nefas

			py	sl	cp	gl	
AN-5A							
	136.70	N 1	3.76				
	137.70	N 2	4.07				
	139.40	N 11		4.71			py 45, sl 25, ba 30
		N 3	-4.05				
	140.90	N 12		3.08			py 55, sl 25, ba 20
	143.40	N 9			1.58		py 5, ba 20
	145.50	N 4	2.91				ba 15
	146.35	N 7			0.44		ba 10
	148.10	N 8			-1.45		ba 40
	149.10	N 5	2.73				ba 15
	151.45	N 6	5.80				ba 25
Outcrop							
		N 10				-5.97	

Debarwa

			py	
D-6A	51.40	D 1	1.68	sl 5 sl 5
	59.00	D 2	-1.98	
	71.00	D 3	-1.68	
	73.00	D 4	0.05	
	74.70	D 5	-0.68	
	100.80	D 6	6.01	
	110.30	D 7	2.22	
D-1/70	92.00	D 8	-0.73	bo + cc 20

Adi Rassi

			py	po	cp	
AR-D1	99.00	R 1			-0.90	
AR-E1	134.0	R 2		-2.40		cp 20, m 15
	136.0	R 3	-0.52			

Abbreviations:

py	— pyrite	m	— magnetite
po	— pyrrhotite	bo	— bornite
cp	— chalcopyrite	cc	— chalcocite
sl	— sphalerite	ba	— barite
gl	— galena		

-bearing solutions around submarine outlets, with syngenetic or early-epigenetic participation of seawater sulfate through bacteriogenic activity. The relatively high irregular fractionation would indicate that the depositional environment was rather unstable and characterized by short-term variability.

The following vein type mineralizations were introduced already early and subsequently probably in more stages. They were either newly brought mineral components or remobilization of original ore minerals. The hydrothermal processes have been causally related to structural disturbances and magmatism. The precipitated sulfides originated probably through interaction of sulfur-bearing fluids of prevailingly magmatic origin with marine or connate sulfate. It is conceivable that the trapped connate waters, released and activated by compaction and heating of the sedimentary sequence in the geosynclinal basin, took part as well and reacted with magmatic fluids to form metal sulfides. Such origin may account for a general S³⁴ enrichment.

A further conclusion is that the phenomenon of complex submarine mineralization in eugeosynclinal environment, having a considerable temporary extension, possibly could not be of restricted local dimensions. Consequently, from practical point of view to look for possible ore, the Precambrian geosynclinal metavolcanic sequence of greenschist facies in Northern Ethiopia must be considered as a wide potential target for search of sulfide mineralizations of

this type. The present data indicate that the zone of interest might extend from Eritrea south-westward through Tigre and Beghemder provinces into Wollega province of Western Ethiopia and even further south. It extends in all probability northwards through Northern Eritrea and could be linked across the Red Sea with Saudi Arabian Precambrian where similar deposits of massive sulfides reportedly exist (Dr. Garnet, pers. comm.).

Table 2

Locality	Mineral	No. of samples	Range ‰	Difference ‰	Mean δS^{34} ‰
Embaderho	py	17	-12.44 to +6.98	19.42	-0.11 $\pm$ 5.97
	po	4	+1.42 to +5.18	3.76	+3.49 $\pm$ 1.36
	cp	3	+2.24 to +12.80	10.56	+9.23 $\pm$ 4.93
	gl	1			+1.18
	Overall	25	-12.44 to +12.80	25.24	+1.64 $\pm$ 5.91
Adi Nefas	py	3	-4.05 to +4.07	8.12	+1.26 $\pm$ 3.75
	sulfides + ba (av. 22 % ba)	8	-1.45 to +5.80	7.25	+2.47 $\pm$ 2.36
	gl	1			-5.97 (?)
	Overall	12	-5.97 to +5.80	11.77	+1.47 $\pm$ 3.42
Debarwa	py	8	-1.98 to +6.01	7.99	+0.61 $\pm$ 2.46
Adi Rassi	po	1			-2.40
	py + cp	1			-0.52
	cp	1			-0.90
	Overall	3	-2.40 to -0.52	1.88	-1.27 $\pm$ 0.81

Predhodne preiskave žveplovih izotopov in nastanek »masivnih sulfidov« v okolici Asmare

Milan Hamrla
Ljubljana, Prešernov trg 3

Rudna nahajališča »masivnih sulfidov« so bila odkrita pred nekaj leti tudi v severni Etiopiji v okolici Asmare, glavnega mesta province Eritreje. Vezana so večidel na kloritske zelene kamenine zgornjega prekambrija, ki vsebujejo interkalacije porfiritских magmatskih kamenin. Raziskave nekaterih lokalnosti so pokazale, da je rudarsko izkoriščanje ekonomsko mogoče. Japonsko podjetje Nippon Mining Co, je nedavno odprlo prvo rudišče Debarwa ter pričelo z odkopavanjem. Začetno geološko proučevanje štirih najbolj dostopnih nahajališč Embaderho, Adi Nefas, Debarwa in Adi Rassi je pokazalo, da je nastanek orudenj v ozki zvezi s sedimentacijskimi in vulkanskimi dogodki na morskem dnu v prekambrijski geosinklinalni fazi ter ga lahko razlagamo z vulkanskimi ekshalacijami.

Konkordantna plastovito-lečasta rudna telesa so na splošno zgrajena iz drobnnozrnate, ozko pasaste, pretežno piritske rude ter presekana z nedvomno mlajšimi žilnimi orudjenji. Opazovanja so vodila do splošnega sklepa, da so rudišča v glavnem kombinacija osnovne prevladujoče »sedimentarne« faze in poznejših »žilnih« faz, ki so jih obogatile. Med naštetimi rudišči so sicer določene strukturne in mineraloške razlike, ki pa so videti zgolj kvantitativne.

Da bi videli, ali more izotopska sestava žvepla sulfidov pripomoči h genet-skemu tolmačenju orudenja, smo kot začetni poskus naročili analize žveplovih izotopov za 48 vzorcev sulfidov, ki smo jih pripravili iz jeder vrtin. Zaradi nizke stopnje regionalnega metamorfizma, ki ne preseže kloritskega faciesa, smatramo, da izotopska sestava žvepla rudnih mineralov ni bila bistveno spremenjena. δS^{34} vrednosti žvepla so izpremenljive in kažejo, da je bilo poleg žvepla magmatskega izvora udeleženo tudi bakterijsko žveplo, ki izvira iz sulfatov morske vode. Izotopske variacije nakazujejo, da je bilo biogenetsko žveplo udeleženo ne samo med singenetskim usedanjem prvotne rude okrog izhodišč vulkanskih ekshalacij na morskem dnu, ampak tudi pozneje v času »žilnih« faz, ki pomenijo najbrž mobilizacijo in premeščanje prvotnih rudnih mineralov. Povišane vrednosti δS^{34} v vzorcih sulfidov iz žil moremo tolmačiti s tem, da so se raztopine magmatskega izvora mešale s konatnimi vodami, vsebujočimi morski sulfat.

Čeprav ne poznamo vzrokov izotopske frakcionacije, lahko trdimo, da je ruda nastala ob bistveni udeležbi morskega sulfata. To dejstvo potrjuje njen nastanek v morskem okolju in potemtakem njeno stratigrafsko zvezo z zelenimi metavulkanskimi, prvotno sedimentnimi plastmi zgornjega prekambrija. Razlaga nastanka z metasomatozo ali magmatskimi injekcijami sulfidne taline potemtakem ne pride v poštev. Stratigrafski, oziroma litološki koncept nakazuje obširno območje, v katerem moremo pričakovati nahajališča tega tipa, kar potrjujejo že doslej najdene indikacije. Ustrezna cona se vleče iz Eritreje proti jugozahodu v smeri zahodne Etiopije ter zlasti proti severu in je verjetno v zvezi z analognimi kameninami Saudske Arabije, v katerih poročajo o rudah istega tipa.

References

- Anger, G. et al. 1966, Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany). *Econ. Geol.*, vol. 61, p. 511—536.
- Anger, G. 1969, Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkieslagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von Schwefelisotopen Untersuchungen. *Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe*, Heft 3.
- Anderson, C. A. 1969, Massive sulfide deposits and volcanism. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 129—146.
- Buschendorf, F., Nielsen, H., Puchelt, H., and Riecke, W. 1963, Schwefelisotopen Untersuchungen am Pyrit — Sphalerit — Baryt-Lager Meggen (Lenne/Deutschland) und an verschiedenen Devon Evaporiten. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 501—523.
- Dechow, E. and Jensen, M. 1965, Sulfur isotopes of some Central African sulfide deposits. *Econ. Geol.*, vol. 60, p. 894—941.
- Dechow, E. W. 1960, Geology, sulfur isotopes and the origin of the Heath Steele ore deposits, Newcastle, N. B. Canada. *Econ. Geol.*, vol. 55, p. 539—616.
- Field, C. W. 1966, Sulfur isotope abundance data, Bingham district, Utah. *Econ. Geol.*, vol. 61, p. 850—871.
- Field, C. W. and Moore, W. J. 1971, Sulfur isotope study of the "B" Limestone and galena fissure ore deposits of the U. S. Mine, Bingham mining district, Utah. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 48—62.
- Guha, J. 1971, Sulfur isotope study of the pyrite deposit of Amjhore, Shahbad district, Bihar, India. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 326—330.
- Hamrla, M. 1966, 1970, 1971, 1973. Unpublished reports on Eritrean base metal deposits. Archives of the Ministry of mines. Addis Ababa.
- Jensen, L. M. 1958, Sulfur isotopes and the origin of sandstone-type uranium deposits. *Econ. Geol.*, vol. 53, p. 598—616.
- Jelenc, D. 1966, Mineral occurrences of Ethiopia. Published by the Ministry of Mines, Addis Ababa.
- Jensen, M. L. 1971, Provenance of Cordilleran intrusives and associated metals. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 34—41.
- Kazmin, V. 1971, Precambrian of Ethiopia. *Nature*, No. 16, p. 230.
- Lusk, J. and Crocket, J. H. 1969, Sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides from the Heath Steele B-1 orebody, N. B. Canada. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 147—155.
- Lusk, J. 1972, Examination of volcanic-exhalative and biogenic origins for sulfur in the stratiform massive sulfide deposits of New Brunswick. *Econ. Geol.*, vol. 67, p. 169—183.
- Matsukuma, T. and Horikoshi E. 1970, Kuroko deposits in Japan, a review. In: *Volcanism and ore genesis*. Edited by Tatsumi, T. Tokyo.

Stanton, R. L. and Rafter, T. A. 1967, Sulfur isotope ratios in coexisting galena and sphalerite from Broken Hill, New South Wales. *Econ. Geol.*, vol. 62, p. 1088 to 1091.

Smirnov, V. J. 1968, The sources of ore-forming material. *Econ. Geol.*, vol. 63, k. 380—389.

Thode, H. G. 1963, Sulfur isotope geochemistry. In: *Studies in analytical geochemistry*. Roy. Soc. Can., Spec. Publ. No. 6. Edited by Shaw, D. M., p. 25—41.

Tatsumi, T. 1965, Sulfur isotopic fractionation between coexisting sulfide minerals from some Japanese ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 60, p. 1645—1659.

Ležište gipsa Slane Stine kod Sinja

Jožef Škerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

U 1972. godini autor je istraživao rezerve gipsa u ležištu Slane Stine kod Sinja. Sedimentacija sulfata u širem području Sinja vršila se verovatno paralelno u više manjih laguna permskog ili verfenskog mora. Međutim, na terenu nigde nije zapažen neposredni kontakt između sulfatne serije i njene krovine. Njena prvobitna krovina, verovatno verfenske starosti, potpuno je erodovana, a sulfatne stene pokrivene su terciarnim sedimentima. Zbog tih uslova starost i položaj sulfatne serije različito se tumače. Ležište sadrži gips u asociaciji sa anhidritom i drugim, prelaznim mineralima. Odnos gips/anhidrit variira između 77,89/22,11 % u donjem nivou površinskog kopa i 83,05/16,95 % u gornjem nivou. Prvobitno nataložena supstanca je anhidrit, koji je kasnije hidratacijom pretvoren u gips.

Uvod

Prvi začetci istraživanja i eksploatacije gipsa na brojnim pojavama u široj okolini datiraju već iz početka dvadesetog stoleća i vezani su za izgradnju cementne industrije u Splitu. Ovu prvu i zanatsku proizvodnju obavljali su meštani na svojim parcelama iz već prirodno otvorenih izdanaka.

Nešto intenzivnija proizvodnja započeta je u toku 1929. godine, kada se javlja veći interes za gipsom, kao sirovinom za cementnu industriju. Tom prilikom Vlada Stuparič, apotekar iz Sinja otvara prvi manji površinski kop na lokalnosti Slane Stine i daje prvu normalnu proizvodnju gipsa za potrebe cementne industrije. Od toga perioda se eksploatacija na lokalnosti Slane Stine sa kraćim ili dužim prekidima obavlja do naših dana. Ova lokalnost nesumnjivo predstavlja, bar na osnovu postojećih podataka, najznačajnije ležište gipsa u ovome području. Ostale pojave, kao što su: Podvaroš, Stipanovići, Jadrijevići, su svakako podređenog značaja.

Prvi sistematski intenzivniji eksploatacioni radovi započeti su na ležištu Slane Stine neposredno posle II. svetskog rata, dok su prvi detaljni istražni radovi započeti u toku 1966. godine. Iz ovog posleratnog perioda postoji veći broj raznih izveštaja i projekata, koji obrađuju pojedine geološke i rudarske probleme, pa smo jih pri obradi ležišta uspešno koristili.

U toku 1972. godine Geološki zavod Ljubljana preuzeo je na zahtev Industrijskog građevnog preduzeća »Sadra« iz Sinja istraživanje ležišta Slane Stine i na osnovu svih postojećih podataka izradio odgovarajući elaborat o rezervama i kvalitetu gipsne supstance.

Geološke karakteristike ležišta

Teren šire okoline ležišta Slane Stine izgrađuju različite tvorevine, među kojima smo obzirom na naš zadatak razlikovali: sedimente perma, sulfatnu seriju, sedimente triasa, terciara, kvartara, aluvijum i eruptivne stene.

Sulfatna serija, anhidrit i gips, odgovara verovatno permu, ali ne isključujemo ni mogućnost verferske starosti. Posle stvaranja sulfatne serije, koja je nesumnjivo oborena u plitkoj vodi, dolazi do produbljivanja dna i taloženja povlatnih sedimenata, verovatno verfena. Međutim, na terenu nigde nismo zapazili neposredni kontakt između podine i sulfatne serije, kao i sulfatne serije i povlatnih sedimenata. Takođe, izvedene bušotine nigde nisu prošle kroz povlatne sedimente, celu sulfatnu seriju i ušle u podinske sedimente. Nedostatak ovih dokaza dozvoljava različita tumačenja starosti, pa čak i položaja sulfatne serije.

Ležište sulfatnih stena se u svojim na površini ispoljenim delovima javlja u obliku zone orjentisane u pravcu NW—SE. Njena dužina iznosi oko 5 km, dok širina varira od 1—2 km. Rudarskim radovima zona je otvorena na lokacijama Kojič, Slane Stine i Bukva. Današnja eksploatacija obavlja se samo na lokaciji Slane Stine, gde se nalazi postojeći površinski kop (sl. 1). Obzirom na naš zadatak, detaljnom istraživanju podvrgnut je samo mali deo ležišta, tj. okolina postojećeg eksploatacionog polja.

Sulfatna formacija nalazi se otvorena u postojećim eksploatacionim radovima i u brojnim izdancima vidljivim na površini. Pored toga, ona je konstatovana i u znatnom broju bušotina na različitoj dubini od površine.

Na osnovu svih dosada izvršenih istražnih i eksploatacionih radova uočava se da je prvobitna krovina serije, verovatno triaske starosti, potpuno erodovana, te da je masa sulfatnih stena prekrivena mladim sedimentima. U otvorenim profilima površinskog kopa se vidi da je gornja granična površina sulfatnih stena vrlo neravna, što je posledica intenzivne erozije. Zadobijeni reljef u znatnoj meri potseća na kraške oblike u krečnjacima, koji liče na škrape i štrče iz sulfatne mase u vidu većih ili manjih »gipsnih zuba«. Prostor između ovih oblika zapunjen je glinovitim materijalom.

Razlikovali smo dve osnovne vrste materijala: anhidrit i gips. Anhidrit predstavlja primarnu supstancu ležišta i danas se nalazi uglavnom u njegovim dubljim delovima. U višim delovima on je pod dejstvom vode prešao u gips. Granična površina je vrlo neravna, što je posledica pretvaranja anhidrita u gips. Iz izvršenih istražnih radova se vidi da je gips u najvišim delovima relativno homogen, dok se u nižim delovima ležišta ponegde naizmenično smenjuju gips i anhidrit. Pojave anhidritskih uklopaka u gipsu predstavljaju relikte, koji nisu još potpuno transformisani. U ostalom, uopšte se može zaključiti da nigde u ovome ležištu nije izvršena potpuna transformacija anhidrita, jer se u gipsu svuda u većoj ili manjoj meri nalazi i anhidrit. Odnos i položaj gipsa i anhidrita u pojedinim delovima ležišta prikazan je na slici 2.

Ležišna tektonika. U neposrednoj blizini ležišta već A. Takšič (1969) je pretpostavio postojanje dva veća raseda. Prvi stariji, pravca SW—NE je jednim mlađim rasedom raskinut na dva dela. Mlađi rased se pruža NE—SW i prostire se duž severoistočnog oboda ležišta.

Postojanjem ovih raseda objašnjavamo situaciju u krajnjem severoistočnom delu istraživanog terena. Bušotina B-16 (sl. 2) i B-17 izvan profila, nisu nabušile sulfatnu seriju. Ova činjenica ukazuje na dejstvo tektonike i dozvoljava pretpostavku da je deo ležišta spušten duž spomenutih raseda (Profil a, sl. 2).

U svim otvorenim profilima površinskog kopa gips se javlja kao masivna stena bez izražene slojevitosti. Veće prisutstvo glinovite komponente u pojedinim partijama daje utisak prividne slojevitosti. Uzimajući ovo u obzir izgleda da cela masa strmo pada ka severoistoku.

Lokalna manja rasedanja su vrlo česta tako da je celokupna masa izpucala i delimično potpuno zdrobljena. Brojna povijanja u gipsu (sl. 3) imaju takođe lokalni značaj. Ona su nastala prilikom pretvaranja anhidrita u gips, pri čemu se razvijaju znatni pritisci, jer se povećava obim ležišta u procesu hidratacije.

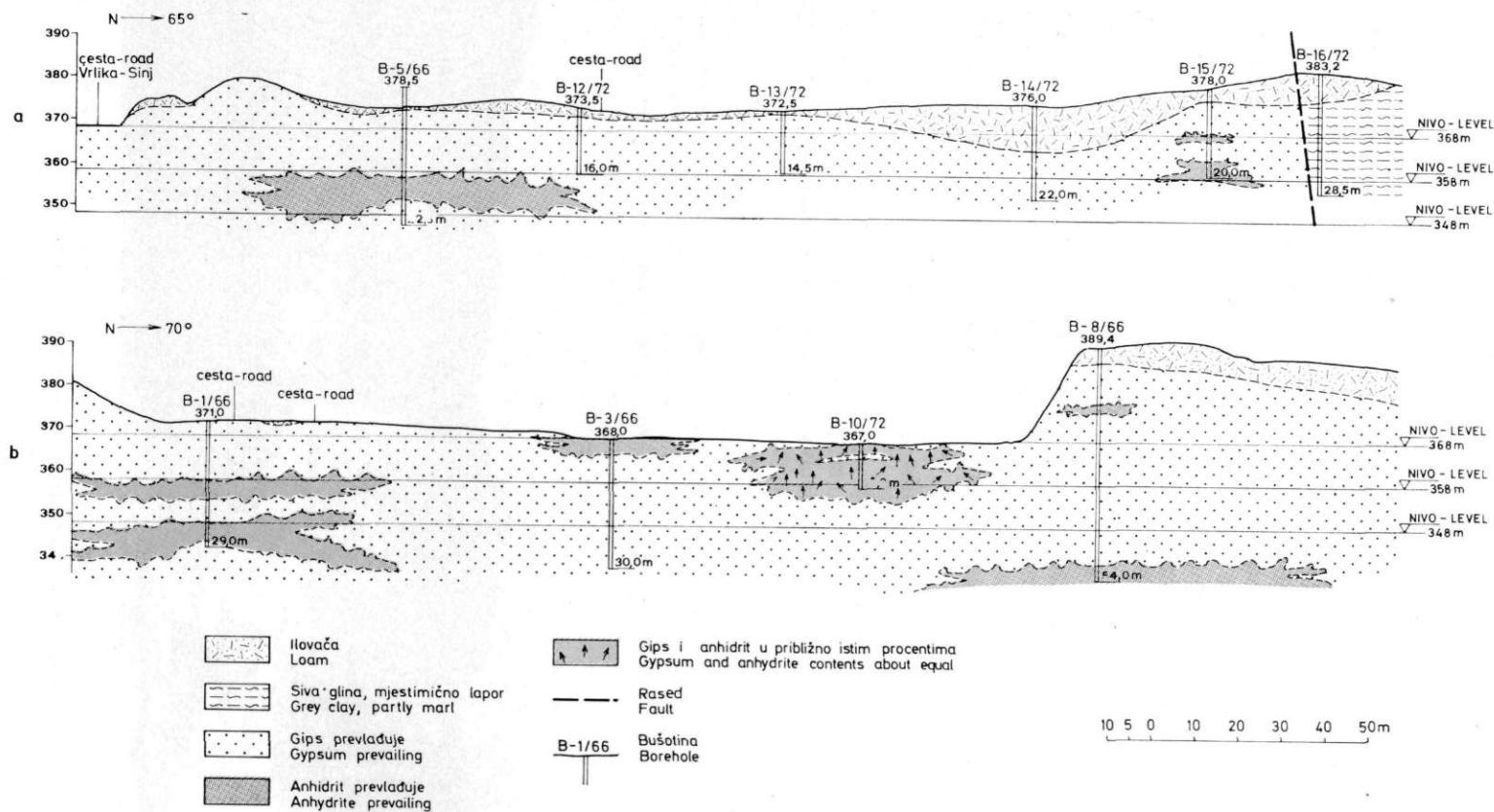
Kvalitet ležišne supstance

U ovome ležištu nastupaju, kao što je to već pomenuto, dve vrste materijala, gips i anhidrit. Obzirom, na sadašnji način prerade samo gips predstavlja korisnu supstancu, dok je anhidrit jalova i štetna komponenta. Gips iz ovoga



Sl. 1. Pogled na površinski kop »Slane Stine« (slikano sa jugozapada)

Fig. 1. Open pit Slane Stine, view from SW



Sl. 2. Geološki profili ležišta gipsa Slane Stine

Fig. 2. Geological sections of Slane Stine showing the relationship between gypsum and anhydrite



Sl. 3. Lokalna povijanja gipsa, u južnom delu površinskog kopa
(foto Lj. Tolić)

Fig. 3. Gypsum deposit Slane Stine affected by local tectonic
(photograph by Lj. Tolić)

ležišta se već čitav niz godina eksploatiše isključivo za cementnu industriju od čijih potreba i zavisi nivo produkcije u postojećem kopu. Već sama ova činjenica u dovoljnoj meri svedoči da je kvalitet gipsa zadovoljavajući za predviđenu namenu.

Iz ovog razloga sva do sada izvršena ispitivanja odnosila su se pre svega na kvalitet gipsa. Tekom istražnih radova, paralelno sa hemijskim ispitivanjem gipsa ispitano je i više uzoraka anhidrita, tako da u određenoj meri poznajemo kvalitet i ove komponente.

Makroskopski i mikroskopski opis gipsa i anhidrita. Gips i anhidrit ovoga ležišta predstavljaju stene svetlosive boje. Često se zapažaju i partije smeđe boje, koja verovatno potiče od oksidacije organskih primesa. Krupnog su zrna i kompaktnog izgleda. Glinovita komponenta se javlja u vidu tankih pruga, tako da pojedine partije pokazuju zonalni sastav. Ponekad su brečastog habitusa, sa fragmentima crnog glinca i ređe krečnjaka. Veličina ovih fragmenta retko prelazi 5 cm u prečniku.

Gips se od anhidrita makroskopski razlikuje isključivo po manjoj tvrđini i manjoj specifičnoj težini. Inače, u ležištu vrlo retko se nalaze čisti predstavnici gipsa ili anhidrita, jer postoje postepeni prelazi jedne supstance u drugu.

Mikroskopiranju je podvrgnut jedan uzorak anhidrita i pri tom je konstatovano da je osnova sastavljena iz alotriomorfni zrna anhidrita, koja su srasla, te grade mozaičnu strukturu. Pojedina zrna anhidrita dostižu do 1,8 mm. Zrna su duguljasta i paralelno orjentisana. Opaža se izrazita cjepljivost i uporedno potamnenje. Uzorak je kompaktan.

Mikroskopsko ispitivanje jednog uzorka gipsa je pokazalo da je osnova uzorka predstavljena krupnim delimično vlaknatim zrnima gipsa. Među alotriomorfni zrnima nalaze se i duguljasti prizmatični kristali. Zrna su među sobom srasla. Poneka, retka zrna sadrže vrlo sitne uklopke karbonata, verovatno kalcita. Zapažaju se i retka zrna anhidrita.

Izrada i obrada preparata izvršena je u Geološkom zavodu u Ljubljani (petrograf S. Orehek).

Fizične osobine ležišne supstance. Gips i anhidrit ovoga ležišta i pored znatne ispućanosti predstavljaju materijal u kome je moguće otvaranje površinskog kopa bez nekih većih teškoća u odnosu na geomehaničke osobine sedimenata. Ova činjenica konstatovana je tokom dugogodišnjih eksploatacionih radova u površinskom kopu Slane Stine. U toku 1970. godine rezultati prakse potvrđeni su izvršenim ispitivanjima u Institutu građevinarstva Hrvatske u Zagrebu, kada je na 6 uzoraka utvrđeno da prirodni ugao opita iznosi 75° sa oscilacijama od 73° do 78° .

Zapreminska težina gipsa iz ovog ležišta ispitivana je u dva navrata i to: 1965. godine u preduzeću IGP »Sadra« — Sinj i 1966. godine u Institutu građevinarstva Hrvatske — Zagreb, ispostava Split. Na osnovu ovih ispitivanja izvršenih na više uzoraka, kao srednja vrednost za zapreminsku težinu gipsa iz ovog ležišta preuzeta je vrednost od $2,19 \text{ kg/dm}^3$ ($2,19 \text{ kg/dm}^3$ do $2,22 \text{ kg/dm}^3$).

Hemijska ispitivanja sulfatne supstance vršena su u više navrata. To su pre svega ispitivanja izvedena u toku istražnih geoloških radova u kampanji 1966. i 1972. godine. Zatim, hemijska ispitivanja koja se stalno vrše radi kontrole tekuće proizvodnje, bilo za potrebe rudnika ili kupaca gipsa.

Izvedeni istražni radovi imali su za cilj istraživanje samo gipsnog tela, pa su bušotine uvek obustavljene ili na već unapred određenom nivou ili u masi u kojoj se sadržaj anhidrita naglo povećavao.

Na osnovu velikog broja izvršenih hemijskih analiza uočljivo je da ovo ležište sadrži dva krajnja pretstavnik sulfatne supstance, gips (tabela 1), anhidrit (tabela 2), kao i čitav niz postepenih prelaza jedne supstance u drugu (tabela 3). Variiranje sadržaja anhidrita u gipsu nije vezano za određene nivoje, već se on nalazi tamo gde su se za to stekli povoljni uslovi (tabela 4).

Sve u nastavku prikazane analize urađene su u laboratoriji Zasavskih premogovnika Trbovlje. Na prikazanim tabelama pored broja bušotina (B-2) označen je broj uzorka (B-5/5). Uzorci su oprobavani idući od površine ka dubini. Manji broj uzorka znači da je oprobavani interval bliži površini i obratno.

Dok se u bušotini B-21 anhidrit nalazi u gornjem delu, uzorak B-21/1, dotle se u bušotini B-1 on nalazi negde u sredini oprobavanog profila, uzorak B-15/5. Ove anhidritske partije u relativno čistoj masi mogu u znatnoj meri uticati na opadanje kvaliteta pri eksploataciji gipsa.

Na osnovu svih izvršenih radova, uključivši i ispitivanje kvaliteta, uočljivo je da istraživani deo sulfatnog tela predstavlja ležište gipsa, dok veće mase anhidrita treba očekivati u dubini. Kvalitet ležišta gipsa najbolje karakterišu

podaci o sadržaju gipsa i anhidrita na pojedinim nivojima, koji se u stvari odnose na kvalitet istražnim radovima utvrđenih rezervi.

Na kraju možemo zaključiti da je:

— kvalitet gipsa iz ovoga ležišta u dovoljnoj meri upoznat zahvaljući obimnim istražnim radovima,

— primenljivost ove sirovine (gipsa) u industriji je dokazana u toku dugogodišnje proizvodnje. Međutim, ovo se odnosi samo za primenu u industriji cementa,

— primenljivost ovog materijala za proizvodnju građevinskog gipsa nije dokazana i ako ima elemenata koji govore u prilog ove mogućnosti,

— osnovna štetna komponenta pri upotrebi gipsa iz ovog ležišta u cementnoj industriji je anhidrit. Ostali elementi predstavljaju, u granicama u kojima su ovde zastupljeni, uglavnom inertne komponente.

Tabela 1
Srednji sastav uzoraka gipsa, uzetih u 1972 god.

Br. bušot.	Gips	Anhidrit	Vlaga na 45°	Krist. voda 230 °C	SiO ₂ + net.	u %				
						R ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO	Gub. žar. na 900 °C
B-11	82,00	18,00	0,08	17,14	0,86	0,17	41,20	33,20	1,32	23,18
B-12	93,51	6,48	0,07	19,54	1,27	0,61	42,65	33,60	0,36	21,60
B-13	89,98	10,01	0,11	18,81	3,46	0,51	42,35	31,30	1,22	21,04
B-14	89,34	10,66	0,11	18,67	4,26	0,48	41,50	31,60	1,00	21,28
B-15	78,07	21,93	0,10	16,32	4,18	0,53	42,35	32,35	0,96	19,30
B-19	90,15	9,84	0,11	18,84	3,92	0,25	42,40	31,00	1,15	21,30
B-20	87,83	12,17	0,10	18,36	4,50	0,45	31,20	41,45	0,65	21,28
B-21	88,08	11,92	0,09	18,40	4,80	0,64	40,65	31,10	1,32	21,30
B-22	91,56	8,43	0,09	19,14	3,22	0,53	42,55	31,90	0,58	21,32
B-24	83,54	16,46	0,10	17,46	3,18	0,36	43,50	32,00	1,07	19,20

Tabela 2
Hemijske analize anhidrita iz 1966 god.

Br. bušot. i br. uzorka	Gips	Anhidrit	Vlaga	Krist. voda	SiO ₂ + net.	u %				
						R ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO	
B-1/2	5,25	94,75	0,22	1,10	29,67	0,52	41,03	27,30	0,22	
B-1/4	6,3	93,7	0,22	1,32	34,35	0,45	36,26	26,80	0,55	
B-3/1	20,00	80,00	0,30	4,18	16,20	0,75	44,85	32,81	0,42	
B-4/6, 7	22,00	78,00	0,18	4,66	14,80	0,61	45,60	33,40	0,42	

Tabela 3
Analize prelaznih partija anhidrita u gips iz 1966 god.

Br. bušot. i br. uzorka	Gips	Anhidrit	Vlaga	Krist. voda	SiO ₂ + net.	R ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO
B-2/2, 3	58,50	41,50	0,28	12,29	4,27	1,05	47,40	32,50	2,32
B-5/5	55,00	45,00	0,36	11,62	15,63	—	42,36	29,00	0,84
B-6/6	36,00	64,00	0,17	7,50	18,13	—	44,11	29,00	0,84
B-6/8	54,00	46,00	0,24	11,32	23,05	0,50	37,15	26,05	1,24
B-7/6, 7, 8	61,50	38,50	0,08	12,95	10,68	0,18	44,76	29,67	1,89
B-8/	33,00	67,00	0,24	6,90	22,62	0,30	40,05	20,25	1,02

Tabela 4
Kretanje sadržaja anhidrita po vertikalima u dve bušotine, B-21 i B-15

u %

Br. bušotine i br. uzorka	Gips	Anhidrit	Br. bušotine i br. uzorka	Gips	Anhidrit
B-21/1	75,89	24,11	B-15/1	89,76	10,24
B-21/2	85,17	14,93	B-15/2	87,03	12,97
B-21/3	87,32	12,68	B-15/3	87,18	12,82
B-21/4	92,39	7,61	B-15/4	88,37	11,63
B-21/5	92,63	7,37	B-15/5	52,11	47,89
B-21/6	91,77	8,23	B-15/6	89,28	10,72
B-21/7	91,72	8,28	B-15/7	89,00	11,00
B-21/8	91,00	9,00	B-15/8	62,73	37,27
B-21/9	90,43	9,57			

Tabela 5
Sadržaj gipsa i anhidrita na pojedinim nivojima

u %

Nivo	Gips	Anhidrit
368	83,05	16,95
358	81,16	18,84
348	77,89	22,11

The Gypsum Deposit of Slane Stine at Sinj

Jožef Škerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

During 1972 the gypsum deposit of Slane Stine was surveyed, for evaluation of the quantity and quality of the producible reserves. The sulfate formation seems to have been deposited in late Permian or early Werfenian age. The contact between the sulfate and its original hanging wall probably of Triassic age, however, could not be found anywhere in the field, as the whole Triassic has been removed, and the worn and irregular surface has been covered by late Tertiary sediments. A large number of chemical analyses proved that the deposit contains gypsum associated with anhydrite and transitional minerals. The ratio gypsum/anhydrite varies between 77,89/22,11 percents in the lower level of the open-cut and 83,05/16,95 percent in the upper level. The gypsum originated by hydration of anhydrite.

In the wider vicinity of Sinj in Dalmatia there are many sulfate occurrences. The most noted gypsum deposit is that of Slane Stine, where exploitation took place since the beginning of the century in connection with the cement production at Split. The gypsum is associated with anhydrite and transitional minerals, therefore it requires very careful sampling. During 1972 the Geological Survey Ljubljana surveyed the gypsum deposit with the aim to evaluate the quantity and quality of producible gypsum reserves up to depths 20—30 m.

The sulfate formation is underlain by Permian dolomite and limestone. The original hanging wall of probably Triassic age, however, cannot be found anywhere in the field, as the whole Triassic has been removed and the worn and irregular surface has been covered by Tertiary sediments. Anhydrite is found today mainly in the deeper parts of the open cut (Fig. 1). Gypsum, the only substance of commercial importance, prevails in the upper parts of the deposit. There is no clear and continuous boundary between both minerals. Fig. 2 shows the relations between anhydrite and gypsum in some parts of the deposit.

Gypsum and anhydrite occur in massive rock; but when associated with clay, they give an impression of an apparent stratification.

Gypsum varies in texture from granular to compact, and it is light yellow in colour. In some places it is brecciated, containing fragments of black claystone, more rarely of limestone. Gypsum can be roughly distinguished from anhydrite by its lower hardness and specific density, that amounts to 2,19 to 2,22 kg/dm³.

Microscopic examination reveals a mosaic texture of allotriomorphic anhydrite grains. Cleavage and parallel development of oblong grains are distinctive. Between allotriomorphic grains there are elongated prismatic crystals. Gypsum contains minute carbonate inclusions, probably calcite, and scarce anhydrite grains.

The gypsum deposit is of sedimentary origin, formed in lagoonal environments. The primary substance was anhydrite, that gradually changed into gypsum by hydration, which is proven by larger and smaller anhydrite inclusions in the masses of gypsum. During the alteration processes the volume of the gypsum deposit increased considerably due to absorption of H_2O , which caused local tectonic processes (Fig. 3). The alteration of anhydrite into gypsum has not been completed, as even the purest masses of gypsum contain still more than 5% of anhydrite; the anhydrite content increases in greater depths considerably.

Literatura

Barić, Lj. 1969, Eruptivne stijene (Albitizirani diabazi) iz okolice Sinja. Geološki vjesnik, Sv. 22, Zagreb, str. 349—410.

Margetić, M. 1947, Tektonski poremećaji kao temelj postanka kraških polja Srednje Dalmacije. Geološki vjesnik, Sv. 1, Zagreb, str. 68—110.

Takšić, A. 1968, Die Vertebratenfauna aus dem Goručatal bei Sinj. Bulletin scientifique, Section A, T-13, 3—4, Zagreb, str. 74—75.

Tolić, Lj. 1958, Geološka i tehnološka ispitivanja sadre — Sinj. Konstrukcioni biro građevne industrije — Zagreb, Arhiv IGP »Sadra« — Sinj.

Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom

Dušan Kuščer

Inštitut za geologijo, Ljubljana, Aškerčeva 20

Karel Grad, Anton Nosan in Bojan Ogorelec

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Članek podaja važnejše rezultate geoloških raziskav za projektirano HE Trnovo na Soči. Območje sestoji v glavnem iz zgornjetriadnega apnenca in dolomita. Ponekod leži na triadnih plasteh jurski apnenec, ki mu sledi na jugu najprej zgornjekredni apneni fliš, nato pa laporasti peščeni fliš. Na severu imamo namesto apnenega fliša rdeči laporasti apnenec, na katerem leži tudi tu povečini laporasti fliš.

Kvartarni dolinski zasip je debel do 320 m. Njegov spodnji del sestoji iz prepustnega proda, srednji iz neprepustnega jezerskega melja in gline, zgornji pa iz prepustnega holocenskega proda in grušča. Številne meritve gladine podtalnice in prepustnosti v vrtnah ter ocena izgub vode iz akumulacijskega bazena skozi zakraseli apnenec proti spodnjemu prepustnemu delu kvartarnega zasia so pokazale, da je hidravlična prevodnost sistemov apnenec-prod približno obratno sorazmerna s širino kraških kanalov.

Uvod

Geološke raziskave za energetske izrabo zgornje Soče ob velikem kolenu med Bovcem in Kobaridom so se pričele že pred drugo svetovno vojno. Prvo pregrado so projektirali pri Kršovcu ob vstopu Soče v bovški kotel. Dovodni rov naj bi potekal skozi greben Polovnika do strojnice pri Trnovem. Leta 1951 je raziskave nadaljeval Geološki zavod Ljubljana s površinskim geološkim rekonosciranjem soške doline od izvira do Mosta na Soči, nato pa leta 1953 z vrtanjem med Bovcem in Srpenico. Za energetske izrabo zgornje Soče je bil najzanimivejši projekt HE Trnovo z veliko akumulacijo pod Bovcem. Po projektu naj bi zgradili 80 m visoko pregrado okrog 1 km nad velikim kolenom Soče pri Žagi. Aluvialno dno soške doline se nad Žago močno razširi in bi se za pregrado zbralo 330 milijonov m³ vode. Vtok v dovodni rov je bil projektiran okrog 1 km nad pregrado, dovodni rov bi prečkal greben Polovnika in potekal po geološko kompliciranem ozemlju do strojnice pri Trnovem ali pri Kobaridu.

Projekt je bil zaradi varstva narave v zgornjem Posočju opuščen. Rezultati raziskav pa so geološko zanimivi, zato jih je vredno objaviti. Dopolnili smo jih z dodatnimi raziskavami, ki jih je omogočil Sklad Borisa Kidriča, za kar se mu

na tem mestu najlepše zahvaljujemo. Prav tako se zahvaljujemo Soškim elektrarnam, ki so prispevale za tisk geološke karte.

Projekt HE Trnovo na Soči je izdelal po naročilu Elektrogospodarske skupnosti Slovenije Elektroprojekt Ljubljana. Zastopnik Elektrogospodarske skupnosti ing. Rado Boltežar in glavni projektant ing. Savo Janežič sta se od začetka zavedala, da bodo geološke razmere močno vplivale na projekt. Sodelovala sta pri programiranju geoloških raziskav in spremljala njihovo izvedbo. Za uspešno sodelovanje se jima najlepše zahvaljujemo.

Poleg avtorjev so pri geoloških raziskavah sodelovali še M. Breznik, S. Buser, J. Drnovšek, L. Žlebnik in J. Ivanković.

Za to publikacijo sta stratigrafijo in tektoniko predkvartarne podlage obdelala K. Grad in B. Ogorelec. Zadnji je podrobneje sedimentološko raziskal zgornjekredne plasti. Kvartar in hidrogeologijo sta obdelala D. Kuščer in T. Nosan, izgube vode iz akumulacijskega bazena je ocenil D. Kuščer.

Osnovne geološke raziskave zgornjega Posočja

Porečje Soče sta geološko opisala med prvimi F. Hauer (1857, 1868) in D. Stur (1858). Med najpomembnejša moremo šteti raziskovanja F. Kossmata (1908—1920) in A. Winklerja (1920, 1923, 1926, 1931).

Nadalje omenjamo italijansko geološko karto Tolmin (R. Fabiani, 1937) v merilu 1 : 100 000, ki ima novejšje podatke posebno v razčlenitvi jure in krede.

R. Selli (1953) je opisal mezozojske fosile iz zgornjega Posočja zunaj kartiranega območja. Določil je več novih vrst zgornjetriadnih, liasnih in zgornjejurskih makrofosilov. Leta 1963 je R. Selli obravnaval zahodne Julijske Alpe in Karnijske Alpe. Podal je tudi pregledno tektonsko sliko soške doline med Bovcem in Kobaridom.

B. Ogorelec (1970) je sedimentološko raziskoval zgornjekredne sedimente zgornjega Posočja.

Kvartarno geologijo soške doline sta podrobneje obravnavala A. Winkler (1926, 1931) in S. Ilešič (1951).

M. Cousin (1970) je raziskoval na mejnem območju med Jugoslavijo in Italijo. Ozemlje med Tržaškim zalivom in Julijskimi Alpami je razdelil na več con.

A. Šercelj (1970) je določil starost interstadialne ali interglacialne jezerske krede zahodno od Bovca, ki jo je našel J. Kunaver. Po analizi ^{14}C je les v njej starejši od 51 000 let.

Geološke raziskave za projekt HE Trnovo

Z raziskovalnim vrtanjem v prvi fazi v letih 1953 do 1957 so bili zbrani osnovni geološki podatki v profilih Srpenica, Boka in Suhi potok. Vrtine pri Srpenici in v profilih Boka in Suhi potok so pokazale, da je kvartarni zasip tega dela doline zelo debel (okrog 300 m). Razmere so za gradnjo v profilu Srpenice zaradi velike množine prepustnih peščenih sedimentov manj ugodne kot v ostalih dveh profilih, kjer je debelina vododržnih jezerskih sedimentov večja.

Topografsko je ugodnejši profil tik pod izlivom Boke, kjer visoka terasa na desnem bregu spodnjega toka Boke močno zoži profil soške doline (profil Boka), vendar je ta geološko neugoden. Plast vododržne jezerske krede tu ni sklenjena, ampak jo na desni strani doline nadomeščata prepusten pesek in prod.

V času od 1960 do 1963 je bilo območje podrobnejše geološko kartirano. S. Buser je kartiral območje med Trnovim in Ladro. Kredne sedimente tega območja je mikropaleontološko preiskala L. Šribarjeva. Podrobnejšo geološko karto širšega območja projektirane HE Trnovo v merilu 1:10 000 je izdelal K. Grad, geološko karto akumulacijskega bazena in območja obeh raziskanih pregradnih profilov v merilu 1:5000 pa A. Nosan. Te karte je uporabil K. Grad kot podlago pri izdelavi pregledne geološke karte vsega območja (tab. 1).

V naslednji fazi raziskovalnega vrtanja v letih 1961 do 1963 je bil podrobneje raziskan nekoliko širši profil Suhi potok (sl. 1), kjer je plast vododržnih jezerskih sedimentov sklenjena od levega do desnega boka doline. Obenem smo raziskali območje med obema profiloma, da bi ugotovili obseg vododržne površinske obloge, ki bi jo bilo treba zgraditi na desni strani v primeru, da bi gradili pregrado v profilu Boka.

V zadnji fazi raziskav v letih 1963 do 1965 sta bila z rovoma v profilu Suhi potok raziskana še skalnata boka tik nad projektirano zaježitvijo v dolžini 180 m na desnem in 250 m na levem boku. V rovih so bili zvrtni piezometri, ki so kazali gladino podtalnice v apnencu.



Sl. 1. Bovški kotel. Z belo črto je nakazan profil »Suhi potok«

Fig. 1. Bovec Basin. The profile "Suhi Potok" is indicated by the white line

Za vododržnost pregradnega profila in spodnjega dela akumulacijskega bazena je odločilen obseg jezerske krede in način njenega priključka na skalno podlago. Zato je bil kvartarni zasip na območju akumulacijskega bazena raziskan s 7 vrtinami in z geofizikalnimi meritvami na razdalji okrog 3 km od pregrade.

Zaradi velikega ovinka Soče med projektirano pregrado in strojnico pri Kobaridu se dolžina dovodnega rova skrajša, če pomaknemo vtok vstran od pregrade v akumulacijski bazen. Po prvotnem načrtu naj bi bil vtočni objekt na sorazmerno položnem delu vznožja Polovnika okrog 2,3 km od pregrade. Vrtine v letu 1964 so pokazale, da je tu pobočje na debelo pokrito z grobim gruščem in plazinami. V takem materialu ne bi mogli zagotoviti ustrezne stabilnosti terena za tako občutljivo zgradbo kot je vtočni objekt. Zato je bila raziskana še druga lokacija za vtočni objekt okrog 2,8 km od pregrade. Raziskave z rovom in 3 vrtinami v letih 1964 in 1965 so pokazale, da je tu fliš močno tektonsko zdrobljen in zato tudi tu ne bi bilo možno zgraditi vtočnega objekta na dovolj zanesljivem terenu. Končno je bil vtočni objekt pomaknjen bliže k pregradi, kjer se apnenec Polovnika spusti do dna doline.

Mehanske lastnosti fliša so bile raziskane v dveh rovih; v prvem na severni strani Polovnika, kjer je bil predviden vtočni objekt v flišu, v drugem pa med Drežnico in Magozdom, kjer bi moral dovodni rov prečkati fliš na južni strani Polovnika.

Za strojnico in derivacijo je bilo raziskanih več variant. Prvotno so predvidevali kot naslednjo stopnjo pod Bovcem pregrado pri Kobaridu, tako da bi bila strojnica bovške stopnje na levem bregu akumulacijskega bazena Kobarid okrog 1 km vzhodno od Trnovega. Nadaljnje projektiranje je pokazalo, da bi bilo ugodneje izrabiti padec Soče od Bovca do Kobarida v eni stopnji. Preiskani sta bili dve varianti za strojnico. Po prvi bi bila strojnica v kaverni v bližini Trnovega z odvodnim rovom do Kobarida. Po rezultatih vrtin in geofizikalnih meritev segajo v najkrajši varianti prepustne kvartarne naplavine pod koto odvodnega rova. Zato pridejo v poštev le daljši odvodni rovi po levi strani Soče. Po drugi varianti bi postavili strojnico v bližini Kobarida pod Ladrski Kuk, bodisi na površju, bodisi v kaverni pod spodnjim delom pobočja.

Za zajetje vode Učje so bile v pregradnem profilu napravljene 3 raziskovalne vrtine. Vodo iz Učje bi speljali po dovodnem rovu v akumulacijski bazen.

Stratigrafija predkvartarne podlage

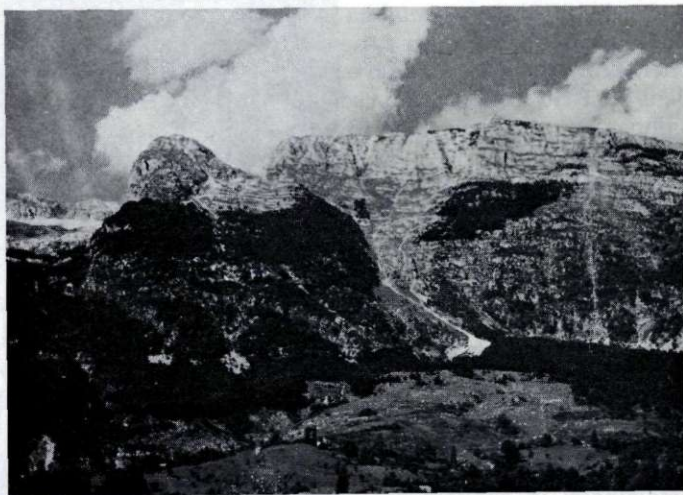
Na kartiranem ozemlju nastopajo zgornjetriadni, jurski in kredni sedimenti. Med temi smo podrobneje raziskali kredne sedimente, predvsem kredni fliš.

Triada

Najstarejši razkriti skladi so zgornjetriadni. Javljajo se sivi debelo skladoviti apnenec, sivi plastoviti in pasoviti dolomit in v manjši meri neplastoviti dolomit. Apnenec ustreza po svojem razvoju dachsteinskemu apnencu Severnih apneniških Alp. Med fosilnimi ostanki so velike školjke *Megalodon* sp. zelo številne na grebenu Polovnika (sl. 2). Na severni in na zahodni strani Polovnika je apnenec drobno coliten. Apnenec prehaja navzdol v pasoviti dolomit, kar je



Sl. 2. Dachsteinski apnenec z megalodontidami, Polovnik.
Fig. 2. Dachstein Limestone with Megalodontidae, Mt. Polovnik



Sl. 3. Nariv dachsteinskega apnenca Rombona na fliš severno od Bovca

Fig. 3. Dachstein Limestone of Mt. Rombon thrust over Cretaceous Flysch north of Bovec

vidno predvsem v jedru polovniške antiklinale severno od Srpenice in pri slapu Boka severno od Žage. Po fosilnih ostankih in po primerjavi z drugimi območji sklepamo, da obsega apnenec zgornji del noriške in retsko stopnjo. Po raziskavah K. Grada in L. Šribarjeve (1968) vsebuje ta apnenec v jugovzhodnem delu Julijskih Alp ponekod tudi spodnjeliasne foraminifere vrste *Involutina liassica* (Jones).

Na območju pri Venzoni v zahodnih Julijskih Alpah sta M. Cousin in M. Neumannova (1965) našla isto foraminifero v neritičnem apnencu.

Kanin, Rombon, Svinjak in Polovnik sestojeta iz dachsteinskega apnenca, ki je v višjih delih razkrit na vseh straneh bovškega kotla in pri Kobaridu (sl. 3 in 4). Razen apnenca najdemo na obravnavanem območju plastoviti, skladoviti in delno pasoviti zgornjetriadni dolomit. Fosilnih ostankov sicer nismo našli, toda po položaju in razvoju pripada noriški in delno retski stopnji.

R. Selli (1963) je raziskoval širše območje v Italiji in našel, da se glavni dolomit in dachsteinski apnenec lateralno nadomeščata. Glavni dolomit je razkrit le v jugozahodnem delu naše karte južno od črte Žaga—Srpenica in v manjši meri v jedru polovniške antiklinale ter pri slapu Boka (sl. 5). Proti Kobaridu in Tolminu prevladuje neplastoviti, ponekod kristalasti dolomit.

V okolici Tolmina najdemo plastoviti dolomit in apnenec z rožencem, ki po F. Kossmatu (1920) predstavljata baški facies zgornje triade. S. Buser pa je pri kartiranju območja med Kobaridom in Tolminom za projekt HE Gabrje menil, da sta dolomit in apnenec z vložki roženca spodnjejurske starosti. Na geološki karti smo zato dolomit in apnenec z rožencem v okolici Kobarida uvrstili v spodnjo juro.

Razvoj dachsteinskega apnenca je mogoče nadrobneje opazovati v obeh raziskovalnih rovih v profilu Suhi potok. Že J. Ivanković (1964) je pri kartiranju rogov ločil poleg kompaktnega apnenca še vložke brečastega apnenca in glino. Menil je, da je glina vezana na tektonske cone. Pri ponovnem ogledu rogov smo našli, da je dachsteinski apnenec razvit podobno kot »loferski« facies Severnih apneniških Alp (A. Fischer, 1964), v katerem se ciklično menjavajo trije členi A, B in C. Člen A predstavlja brečo ali konglomerat z rdečim ali zelenim glinastim vezivom. Člen B je iz laminiranega, delno stromatolitnega dolomita (loferita). Člen C je iz kalcilutita in kalkarenita ter vsebuje pogosto lupine megalodontov. Tako je razvit dachsteinski apnenec v obeh rovih. Na površju pa smo zanesljivo ločili le člen C in redkeje B. Brečo je na površju težko opaziti zaradi preperevanja in pogostnih tektonskih premikov. Sliki 6 in 7 prikazujeta brečo in loferit z območja Suhega potoka in Boke.

Po značilnem razvoju dachsteinskega apnenca moremo sklepati, da je nastajal v zelo plitvi vodi. Člen A je značilen za supralitoralno cono, tj. območje, ki je samo občasno poplavljen. Laminirani stromatolitni člen B je značilen za območje plime in oseke, to je litoralno cono. Glavnina apnenca, ki pripada členu C, pa se je usadala pod cono plimovanja, vendar še vedno v plitvi vodi. Tudi glavni dolomit je nastajal v plitvem morju, in sicer po H. Zanklu (1971) povečini v litalni coni.

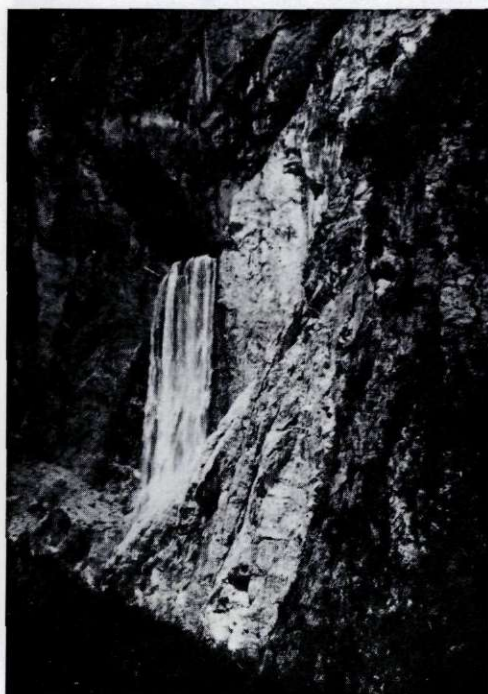
Naštete značilnosti in enakomeren razvoj na obsežnih površinah ter velika debelina apnenca in dolomita kažejo, da je dno morja moralo biti skoraj ravno in se je počasi pogrezalo, kakor je napredovalo usedanje.

Podrobnejši študij paleogeografskega razvoja zgornjetriadnih sedimentov otežuje njihova zamotana tektonika.



Sl. 4. Drežniška planota z grapo Kozjek v ospredju, nariv dachsteinskega apnenca Krna v ozadju

Fig. 4. Drežnica Plateau and Kozjek Gorge in the foreground. In the background Krn Mountain, consisting of Dachstein Limestone thrust over Cretaceous Flysch



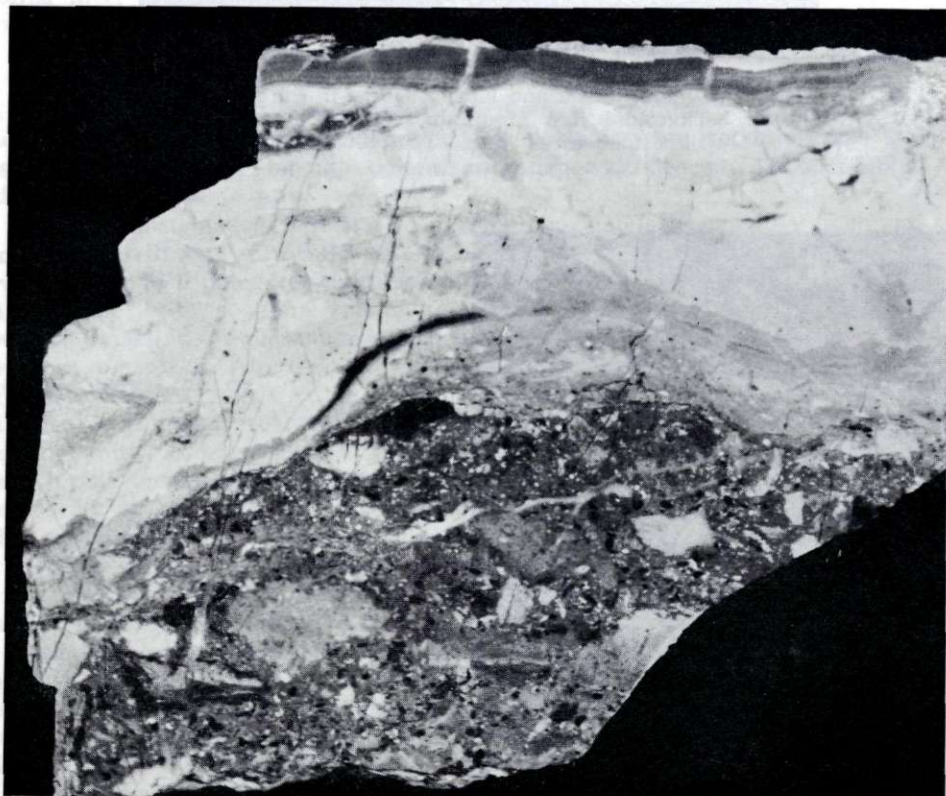
Sl. 5. Slap Boka v zgornjetriadnem apnencu in dolomitu

Fig. 5. Boka Waterfall in Upper Triassic Limestone and Dolomite

Jura

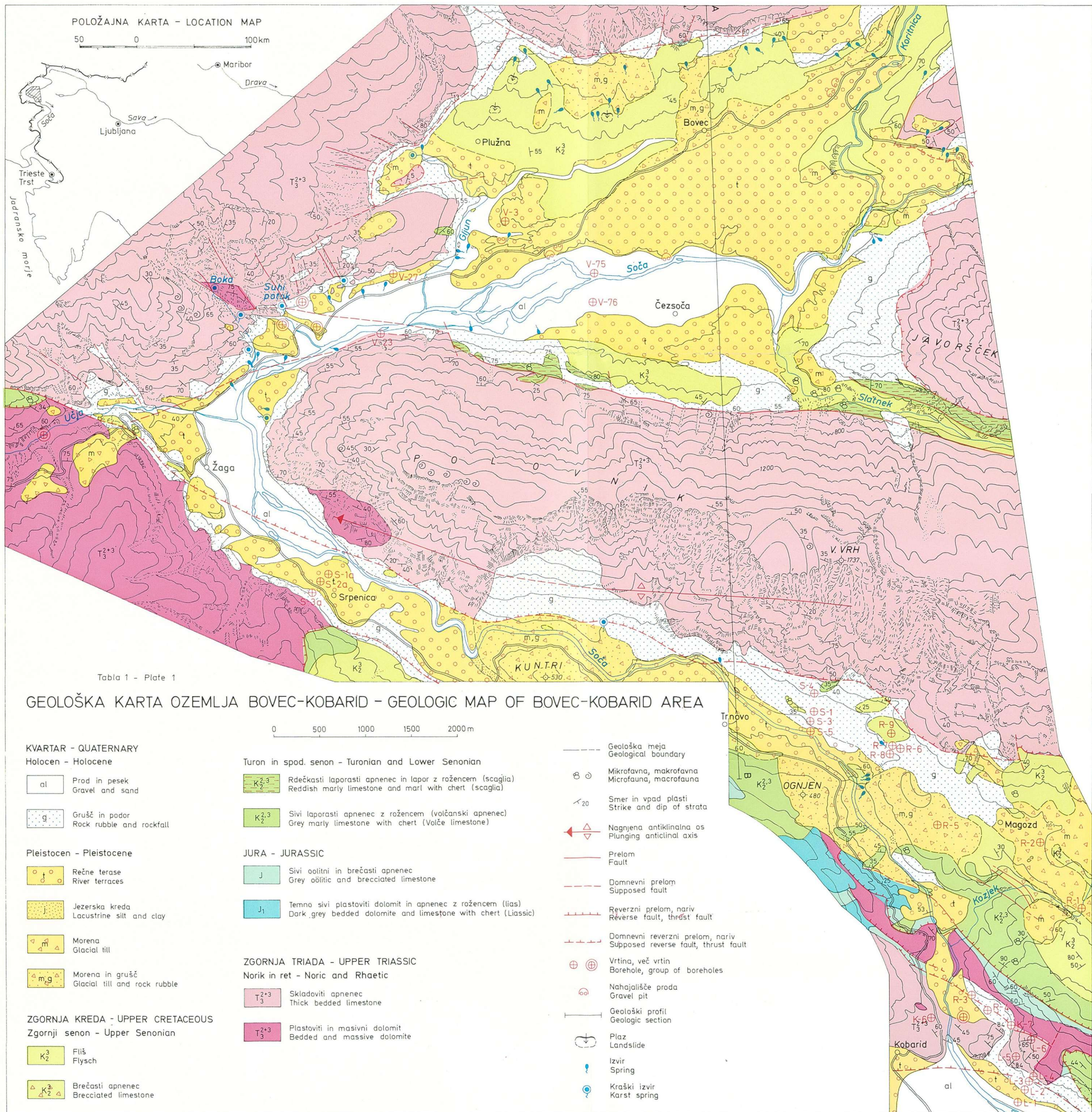
Jurski sedimenti so razkriti na znatno manjšem prostoru. Zaradi neznačilnega razvoja, pomanjkanja fosilov in zamotane tektonike jih je težko določiti. Na podlagi raziskav za projekt HE Gabrje prištevajo S. Buser spodnji juri tudi temno sivi ploščasti dolomit in apnenec z rožencem pri Kobaridu. Nad tem sledi sivi skladoviti apnenec, ki je delno ooliten. Njegova starost ni natančneje določena. Iz bližnje okolice omenja R. Selli (1953) v dolini Bavščice NE od Bovca brahiopode srednjega liasa *Spiriferina aesontina* Selli in *Rhynchonella alberti* Oppel. Srednjeliasne fosile naštevajo tudi z območja severozahodno od Kanina v rdečem brečastem apnencu.

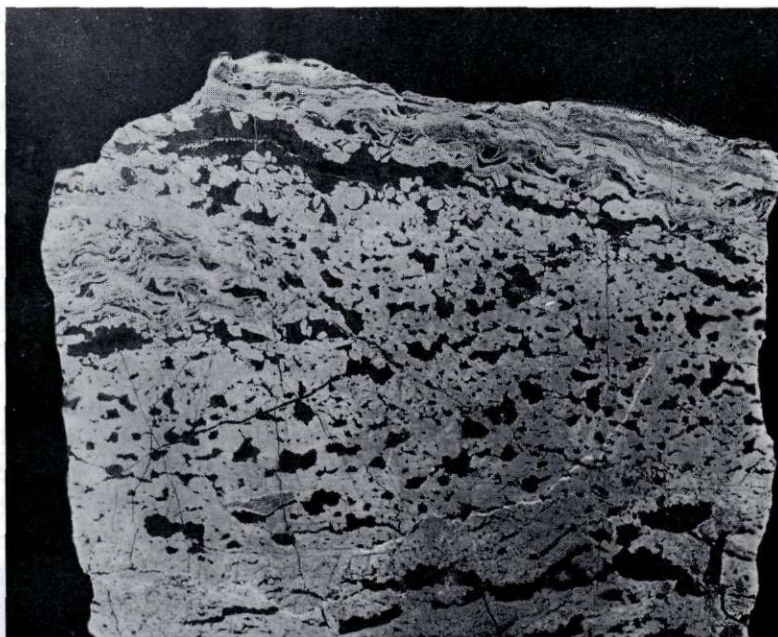
V dolini Koritnice sestoji talnina »scaglie« iz sivega skladovitega apnenca z lapornimi polami in ponekod limonitnimi gomolji. Apnenec je mikriten in intrabiospariten. L. Šribarjeva (B. Ogorelec, 1970) je določila v mikritnem apnencu vrsto *Globigerina helveto-jurassica* Haeussler, ki je značilna



Sl. 6. Dachsteinski apnenec, breča z zelenim glinastim vezivom. Člen A loferskega ciklotema. Rov Suhi potok. Polirana površina. Naravna velikost

Fig. 6. Dachstein Limestone, breccia with a green clayey matrix. Member A of Lofer cyclothem. Gallery Suhi Potok. Polished surface. Natural size





Sl. 7. Dachsteinski apnenec. Člen B loferskega ciklotema s stromatolitnim pasom. Dolomitizirani apnenec (belo), kalcit (črno). Nahajališče Boka. Acetatna folija, negativ. Naravna velikost

Fig. 7. Dachstein Limestone. Member B of Lofer cyclothem with stromatolite. Sparry calcite (dark), dolomitic limestone (white). Occurrence: Boka. Peel, negative print. Natural size



Sl. 8. Intrasparitni apnenec z doggersko mikrofavno. Dolina Koritnice. 35 × povečano

Fig. 8. Intrasparitic limestone with Doggerian microfauna, Koritnica Valley. 35 × enlarged

za dogger. V istih plasteh nastopajo tudi številne Verneuilinidae in Textulariidae (sl. 8, 9).

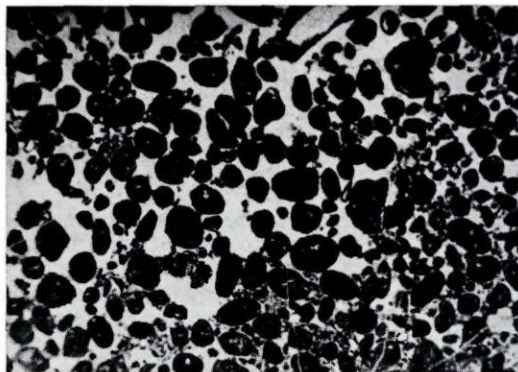
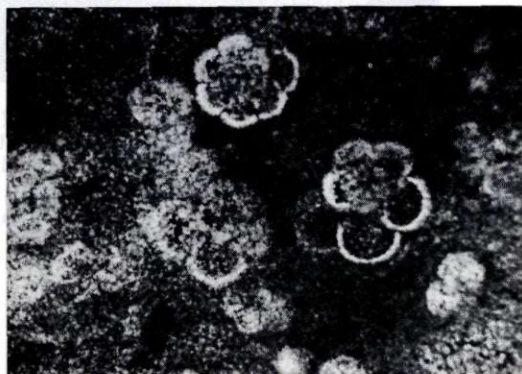
Na severnem pobočju Polovnika nastopa tudi skladoviti oolitni apnenec in laporasti apnenec (sl. 10) z limonitnimi gomolji, velikimi do 5 cm. Verjetno pripada juri. Od mikrofosilov so določene le Verneuilinidae in Textulariidae, značilnih fosilov za juro nismo dobili. Na verjetno jursko starost teh plasti sklepamo po litološki podobnosti s plastmi v dolini Koritnice. Na priloženi geološki karti (tab. 1) so te plasti označene kot dachsteinski apnenec, ker zaenkrat nimamo zanesljivih dokazov o njihovi jurski starosti in bi težko potegnili mejo med temi plastmi in pravim dachsteinskim apnencem. Tudi rožnati apnenec, razkrit v manjšem obsegu severno od Bovca, je verjetno spodnjeljurski.

Kreda

V krednih sedimentih so facialne razlike izrazitejšje kot v starejših usedlinah, kar pripisujemo močnejšim tektonskim deformacijam morskega dna, na katerem so se usedali. Na raziskanem območju delimo kredne sedimente na dve

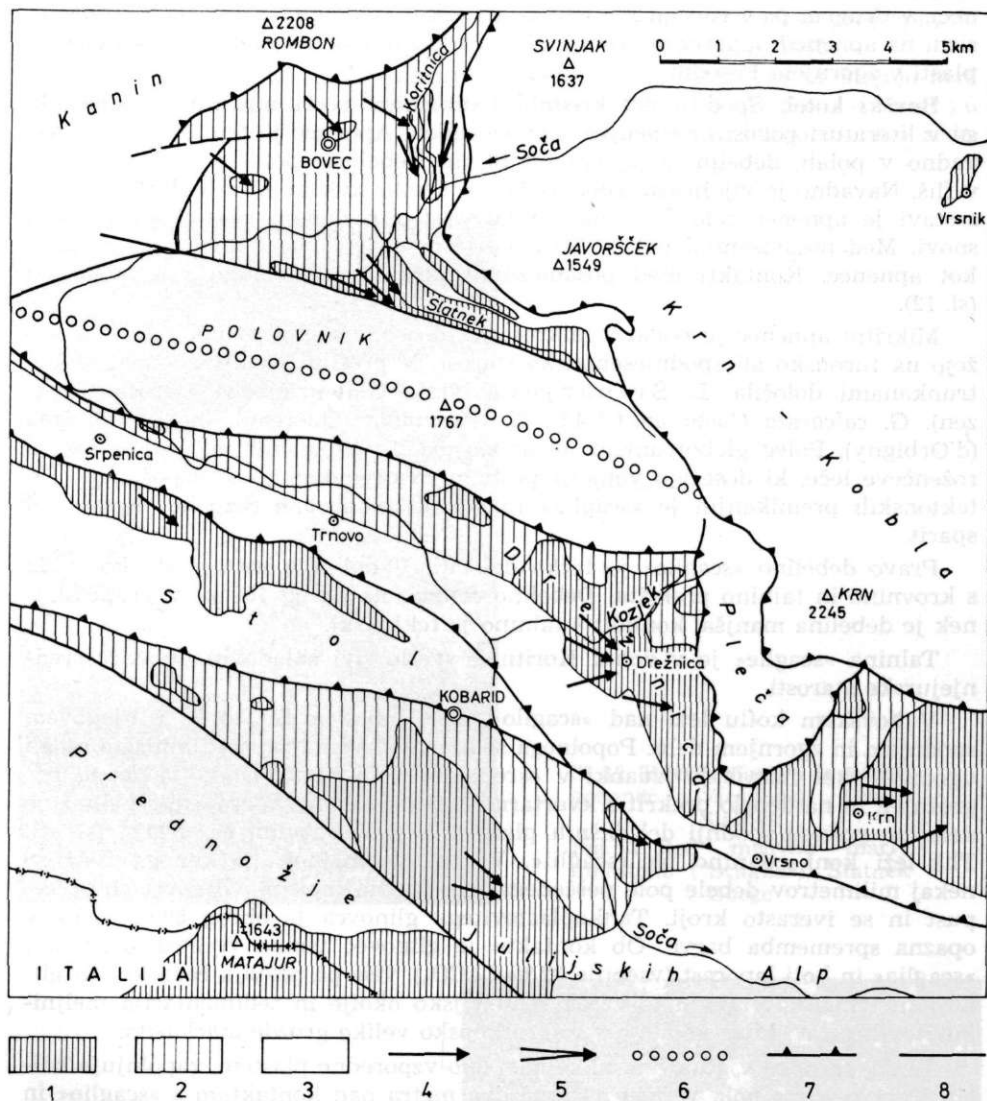
Sl. 9. Mikritni apnenec s foraminifero *Globigerina helveto-jurassica* Haeusler. Dogger. Dolina Koritnice. 100 × povečano

Fig. 9. Micritic limestone with *Globigerina helveto-jurassica* Haeusler. Dogger. Koritnica Valley. 100 × enlarged



Sl. 10. Oolitni apnenec s sparitnim vezivom, jura? Severno pobočje Polovnika. 5 × povečano

Fig. 10. Oolitic limestone with sparite cement, Jurassic? Northern slope of Mt. Polovnik. 5 × enlarged



Sl. 11. Razprostranjenost fliša in tektonske enote na območju med Bovcem in Kobaridom

Fig. 11. Map showing flysch areas and structural units between Bovec and Kobarid

1 Flišne golice, 2 Fliš, prekrit z rečnimi naplavinami in morenami, 3 Zgornjetriadni, jurski in spodnjeosenonski sedimenti, 4 Smer toka med sedimentacijo fliša, 5 Smer toka med sedimentacijo »divjega fliša«, 6 Meja severnega in južnega faciesa krede, 7 Nariv, 8 Prelom

1 Flysch outcrops, 2 Flysch, covered by alluvium and till, 3 Upper Triassic, Jurassic and Lower Senonian sediments, 4 Current direction during flysch sedimentation, 5 Current direction during "Wild Flysch" sedimentation, 6 Limit of the north and south facies of the Cretaceous, 7 Thrust fault, 8 Fault

facialni območji, na okolico Drežnice in bovški kotel (sl. 11). V prvem se pričnajo kredni skladi s tankoplastovitim apnencem z roženci (volčanski apnenec), v drugem pa z rdečim mikritnim apnencem (»scaglia«). Na obeh območjih sledi na apnencih lapornato peščeni fliš. Z njim se konča sedimentacija morskih plasti v zgornjem Posočju.

Bovški kotel. Spodnji del krednih sedimentov tvori mikritni apnenec, ki ga v literaturi pogosto označujejo kot »scaglio«. Apnenec je tankoplastovit, navadno v polah, debelih nekaj cm do 10 cm. Debelejše pole so le na prehodu v fliš. Navadno je vijoličasto rdeč, redko je svetlo sivkast ali zelenkasto siv. Po sestavi je apnenec zelo fino zrnat in laporast z različnim odstotkom glinaste snovi. Med posameznimi polami so nekaj mm debele plasti gline enake barve kot apnenec. Kontakti med posameznimi polami so navadno rahlo valoviti (sl. 12).

Mikritni apnenec je bogat z mikrofosili, posebno z globotrunkanami, ki kažejo na turonsko ali spodnjeseonsko starost. V profilu Slatnek je med globotrunkanami določila L. Šribarjeva vrste *Globotruncana elevata* (Brotzen), *G. calcarata* Cushman (sl. 13), *G. tricarinata* (Quereau), in *G. linneiana* (d'Orbigny). Poleg globotruncan je mnogo drugih pelagičnih oblik. Pogoste so roženčeve leče, ki dosežejo velikost pesti in so neenakomerno razporejene. Pri tektonskih premikanjih je »scaglia« razpokala in drobne razpoke je zapolnil sparit.

Pravo debelino »scaglie« je težko določiti. V dolini Koritnice sta kontakta s krovino in talnino prekrita. Debelino cenimo na okrog 150 m. V grapi Slatnek je debelina manjša, kontakt s talnino je tektonski.

Talnina »scaglie« je v dolini Koritnice svetlo sivi skladoviti apnenec srednjejurske starosti.

V bovškem kotlu leži nad »scaglio« fliš. Dobri profili so le v njegovem spodnjem in zgornjem delu. Popolnega sedimentološkega zaporedja nismo mogli ugotoviti, ker manjkajo izdanki v osrednjem delu bovškega kotla, ki je pogreznen in na debelo prekrit s kvartarnimi naplavinami. V grapi Slatneka smo detajlno posneli spodnji del flišnih plasti v skupni debelini čez 500 m (sl. 14). Fliš leži konkordantno na »scaglii«. V bazi normalnega peščenega fliša so nekaj milimetrov debele pole peščenega glinovca in laporja. Glinovec je precej pust in se iverasto kroji. Tankoplastovitega glinovca je okrog 60 m. Zelo je opazna sprememba barve. Ob kontaktu je glinovec temno vijoličasto siv kot »scaglia« in bolj laporast (vsebuje 32 % CaCO_3), više pa postaja čedalje bolj glinast in temno siv. Temu je vzrok redukcijsko okolje in sedimentacija meljnokovitovih gelov, ki se kopičijo v mikroskopsko velike grozde markazita.

Tanke razpoke v glinovcu, ki so navadno vzporedne plastem, zapolnjuje kalcit. Prva peščena pola v flišu nastopa dva metra nad kontaktom s »scaglio« in je debela 2 cm. Peščenjak je zelo drobnozrnat in je po sestavi poldroba. Enakomerno velika in izometrična zrna so srednje zaobljena. Med seboj se delno dotikajo. Sestava peščenjaka je naslednja: kremen 30 %, litoidni fragmenti 30 % (roženec, apnenec, skrilavec), kalcit do 20 %, klorit 1 do 2 %. Ostalo pripada glinenemu vezivu (sl. 15). Ta tip peščenjaka je značilen za vse peščene plasti bovškega fliša. Enak peščenjak je tudi ob Gljunu (sl. 16) in v dolini Koritnice. Spreminjata se le velikost zrn in količina karbonatov. Peščene pole v višjih delih fliša so debelejše.

Prve debelejšje pole peščenjaka se v Slatneku pojavijo po 60 m laporastega in glinastega skrilačca. Pole so debele do 20 cm in močno izstopajo iz mehkejšega skrilačca. Peščenjak ima enako sestavo in karakteristiko kot prej opisani. Sedimentološko pripada intervalom T_{d-e} (po A. H. Boumi, 1962).

V eni od plasti smo na dveh krajih zasledili helminthoide, ki jih štejejo med najbolj razširjene sledi bentonskih organizmov v flišu. Po A. Seilacherju (1959), je ta hieroglif karakterističen za bolj distalno in globljo morsko sedi-

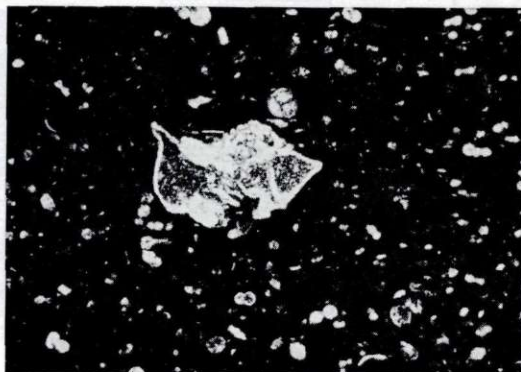


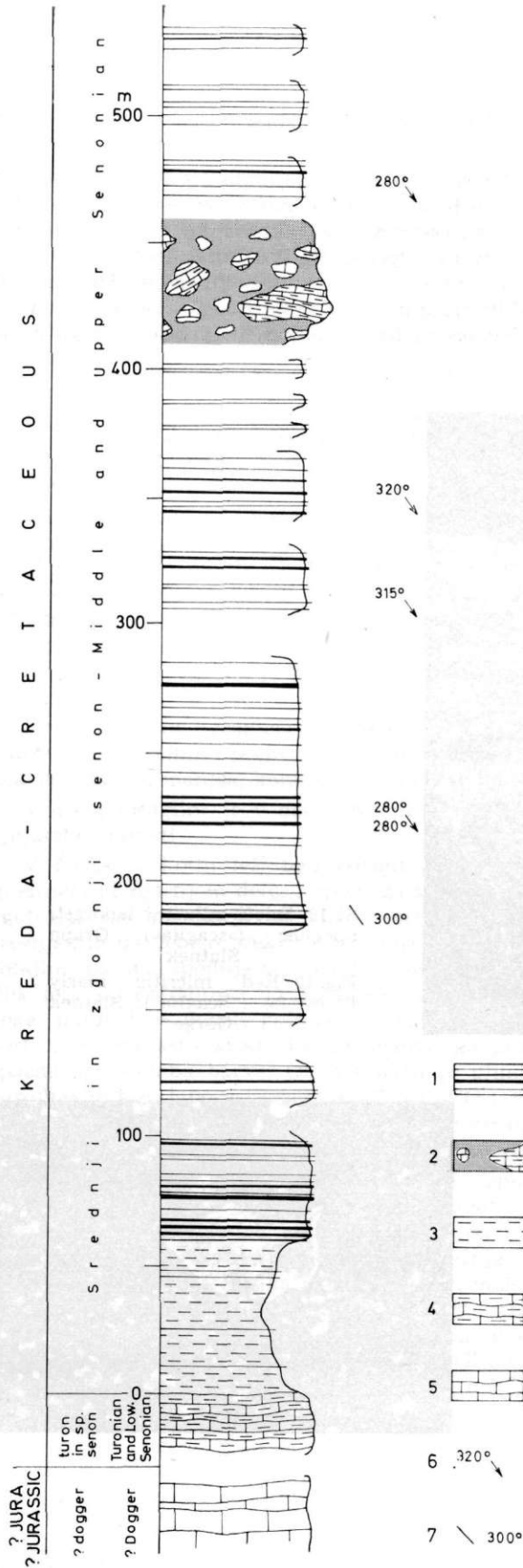
Sl. 12. Rdeči mikritni laporasti apnenec (»scaglia«) Grapa Slatnek

Fig. 12. Red micritic marly limestone (»Scaglia»). Slatnek Gorge

Sl. 13. *Globotruncana calcarata* Cushman v mikritnem apnencu (»scaglia«), kampanij. Grapa Slatnek. 35 × povečano

Fig. 13. *Globotruncana calcarata* Cushman in micritic limestone (»Scaglia»), Campanian. Slatnek Gorge. 35 × enlarged



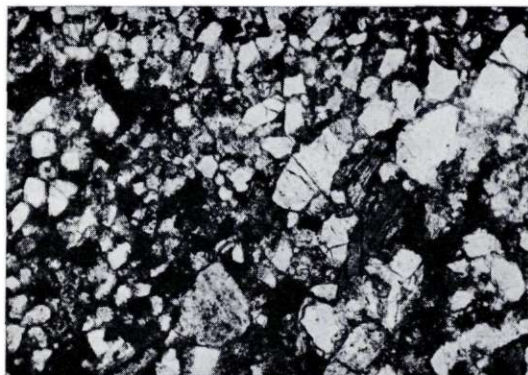


Sl. 14. Profil fliša v Bovški kotlini, soteska Slatnek

Fig. 14. Flysch section of the Bovec Basin, Slatnek Gorge

1 Fliš s karakteristikami distalnega razvoja, 2 Olistostroma, 3 Peščeni glinovci in lapor, s tankimi peščenami polami, 4 Tankoploščasti rdeči apnenec in laporasti apnenec z roženčevimi lečami (»scaglia«), 5 Debeloskladoviti sivi apnenec, 6 Smer tokovnic, 7 Smer brazd

1 Flysch with characteristics of distal deposits, 2 Olistostrome, 3 Sandy argillite and marl, with thin sandstone beds, 4 Thin-bedded red limestone and marly limestone with chert lenses (»Scaglia«), 5 Thick-bedded grey limestone, 6 Direction of flute casts, 7 Direction of groove casts



Sl. 15. Flišni peščenjak s postopno zrnastostjo. Soteska Slatnek. 35 × povečano

Fig. 15. Flysch sandstone displaying graded bedding. Slatnek Gorge. 35 × enlarged



Sl. 16. Tankoplastoviti fliš ob Gljunu

Fig. 16. Thin bedded flysch at the Gljun Brook



Sl. 17. Interval valovite laminacije v flišni turbiditni sekvenci. Soteska Slatnek. 3 × povečano

Fig. 17. Interval of current ripple lamination in flysch turbidite sequence. Slatnek Gorge. 3 × enlarged

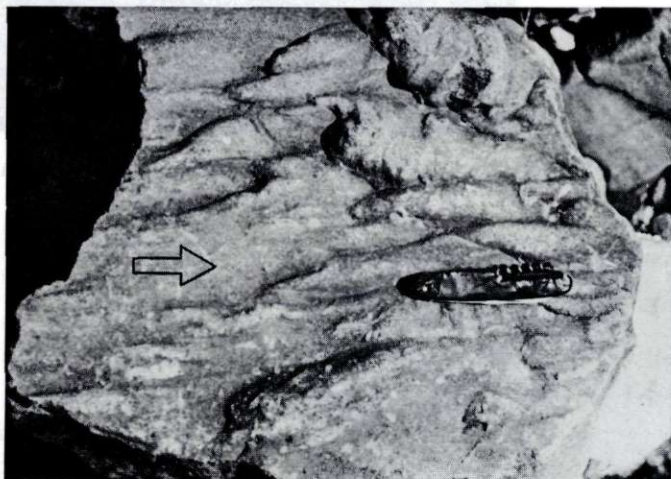
mentacijo. Po prvih peščenih plasteh kaže fliš bolj monoton peščen razvoj. V plasteh prevladujejo zgornji intervali turbiditnega zaporedja (T_{d-e}). Pogosto je lepo viden interval valovite laminacije (sl. 17). Interval T_c je redek, medtem ko gradacijski interval T_a in spodnji laminarni interval T_b manjkata.

Fliš je včasih rahlo zguban, posamezni odseki profila pa so prekriti. Tokovnice (flute casts, sl. 18), brazde (groove casts) in druge mehanske teksture turbiditov so sicer redke, vse pa kažejo na transport materiala s severozahoda.

Zanimiva je olistostroma pri mostu čez Slatnek, debela okrog 30 m. Tu »plavajo« v glinasti in drobno peščeni osnovi redki slabo zaobljeni bloki. Prevladujejo bloki rdeče »scaglie«, blokov mezozojskih apnencev je manj. Bloki so različno veliki, od velikosti pesti do več m^3 . Olistostroma je nastala tako, da so se bloki apnenca plazili pod vodo z boka bazena (v tem primeru z juga), in se pomešali med glinasto in drobnopješeno osnovo. Olistostroma kaže na močna tektonska dogajanja med sedimentacijo fliša. V njeni krovlini sledi zopet tankoplastoviti fliš.

Profil fliša v dolini Koritnice nam kaže lastnosti fliša v severnem delu bovškega kotla, a je slabše razgaljen kot profil v grapi Slatnek. To velja predvsem za spodnji del. Zato je tudi težje določiti njegovo pravo debelino. Cenimo, da je okrog 500 metrov tankoplastovitega fliša z enakimi karakteristikami kot v Slatneku.

Že pri prejšnjih kartiranjih so posebno pozornost vzbujale debele konglomeratne plasti pri mostu čez Koritnico pred vasjo Kal. Označili so jih za »divji fliš« (A. Winkler, 1920), ker naj bi imel iste značilnosti kot podoben fliš v Švici. Značilnosti fliša v dolini Koritnice se spreminjajo od globokomorskih v spodnjem delu (glinovec in tankoplastoviti fliš) do plitvomorskih, ki ga predstavlja »divji fliš«, tj. odražajo razvoj iz distalnega k proksimalnemu flišnemu



Sl. 18. Plast fliša s tokovnicami. Gljun. Puščica kaže smer transporta

Fig. 18. Flute casts in flysch sandstone. Gljun Valley. Arrow indicates current direction



Sl. 19. »Divji fliš« pri mostu čez Koritnico

Fig. 19. "Wild Flysch" at the bridge on the Koritnica River



Sl. 20. Konglomeratna plast »divjega fliša« pri mostu čez Koritnico

Fig. 20. Conglomerate bed in the "Wild Flysch" at the bridge on the Koritnica River

faciesu. Prehod je postopen. Peščene plasti postajajo više čedalje debelejšje, bolj grobozrnate, pojavljata se tudi gradacijski in laminarni interval T_{a-b} . Prve tanjše plasti drobnega konglomerata nastopijo 400 m severno od mostu. Prodniki dosežejo tu velikost oreha. Pri mostu čez Koritnico (sl. 19 in 20) so posamezne plasti debele nekaj cm do enega metra. Prodniki so različno veliki, navadno 2 do 10 cm, največ pa 20 cm v premeru. V dveh plasteh smo šteli prodnike. Njihovo petrografsko sestavo podajamo v tabeli 1. Vidimo, da je tretjina prodnikov iz drobnozrnatega flišnega peščenjaka. To so veliki in največji prodniki. Drugo tretjino tvori svetlejši mezozojski apnenec. Dokaj močno je zastopana tudi »scaglia«, roženec pa je pogosten med drobnimi prodniki. Kamenine, ki sestavljajo prodnike, najdemo ob robu flišnega bazena, oziroma v talnini fliša. To tudi govori za sorazmerno kratek in bolj lokalni transport materiala: tokovnice v »divjem flišu« pa kažejo na transport s severa. Obremenitvene vzbokline (load casts) in pomanjkanje glinene komponente kažejo na hitro sedimentacijo v obliki fluksoturbiditov. To je kombinacija podvodnega plazenja s turbiditom, kjer se drže prodniki in peščena zrna dokaj skupaj, glina pa zaostaja in se v suspenziji odnaša v distalni del bazena. Pogoj za tako sedimentacijo je strmo dno. Vlogo glinastega veziva prevzame tu grob in drobnejši pesek, laporja in gline pa je zelo malo. Z »divjim flišem« se je končala sedimentacija na bovškem območju.

Tabela 1
Petrografska sestava prodnikov v »divjem flišu« Koritnice

	Mezozojski apnenec (večinoma jurski)	»Scaglia«	»Scaglia« z rožencem	Roženec	Fliš (drobnozrnata poldroba)	Magmatska kamenina (porfirit)	Ostalo (nedoločljiv apnenec in dolomit)	Skupaj
Število preiskanih prodnikov iz 1. plasti	37	9	5	3	28	2	6	90
Število preiskanih prodnikov iz 2. plasti	27	12	4	4	25	—	8	80
Skupaj	64	21	9	7	53	2	14	170
v %	37		22		32	1	8	100

Flišne golice nad Bovcem in pri Gljunu kažejo normalen razvoj fliša, kakršnega dobimo v talnini »divjega« fliša. Petrografska sestava peščenjaka in glinovca je ekvivalentna vzorcem iz doline Koritnice in grape Slatnek. Tokovnice kažejo tudi tu transport s severozahoda. Zaradi bližine naravnega kontakta pod Rombonom je fliš v grapah nad Bovcem zguban in delno razpokan. Sam narivni rob je prekrit z moreno.

Čeprav je mikrofavna v pelagičnih glinenih intervalih v bovškem flišu številna, so foraminifere slabo ohranjene. Povečini so prekristaljene in se jim da določiti le rod. Globotrunkane kažejo na zgornjesenonsko starost fliša. Poleg njih so še foraminifere rodov *Lenticulina*, *Cibicides*, *Bathysiphon* in spikule spongij.

Fliš in »scaglia« pri Vrsniku, vzhodno od bovškega kotla, sta le vzhodni ostanek nekdanj enotne bovške flišne kadunje. »Scaglia« je tu zelo zgubana in razpokana ter v tektonskem stiku z dachsteinskim apnenecem. Na sestavo fliša moremo sklepati le po kosih flišnega peščenjaka med preperino. Ti so enaki kot na Bovškem. Peščenjak je drobnozrnata poldroba. Tudi analiza težkih mineralov kaže podobno mineralno sestavo kot v Slatneku in Koritnici. Svetli apnenec ob kontaktu s »scaglio«, ki je na kartah označen kot dachsteinski, je mikroskopsko podoben apnencu s severne strani Polovnika. To je drobnozrnati oolitni apnenec s sparitnim cementom brez fosilov.

Okolica Drežnice. Stratigrafski ekvivalent »scaglie« predstavlja na območju Drežnice volčanski apnenec. Ime je uvedel Stur (1858) po kraju Volče pri Tolminu (sl. 21). F. Kossmat (1914) ga opisuje kot ploščasti laporasti apnenec z lečami roženca in ga uvršča v spodnjo kredo. Z O. Marinellijem ga imata za ekvivalent »biancone« Južne Tirolske in Beneške. Med geološkim kartiranjem za projekt HE Trnovo je K. Grad opazil, da kaže volčanski apnenec pogosto gradacijsko zrnavost in ritmično zgradbo. Podrobno smo preiskali mikroprofil v debelini 4 m v zgornjem delu tega apnenca ob cesti med Kobaridom in Drežnico z namenom, da bi ugotovili njegove sedimentološke karakteristike in nastanek (sl. 22, 23).

Volčanski apnenec, kakršen je pri Drežnici, imamo lahko za fliš v apnenem razvoju. Razumljivo je, da so zaradi apnenega materiala posamezne flišne značilnosti slabše izražene ali sploh manjkajo (npr. tokovnice, hieroglifi), pogosto so pa lepo vidni interval postopne zrnavosti, interval valovite laminacije in pelitni interval (sl. 24). Posamezne pole volčanskega apnenca so debele največ 40 cm, navadno pa 5 do 10 cm. Loči jih zelo tanka, največ nekaj mm debela laporna plast.

Spodnji interval je gradacijski in sestoji iz drobnih slabo zaobljenih kosov mikritnega apnenca z mikrofavno (sl. 25). Vezivo je mikritno in sparitno. Srednji interval ni posebno pogosten. Kaže tokovno, pogosto tudi valovito laminacijo, ki je opazna le v debelejšem preparatu. Oba intervala sta značilna za sedimentacijo iz turbiditnih tokov, ki so prenašali apneni material z bokov bazena, kjer se je že konsolidirani apnenec erodiral. V zgornjem intervalu (sl. 26) je zelo drobnozrnati mikritni apnenec, ki vsebuje bogato pelagično foraminiferno mikrofavno (globotrunkane, globigerine, redkeje gümbeline in miliolide). Med globotrunkanami sta najbolj pogostni *Globotruncana linneiana* d'Orbigny in *Globotruncana coronata* Bolli (determinirala L. Šribarjeva), ki kažeta na spodnje senonsko starost volčanskega apnenca. Ta apnenec je nastajal z direktno sedimentacijo v pelagičnem območju. Medtem ko je prehod med posameznimi intervali postopen, je meja dveh sekvenc zelo ostra. Apnenec je siv do zelenkasto siv, le redko ima podoben rdečkast odtенок kot »scaglia«.

Roženec nastopa v tanjših lečah in gomoljih. Nahaja se v vsakem intervalu, najpogostnejši pa je na prehodu gradacijskega intervala v laminarnega (sl. 27). Pri Drežnici je volčanski apnenec narinjen na jurske in triadne apnenec. Ker manjkajo bazalne plasti, je težko ugotoviti njegovo pravo debelino.

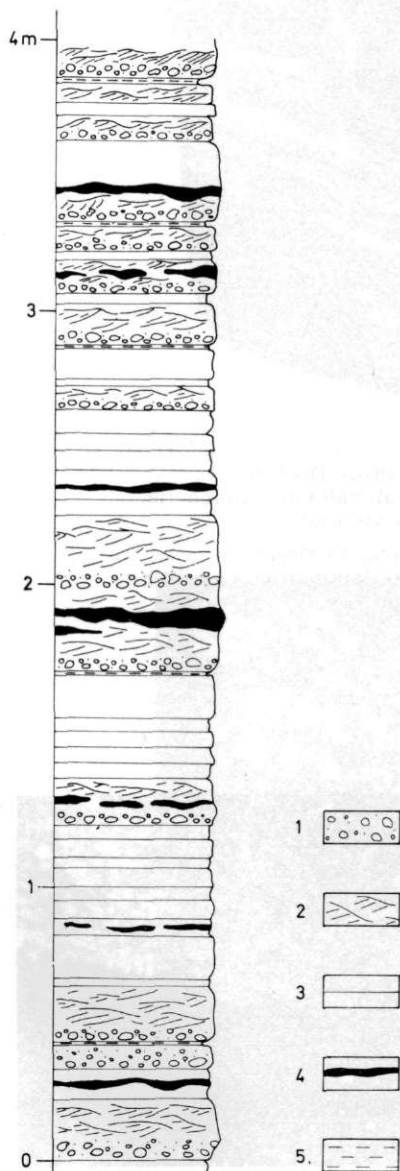


Sl. 21. Naguban volčanski apnenec ob cesti proti Tolminu
Fig. 21. Folded Volče Limestone, road to Tolmin



Sl. 22. Volčanski apnenec ob cesti proti Drežnici
Fig. 22. Volče Limestone, road to Drežnica

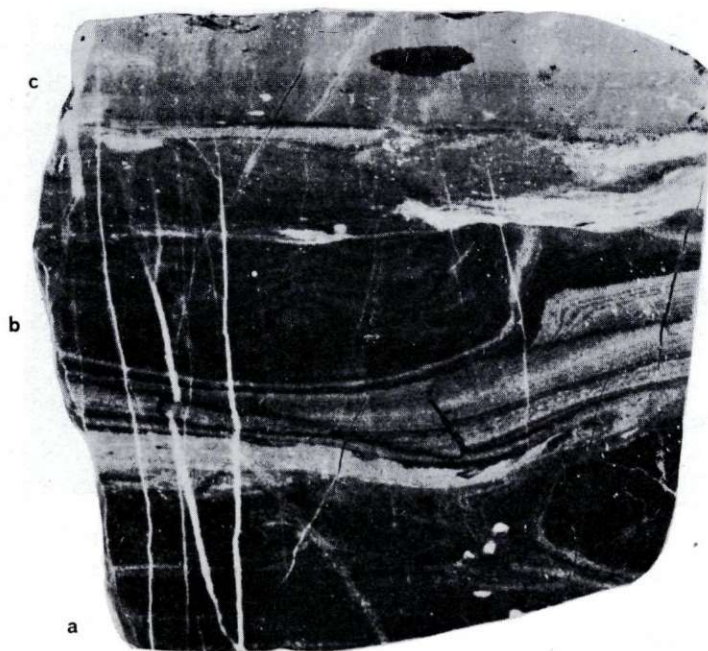
Fliš v okolici Drežnice se razlikuje od bovškega. Predvsem so zanj značilne tudi po več deset metrov debele plasti breče med normalnim peščenim flišem ter apneni peščenjak, kakršnega v bovškem flišu ne najdemo. Fliš drežniškega območja je najbolj razgaljen v grapi Kozjek ter v grapah okrog Drežnice in Raven. V Kozjeku je bil posnet profil, ki ga kaže sl. 28. Okrog Vrsnega, vasi Krn, pri Srpenici in drugod so le posamezne flišne golice. Južno od tega območja je pri Livku ob cesti razgaljen čez 100 metrov dolg profil, toda spodnji



Sl. 23. Detajlni profil volčanskega apnenca pri Drežnici

Fig. 23. Detailed section of Volče Limestone at Drežnica

1 Interval postopne zrnivosti, 2 Interval valovite laminacije, 3 Peliti interval s foraminiferami, 4 Leče roženca, 5 Laporasti skrilavec.
1 Graded interval, 2 Interval of current ripple lamination, 3 Pelitic interval with foraminifers, 4 Chert lenses, 5 Marly shale.

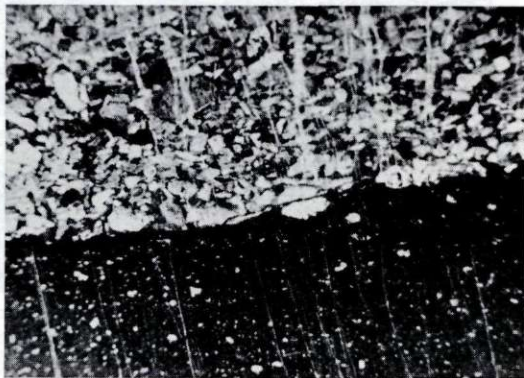


Sl. 24. Volčanski apnenec, cesta proti Drežnici
a) interval postopne zrnivosti, b) interval valovite laminacije,
c) pelitni interval. Naravna velikost

Fig. 24. Volče Limestone, on the road to Drežnica
a) graded interval, b) interval of convolute lamination, c) pelitic
interval. Natural size

Sl. 25. Kontakt med intervalom postopne zrnivosti in pelagičnim intervalom volčanskega apnenca. Cesta proti Drežnici. 35 × povečano

Fig. 25. Volče Limestone, contact between graded and pelagic intervals. Road to Drežnica. 35 × enlarged

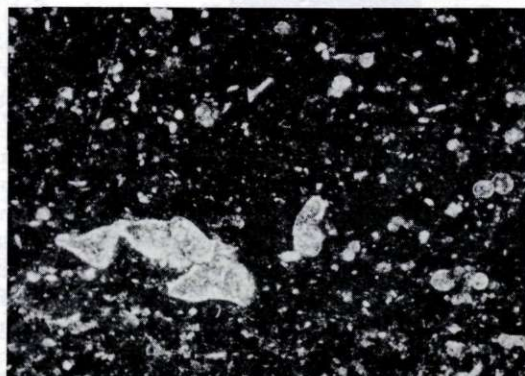


del fliša tu ni viden. Profil v Kozjeku tudi ni najbolj primeren za ugotavljanje stratigrafskega profila, ker se zaradi luskaste zgradbe posamezne plasti večkrat ponavljajo.

V grapi Kozjek sledi na volčanskem apnencu konkordantno fliš. V bazi fliša je skladoviti zelo drobnozrnati apneni peščenjak, debel 15 m. Posamezne pole so debele do 50 cm in kažejo tanko laminacijo. Peščenjak sestoji iz srednje zaobljenih zrn sivoga, delno prekristaljenega apnenca. Vezivo je glineno, delno mikritno. Poleg zrn apnenca vsebuje peščenjak še kremenova zrna (okrog 10 %) in gele sedimentnega sulfida. Apneni peščenjak prehaja nato v sivi glinovec, debel nekaj metrov in nato sledi pravi tankoplastoviti fliš. Ta je temno siv in

Sl. 26. Zgornji interval volčanskega apnenca. Mikritni apnenec s pelagično mikrofavno. Cesta proti Drežnici. 35 × povečano

Fig. 26. Upper interval of Volče Limestone. Micritic limestone with pelagic microfauna. Road to Drežnica. 35 × enlarged



Sl. 27. Roženčeve leče v volčanskem apnencu. Grapa pri Magozdu

Fig. 27. Chert lenses in Volče Limestone. Ravine at Magozd

ima 20 do 30 % peščenih pol, debelih po nekaj cm, z intervali T_{c-e} . Ostalo pripada glinovcu, ki vsebuje okrog 5 % karbonata. Peščene pole imajo enako sestavo in karakteristike kot na Bovškem in nedvomno kažejo na isti izvor. V tem flišu so do 1 m debele pole grobozrnatega apnenega peščenjaka in drobne breče z jasno plastovitostjo. Zelo slabo zaobljena podolgovata zrna se med seboj dotikajo. Glinenemu vezivu pripada le nekaj odstotkov. Med zrni prevladuje volčanski apnenec, ostanek pripada sparitu, kremen pa je le v sledovih. Tak peščenjak in breča sta bolj pogostna v spodnjem delu fliša. V profilu pri Livku je apnena breča še lepše razvita. Zrna dosežejo tu velikost enega centimetra. Zrna apnenca sestoje iz lupin školjk ter iz peletnega, organskega, mikritnega in sparitnega apnenca. Fosili so pogostni (miliolide, deli rudistov, mahovnjaki, tekstularije) in kažejo na jursko in kredno starost apnenih zrn.

Opisani grobozrnati peščenjak in brečo najdemo le v okolici Drežnice in pri Kobaridu. Dejstvo, da ne dobimo enakih kamenin na Bovškem, nam tudi kaže na delitev sedimentacijskega bazena v severni (bovški) in južni (drežniški) del s podvodnim pragom v smeri Polovnika. Za razliko od normalnega, bolj kremenovega peščenjaka (poldrobe), ki se je transportiral od severozahoda, sta bila apneni peščenjak in breča odložena v bazen z boka, slabo zaobljena zrna pa kažejo na sorazmerno kratek transport. Edina možna smer transporta te breče in peščenjaka je z juga, ker volčanskega apnenca severno od Polovnika ni.

Že F. Kossmat je bil pozoren na plasti in večje komplekse breče med tankoplastovitim flišem na Kobariškem, lepo vidne v grapah nad Drežnico, v okolici Raven, pri vasi Krn, ob cesti na Livek in drugod. Poleg breče je ponekod tudi konglomerat z obilnim glineno-lapornim vezivom. Te plasti breč in konglomerata soolistostrome, nastale očitno s podvodnim plazenjem. Takšne olistostrome dosežejo na Kobariškem in pri Drežnici debelino največ 60 m, navadno pa so debele do 10 m. Bloki in prodniki olistostrom sestoje skoraj izključno iz apnencev, ki jih najdemo v okolici. Prevladuje volčanski apnenec, pogostni so tudi razni mezozojski apnenci (isti kot v grobozrnatih peščenjakih). Bloki dosežejo velikost 1 m, navadno pa so manjši (velikost pesti).

V nekaterih olistostromah je zanimivo vezivo, ki spominja na »scaglio« bovskega kotla. Navadno je to vijoličasto rdeč, redko temno siv gost glinasti lapor (vsebuje 23 % $CaCO_3$), ki je precej trd in se iverasto kroji. Vmes so tudi foraminifere, predvsem globotrunkane. V grapi nad Drežnico je med tankoplastovitim »peščenim« flišem čez 10 m debel kompleks take »scaglii« podobne kamenine. V njej ni nobenih prodnikov ali blokov in kamenina ne pripada olistostromam. Leče roženca njeno podobnost s »scaglio« še povečujejo.

Pravo debelino fliša je v okolici Drežnice težko oceniti, zdi pa se, da je manjša kot v bovskega kotlu. Tudi del drežniške planote je sinklinala, katere južno krilo je v normalnem položaju, severno krilo pa je strmo in prevrnjeno pod naravnim robom Polovnika. Os sinklinale poteka vzporedno s Polovnikom. Najmlajši del flišne formacije je zguban in povečini prekrit. Ni debelejši od 200 m. Foraminifere kažejo na zgornjesenonsko starost tega dela fliša.

Sl. 28. Fliš drežniškega pasu

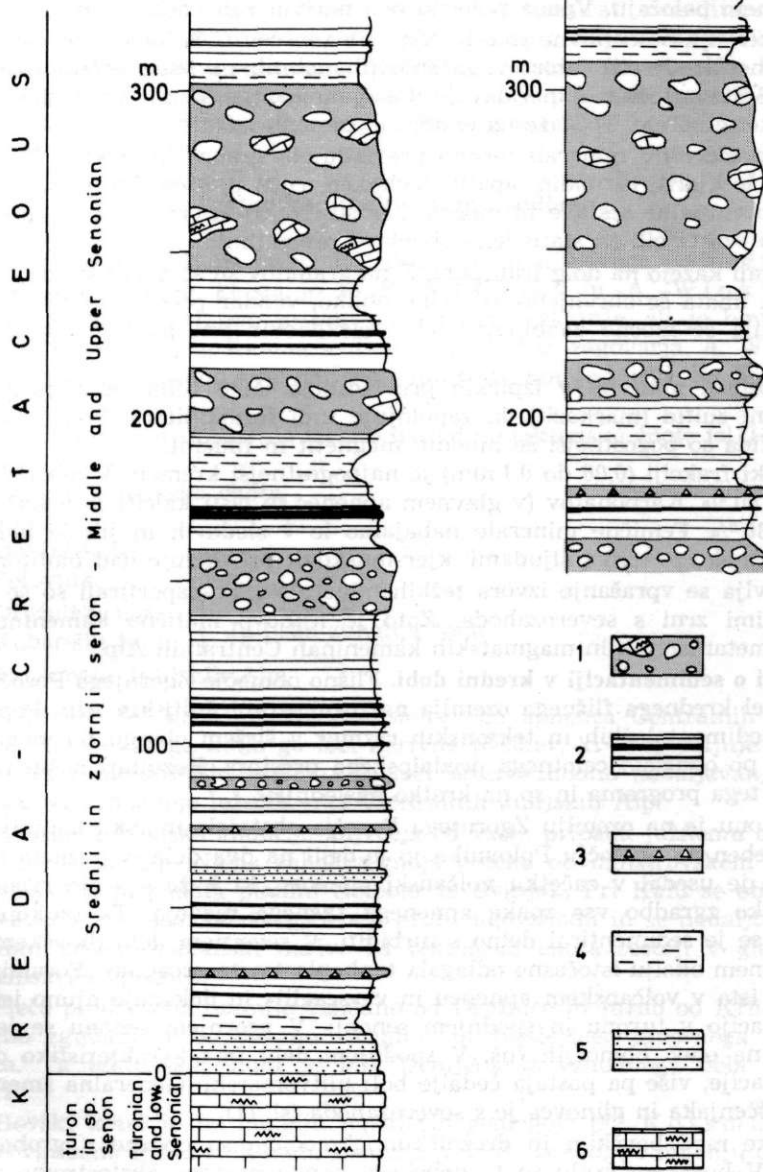
Fig. 28. Flysch of the Drežnica Zone

1 Olistostroma, 2 Fliš s karakteristikami distalnega razvoja, 3 Debelejše plasti apnene breče, 4 Plastoviti glinovci, 5 Drobnozrnati apnenčev peščenjak in breča, 6 Volčanski apnenec.

1 Olistostrome, 2 Flysch displaying characteristics of distal deposits, 3 Thick beds of calcareous breccia, 4 Bedded argillite, 5 Fine grained calcareous sandstone and breccia, 6 Volče Limestone.

Soteska Kozjek
Kozjek Gorge

Drežnica
Drežnica Village



Po naših opazovanjih je debelina »peščenega« fliša v grapi Kozjek od baze do horizontov pri Ravnah okrog 350 m, tako da je skupna debelina okrog 500 m. Pri Drežnici vpada fliš blago proti severu, ponekod pa leži skoraj vodoravno. Pri narivanju Polovnika s severa je prišlo tudi do manjših narivov v samem flišu. To opazimo v grapi Kozjek med Drežnico in Jezercami, kjer je ista, kakih 10 m debela plast breče dvakrat luskasto narinjena na glinasto flišne pole.

Pod Krnom je fliš v peščenem razvoju debeljši kot pri Drežnici in ni v inverznem položaju. Vpada položno pod narivni rob dachsteinskega apnenca.

Po izpiranju mikrofavne smo iz glinastih vzorcev fliša ločili z bromoformom težke minerale desetih vzorcev, ki smo jih nabrali na vseh večjih flišnih območjih. Sestava težkih mineralov je dokaj monotona, skoraj vsi izpirki vsebujejo enake minerale. To kaže na enoten izvor sedimenta.

Med prozornimi minerali močno prevladujeta granat in cirkon. Poleg tega najdemo še klorit, turmalin, apatit, levkoxen, rutil in sfen. Štetje zrn in določanje procentualne sestave ni možno, ker so izpirki siromašni s težkimi minerali in so vzorci bili za statistično obdelavo premajhni.

Minerali kažejo na dolg transport. Zrna granatov so še dokaj sveža, turmalin in cirkon imata še ohranjeno kristalno obliko, vendar precej zaobljene robove. Zrna rutila so močno zaobljena, nekaj cirkonovih zrn pa je popolnoma zaobljenih.

Neprozorni minerali v izpirkih prevladujejo. Med njimi je najpogostnejši sedimentni sulfid (markazit), ki zapolnjuje tudi foraminifere. Poleg sedimentnega sulfida so pogostnejši še limonit, magnetit in ilmenit.

V lahki frakciji (0,06 do 0,1 mm) je najpogostnejši kremen. V nekaj izpirkih ga je do 90 %. Karbonatov (v glavnem apnenec in čisti kalcit) je nekaj odstotkov do 30 %. Femične minerale nahajamo le v sledovih in jih je nekaj odstotkov. Enako je tudi s sljudami, kjer muskovit prevladuje nad biotitom.

Postavlja se vprašanje izvora težkih mineralov. Transportirali so se skupaj s peščenimi zrni s severozahoda. Zato je njihovo matično kamenino treba iskati v metamorfnih in magmatskih kameninah Centralnih Alp.

Sklepi o sedimentaciji v kredni dobi. Flišno območje Zgornjega Posočja je le manjši del krednega flišnega ozemlja na južni strani Julijskih Alp. Popolnejšo podobo sedimentoloških in tektonskih razmer v širšem obsegu bo mogoče podati šele po obdelavi celotnega predalpskega prostora. Rezultati naših raziskav so le del tega programa in so na kratko naslednji:

V senonu je na ozemlju Zgornjega Posočja obstajala morska kadunja. Podvodni greben na območju Polovnika jo je delil na dva dela. V južnem (drežniškem) se je usedal v začetku volčanski apnenec, ki kaže s svojo ritmično in gradacijsko zgradbo vse znake apnenega flišnega razvoja. Ta tankoploščasti apnenec se je sedimentiral delno s turbiditi. V severnem delu (bovškem) se je v pelagičnem okolju istočasno odlagala tankoplastovita »scaglia«. Foraminiferna favna je ista v volčanskem apnencu in v »scaglii« in dokazuje njuno istočasno sedimentacijo v turonu in spodnjem senonu. V zgornjem senonu se je pričel odlagati na obeh območjih fliš. V spodnjem delu ima karakteristiko distalne sedimentacije, više pa postaja čedalje bolj plitvomorski. Generalna smer transporta peščenjaka in glinovca je s severozahoda (sl. 11).

Razlike med bovškim in drežniškim območjem so opazne v grobozrnatih plasteh. V bovškem kotlu so to debelejšje konglomeratne olistostrome z drob-

nim peščenim vezivom. Material je prihajal s severa in kaže na krajši in hiter transport, ko je bila obala blizu. Drežniški fliš se razlikuje od bovškega po apnenem peščenjaku in breči. Pole peščenjaka dosežejo debelino enega metra, breča pa je dosti debelejša. Material za peščenjak in brečo je prihajal v bazen z juga in jugozahoda, zaradi podvodnega praga pa ni prodrl v severno kadunjo.

Zgornjekredni sedimenti Zgornjega Posočja kažejo na živahna tektonska dogajanja med vso sedimentacijo. Bazen se je pričel formirati v mediteranski tektonski fazi v turonu (A. Tollman, 1966) s transgresijo »scaglie« in volčanskega apnenca na jurske sedimente. Močnejše je zastopana ressenska tektonska faza med spodnjim in zgornjim kampanom, ko se je pričel odlagati fliš. Z »divjim flišem« se sedimentacija v zgornjem Posočju konča.

Tektonika predkvartarne podlage

Zgornje Posočje leži na stiku Julijskih Alp in njihovega prednožja in ima zelo zapleteno zgradbo, ki sta jo že F. Kossmat in A. Winkler različno interpretirala. Pri tem je bilo pomembno vprašanje, ali je bovški kotel tektonsko okno v narivu Kanina in Polovnika, kot to zagovarja A. Winkler (1921), ali pa je le močno pogreznjena sinklinala, kot je mislil F. Kossmat (1913).

V okolici Bovca in Kobarida ločimo naslednje tektonske enote (sl. 11):

- a) Kanin,
 - b) Krnsko-koblanska enota,
 - c) Pleče,
 - d) Bovški kotel,
 - e) Polovnik,
 - f) Drežniški pas,
 - g) Kobariški Stol,
 - h) Prednožje Julijskih Alp.
- } Julijska zunanja cona

a) Kanin je del široke plošče dachsteinskega apnenca Centralnih Julijskih Alp. Od fliša bovškega kotla ga loči narivna ploskev, ki se nadaljuje proti severovzhodu v mojstrovški prelom. Ta loči severovzhodno nadaljevanje kaninske enote od vzhodnejše ležečih enot Centralnih Julijskih Alp.

b) Krnsko-koblanska enota je največja od vseh; pripada južnemu delu Centralnih Julijskih Alp. Njena zahodna meja poteka ob mojstrovškem prelomu. Na Bovškem ji pripadata planini Golobar in Svinjak. Pri Kalu se obrne meja med to enoto in flišem bovškega kotla proti jugovzhodu in se nadaljuje v zelo pomembni krnsko-koblanski nariv. Ta tektonska enota sestoji v glavnem iz dachsteinskega apnenca.

c) Pleče predstavlja ozemlje vzhodno od Drežnice in južno od Krna. Sestoji iz močno zgubane in razpokane »scaglie« in svetlejšega lapornega krednega apnenca. Ta tektonska enota je bila izrinjena iz vzhodnega dela bovškega prostora.

d) Bovški kotel je po mnenju nekaterih geologov (F. Kossmat, 1913) globoko vgubana flišna sinklinala s smerjo vzhod—zahod, po mnenju drugih pa tektonsko okno (A. Winkler, 1924). Severozahodni rob bovškega kotla

predstavlja nariv Kanina in Rombona na fliš (sl. 3). Dachsteinski apnenec vpada tu proti jugu diskordantno na narivno ploskev. Fliš pod narivnim robom je precej zguban.

e) Polovnik kaže antiklinalno zgradbo (tab. 3, sl. 1). Os antiklinale poteka po južni strani slemena. Proti zahodu se na drugi strani Soče antiklinala ne nadaljuje, ker jo prekinja prelom. V njenem severnem krilu vpadajo plasti pod kotom 60° proti severu ter jih od »scaglie« in bovškega fliša loči subvertikalni prelom. Južno krilo antiklinale je narinjeno na drežniški fliš.

O tektonskem položaju Polovnika sta razpravljala predvsem F. Kossma t (1913) in A. Winkler (1924). Po Winklerju naj bi tvoril Polovnik skupaj s Kaninom in krnsko-koblansko enoto prvotno sklenjen nariv, ki naj bi ležal v celoti na flišni podlagi. Za to naj bi govorili predvsem premiki ob mojstrovškem prelomu. V vsej dolžini od savske doline do Bavščice je ob tem prelomu dvignjeno jugovzhodno krilo in so zato na tej strani starejše kamenine v stiku z mlajšimi na nasprotni strani preloma. V bovškem kotlu pa je razmerje nasprotno, mlajši kredni fliš na jugovzhodni strani je v stiku s starejšim, dachsteinskim apnencem na nasprotni strani preloma. Najenostavnejšo razlago za takšen položaj je videl A. Winkler v predpostavki, da je tudi bovški fliš del podlage pod narinjeno ploščo dachsteinskega apnenca, ki je bila ob podaljšku mojstrovškega preloma dvignjena tako visoko, da je v današnjem Bovškem kotlu razgaljena. Po drugi strani pa govore opazovanja na Polovniku samem proti taki interpretaciji. Verjetnejša je razlaga, da je Polovnik samostojna paravtohtona enota, ki je bila stisnjena v ozko in visoko antiklinalo ter ob južni strani narinjena na drežniški fliš (tab. 3, sl. 1). Razlogi, ki vodijo do razlage, so naslednji:

1. Če bi bil Polovnik ločen del kaninskega nariva, bi težko razložili, zakaj ima drugačno, antiklinalno zgradbo kot območje pod Kaninom in Rombonom, kjer vpadajo skladi povsod proti jugu.

2. Na severni strani Polovnika vpada apnenec ob prelomu pod »scaglio«, ki je baza deformirane bovške flišne sinklinale. To je dokazano z vrtnami na zahodnem delu Polovnika, lepo pa se vidi tudi v srednjem in gornjem delu potoka Slatnek. Pojav, da se fliš ponekod neposredno stika z apnencem, je posledica prelomov.

3. Sedimentološke razlike med bovškim in kobariškim flišem kažejo na prag v zgornji kredi, ki je potekal prav na območju Polovnika. Ta prag si razlagamo kot zameetek polovniške antiklinale. Polovnik imamo zato za avtohtono enoto, ki je bila kasneje stisnjena, na jugu pretrgana in delno narinjena na fliš.

f) Drežniški pas se razteza južno od Polovnika in ima v glavnem sinklinalno zgradbo. Os sinklinale poteka med Drežnico in Magozdom. Južno krilo je v normalnem položaju, severno pa v inverznem, kar vidimo pri Morizni in v grapah pod Polovnikom. Baza fliša je volčanski apnenec. Vzhodneje od Drežnice se sinklinala izgubi v nagubano flišno ozemlje.

Drežniška sinklinala in Kobariški Stol pripadata Julijski zunanji coni (A. Winkler, 1926).

g) Kobariški Stol tvori južni rob julijske zunanje cone. Ob kobariško-cerkljanskem prelomu je narinjen proti jugu na prednožje Julijskih Alp. Zahodni del Julijske zunanje cone je s prelomi in narivi močno razkosan.

h) Prednožje Julijskih Alp tvori območje neposredno južno od kobariško-cerkljanskega nariva. V okolici Kobarida so v tej enoti močno razširjene flišne

kamenine. Iz njih se dvigata antiklinali Matajurja in Kolovrata. Matajur je kupola z dachsteinskim apnencem v jedru ter z jurskim apnencem in zgornjekrednim flišem na obrobju. Na severni strani Matajurja poteka v dinarski smeri daljši prelom, ki pa strukture v grobem ne spremeni.

Faciesa triadnih in krednih plasti v prednožju Julijskih Alp in v Julijski zunanji coni sta si tako podobna, da se nam zdi vključevanje prednožja v eno, Julijske zunanje cone pa v drugo tektonsko enoto prvega reda, tj. v Alpe, oziroma v Dinarsko gorovje, neutemeljeno. Dejansko gre za geološko podobna območja s skoro enakim stratigrafskim zaporedjem plasti. Razlika je le v intenziteti tektonskih deformacij, ki postopno pojema od severovzhoda proti jugozahodu. Prelomi in narivi, vzdolž katerih povečini postavljajo meje med tektonskimi enotami, nimajo regionalnega pomena in se v razdalji nekaj deset kilometrov izgubijo. To seveda onemogoča dosledno razmejevanje tektonskih enot vzdolž ostro začrtanih mej.

Kvartarni dolinski zasip

Podobno kot druge alpske doline, ki so bile v pleistocenu pod ledom, je tudi soška dolina več ali manj na debelo zasuta s kvartarnimi sedimenti. Podrobneje je te sedimente raziskoval A. Winkler (1928, 1931). S. Ilešič (1951) je po obliki vzdolžnega profila soškega korita sklepal na dviganje okolice Žage. Tega pa vrtanje ni potrdilo. Na obliko vzdolžnega profila vpliva namreč še vrsta faktorjev, ki jih S. Ilešič ni upošteval.

Za projekt dolinske pregrade pod Bovcem je pomembna zlasti debelina in sestava kvartarnega zasipa, ki se vzdolž doline Soče močno menjava. Ob vstopu v bovški kotel je struga zarezana v dachsteinski apnenec in kredni fliš. Po približno 2 km se spusti flišna podlaga bovških teras pod gladino Soče. Fliš sega v podlago kvartarnega zasipa še nekako do izliva Gljuna v Sočo, tj. okrog 2 km vzhodno od profila Suhi potok. Spodnji del bovškega kotla in sorazmerno široka dolina proti Žagi sta zarezana v dachsteinski apnenec med antiklinalo Polovnika in Kaninom. Po veliki širini kvartarnega zasipa v predvidenih pregradnih profilih je bilo že pred pričetkom vrtanja možno sklepati na znatno debelino kvartarja pod dnom Soče (tab. 2). Toda šele vrtine so pokazale, da je tu debelina kvartarnega zasipa še mnogo večja, kot se je prvotno pričakovalo (tab. 3 sl. 2). Vrtina V-37 je dosegla dachsteinski apnenec šele v globini 280 m. Pri Srpenici pa je vrtina S-3 zadela na triadno podlago celo šele v globini 322 m. Podlaga kvartarja je tu na koti okrog 90 m, to je za 110 m globlje kot skalnata struga Soče 6 km niže pri Magozdu. Tako veliko poglobitev predkvartarnega dolinskega dna bi težko pripisali samo eroziji ledenika; verjetno je k temu prispevalo tudi tektonsko pogrezanje spodnjega dela bovškega kotla in okolice Žage. Tudi prod v najglobljih delih kvartarja, ki so niže kot skalnata struga pri Kobaridu, bi težko razložili drugače kot s pogrezanjem tega dela soške doline. Podobna mlada tektonska udorina je tudi dolina Soče med Tolminom in Kobaridom. Globina predkvartarne podlage tu še ni znana. Vrtine pri Zatoľminu, globoke do 60 m, niso prišle do podlage.

Pri obeh kotlinah gre za mladokvartarno tektoniko, saj niti v bovški niti v kobariško-tolminski kotlini ni moren na rečnih naplavinah. V bovški kotlini tudi v vrtinah ni moren, kar kaže, da so ti sedimenti postglacialni. Tudi jezerski

sedimenti pri Srpenici so postglacialni (A. Šercelj, 1970, 237). Starejše kvartarne sedimente dobimo ob robu tega postglacialnega zasipa neposredno na predkvartarni podlagi (A. Šercelj, 1970, 213). Na močno tektonsko aktivnost tega območja kažejo tudi potresi pri Tolminu.

Velike morene pa dobimo pri Magozdu ter med Trnovim in Srpenico. Kot so ugotovili že E. Brückner, A. Penck in A. Winkler, je segel soški ledenik v würmu do Mosta na Soči. Z otoplitvijo se je ledenik začel umikati. Med umikalnimi stadiji je prišlo do ponovnih sunkov, ki so zapustili morene v dolini Soče in na njenih pobočjih. Morene med Drežnico, Magozdom in Ravnami je odložil manjši stranski ledenik pod Krnom.

Zahodno od Magozda je bila soška dolina med Ognjenom (480 m) in Magozdom zasuta z morenskim in podornim materialom, debelim prek 250 m. Verjetno je nekdanje korito Soče na sektorju, kjer se pod Magozdom zajeda v flišno osnovo, potekalo nekoliko zahodneje od tod. Po A. Winklerju in italijanski geološki karti gre tu le za podorni material, vrtanje pri Magozdu pa je pokazalo, da gre v glavnem za moreno. Za to moreno je bilo na območju Trnovega nekaj časa približno 2 km dolgo jezero, kot kažejo izdanki jezerske krede na levem pobočju Soče severno od Trnovega (A. Winkler, 1926).

Podoben zasip kot med Magozdom in Ognjenom opazujemo med Srpenico in vasjo Trnovo. Vzpetina Kuntri (530 m) in njen podaljšek na drugi strani Soče sestoji iz morenskega in podornega materiala. Za to pregrado je bilo večje jezero, ki je segalo prek Žage nekako do Čezsoče. Morene so ohranjene še na desni in levi strani Učje. Nakopičil jih je delno soški ledenik, delno pa ledenik, ki je prihajal po dolini Učje. Tu je bilo manjše zaježitveno jezero, katerega sedimente opazujemo na kraju, kjer nariv Žage prečka Učjo.

Severno in severozahodno od Bovca so številni ostanki robnih moren pomešani z gruščem. Morene so še med vasjo Koritnica in Kalom ter južneje nekoliko nad izlivom Koritnice v Sočo.

Na dnu Bovškega kotla pa imajo morene le majhen obseg. Dobimo jih predvsem v njegovem zgornjem delu, kjer leže morene pod prodom bovške terase neposredno na flišni podlagi. V spodnjem delu bovškega kotla morene niso bile zanesljivo najdene. Možno je, da je del grobozrnatih sedimentov, ki so bili navrtani v profilih Boka in Suhi potok, morena, vendar so preizkusi prepustnosti dali skoro povsod visoke vrednosti, kakršnih talne morene povečini nimajo.

V raziskanih profilih sestoji dolinski zasip iz treh delov (tab. 4 in 5):

1. zgornji prepustni del, sestavljen iz postglacialnega proda in grušča,
2. srednji, vododržni del sestavljen v glavnem iz jezerske krede,
3. spodnji prepustni del, v najglobljih delih zasute soške doline.

Spodnji prepustni del je v glavnem iz proda in grušča. To vsekakor govori za tektonsko pogrezanje območja, ker leže ti sedimenti dobrih sto metrov globlje kot skalnata struga Soče pri Magozdu. Debelina teh spodnjih prepustnih naplavin je delno zelo velika (prek 100 m). Ta del zasipa je zato zelo pomemben vodonosnik.

Srednji del zasipa je iz jezerske krede. Ta je sivkasto rumena, školjkastega loma in z jasno izraženo paralelno pasovitostjo (sl. 29), ki je posledica menjavanja svetlejših in temnejših plasti. Podobno kot pri sedimentih drugih ledeniških jezer, je to menjavanje tudi tu posledica menjave toplega in hladnega vremena. Debelozrnati svetlejši pas se je usedal poleti, drobnozrnati temnejši

pa pozimi. Svetli pasovi so vedno debelejši od temnejših. Jezerska kreda je v glavnem melj, v katerem prevladujeta apnenec in dolomit. Flišne komponente je sorazmerno malo, ker je fliš manj razširjen.

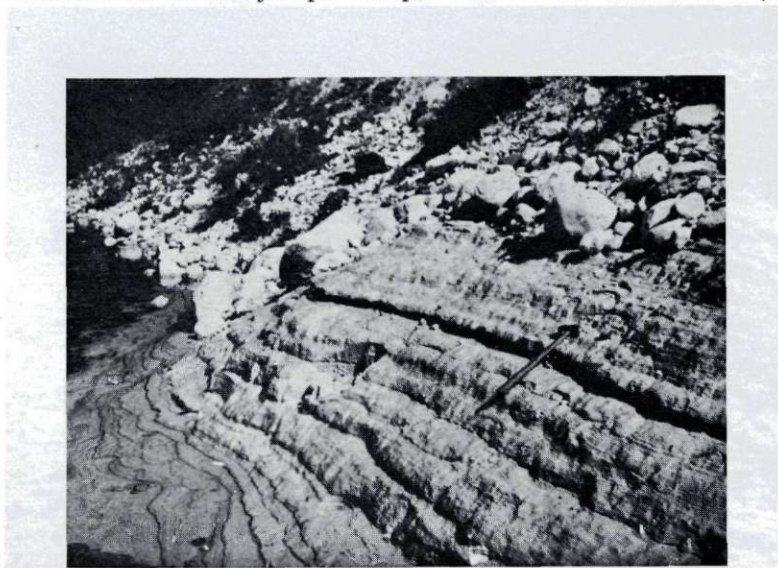
Kemična sestava vzorca krede iz Srpenice je naslednja:

vlaga	0,30 %
SiO ₂	8,45 %
Fe ₂ O ₃	1,18 %
Al ₂ O ₃	2,63 %
CaCO ₃	71,15 %
MgCO ₃	14,29 %
nedoločeno	2,00 %

Petrografska analiza netopnega ostanka je pokazala, da sestoji iz kremena, sljude (muskovita) in limonita.

Debelina jezerske krede se zelo spreminja. V sredini soške doline v profilu Suhi potok doseže skoro 200 m (tab. 4), proti robovom doline postaja tanjša, vendar se na večini preiskanih mest neposredno stika s triadno podlago. V bližini triadne podlage vsebuje jezerska kreda skoro povsod večje število drobcev triadnega apnenca. To so drobci grušča s pobočij, ki so padali v jezero in se primešali kredi. Skoro povsod je prepustnost tega gruščnatega sedimenta zaradi velike množine krede minimalna.

Ponekod se plast jezerske krede izklini še predno doseže triadno podlago. Očividno je to posledica stranskih dotokov, ki so razgibali vodo jezera tako močno, da se drobnozrnata kreda ni mogla usedati. Na teh krajih leži med jezersko kredo in triadno podlago povsod več ali manj prepustna plast peska in grušča. Jezerska kreda manjka pri vstopu Boke v dno soške doline (tab. 5) in



Sl. 29. Kvartarna jezerska kreda. Potok Gljun 06.12
Fig. 29. Quaternary lacustrine silt and clay. Gljun Brook

verjetno tudi pod izlivom Učje. Tudi vrtine pri Srpenici so pokazale, da je na desni strani doline med jezersko kreda in triadno podlago debela plast prepustnega peska in grušča.

Te prekinitev neposrednega stika med jezersko kreda in podlago so bile odločilne pri izbiranju profila za pregrado. Pri končni izbiri med obema možnostima profiloma »Boka« in »Suhi potok« je bil ocenjen profil Suhi potok kot ugodnejši, ker bi gradnja v sicer topografsko ugodnejšem profilu »Boka« zahtevala obsežna dodatna tesnilna dela v kvartarnih naplavinah na desni strani pregrade, kjer manjka kreda.

Zgornji prepustni del zasipa ni enoten, ker je Soča s pritoki prvotni zasip erodirala in nasula mlajše naplavine. Prvotni zasip nad jezersko kreda tvori danes bovško teraso in majhno teraso pri izlivu Boke. V teh terasah postaja jezerska kreda višje vedno bolj peščena. Ponekod so do 50 cm debele plasti čistega drobnega peska. V spodnjem delu bovške terase so vidne deltaste plasti proda. To so zadnje jezerske plasti bovškega kotla. V vzhodnem delu bovške terase poševnih prodnih plasti ni več videti. Takšnega obsega, kot ga kaže italijanska geološka karta tega območja, jezerske usedline brez dvoma nimajo.

Na ježah teras sega jezerska kreda povečini še 20 do 30 m nad današnjo strugo Soče, to je približno do kote 360 m. Prvotna jezerska gladina je bila še nekoliko višja. To kažejo poševne plasti prodne delte v ježi bovške terase nasproti Čezsoče.

Marsikje je bil zgornji del jezerske kreda v mlajšem kvartarju odnesen in teren nasut z mlajšimi rečnimi naplavinami ali gruščem. Jezerska kreda je zato kljub sorazmerno veliki razširjenosti le malokje vidna. Najlepše je vidna v površinskem kopu v Srpenici. Tu so plasti v spodnjem delu kopa popolnoma



Sl. 30. Nagubana jezerska kreda. Odkop kreda pri Srpenici
Fig. 30. Folded lacustrine silt and clay. Open pit at Srpenica

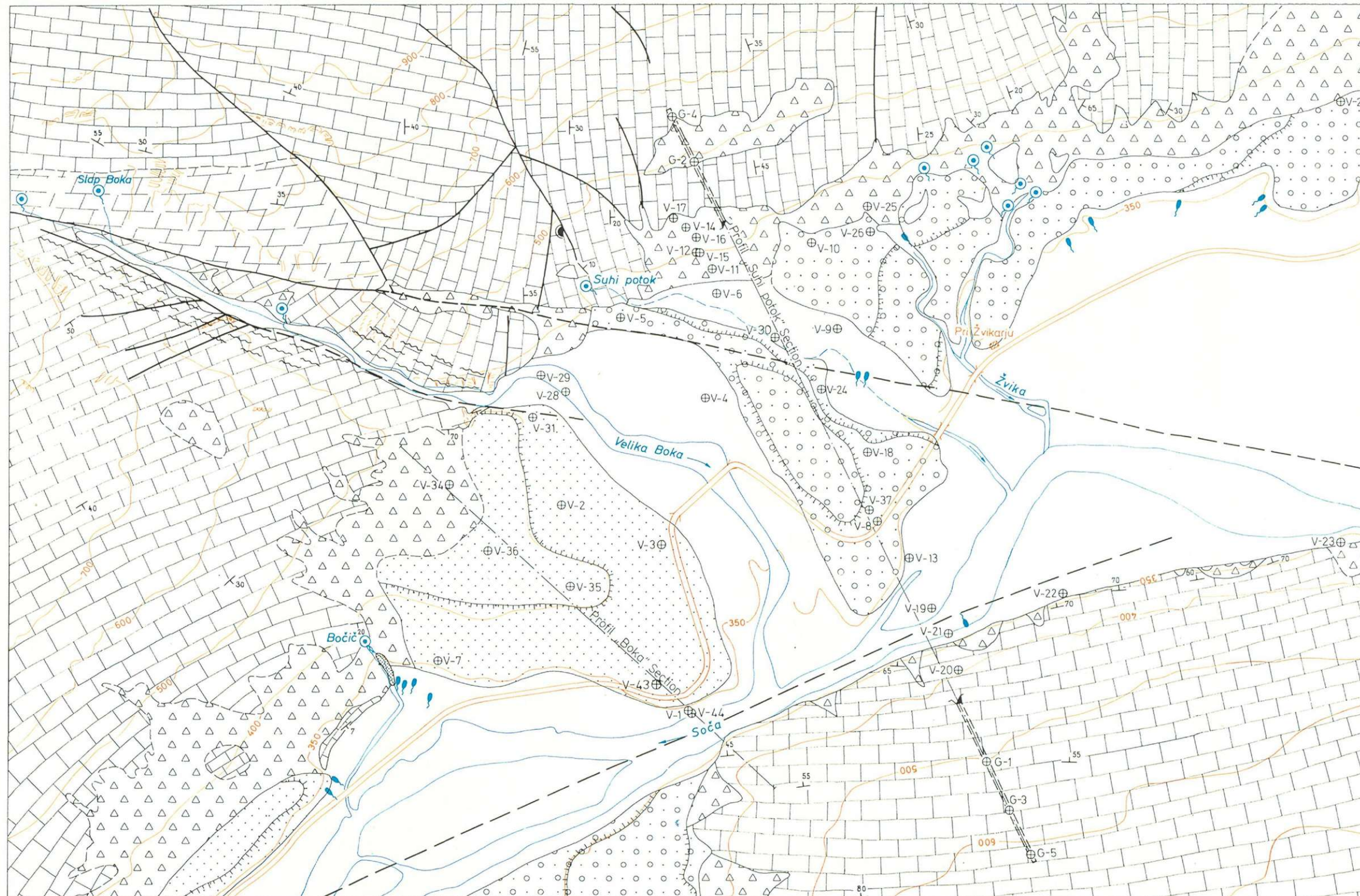


Tabla 2 - Plate 2
 GEOLOŠKA KARTA SUHEGA POTOKA
 IN BOKE V DOLINI SOČE
 GEOLOGICAL MAP OF SUHI POTOK
 AND BOKA IN THE SOČA VALLEY

0 50 100 200 300 400 m

KVARTAR - QUATERNARY

- Progl. pesek
Gravel, sand
- Grušč
Talus
- Nižja terasa
Lower terrace
- Višja terasa
Higher terrace
- Jezerska kreda
Lacustrine silt and clay

ZGORNJA TRIADA-UPPER TRIASSIC

- Siv skladovit apnēnc
Grey bedded limestone
- Siv dolomit
Grey dolomite

- Vpad plasti
Strike and dip of beds
- Prelom
Fault
- Prelom, domneven
Fault, supposed
- Zdrobljena cona
Crushed zone
- Izvir kvartarnih vodonosnikov
Spring from Quaternary aquifers
- Kraški izvir
Karst spring
- Jama
Cave
- Rob terase
Terrace edge
- Vrtina
Borehole
- Rov
Gallery
- Profil
Section

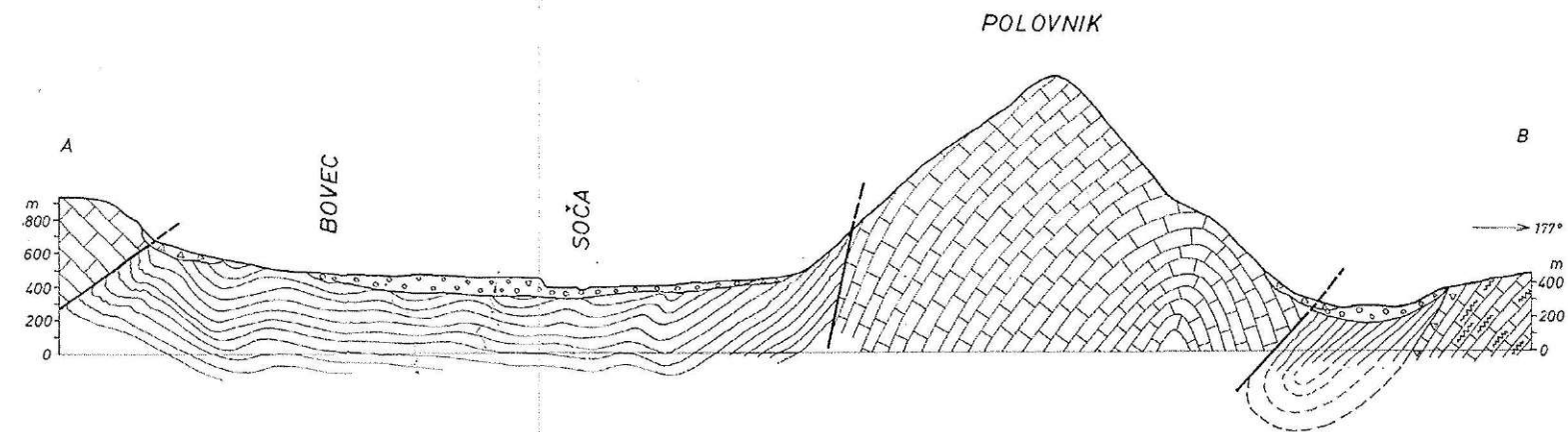


Tabla 3 - Plate 3
 Sl. 1 GEOLOŠKI PROFIL BOVEC-TRNOVO
 Fig. 1 GEOLOGIC SECTION BOVEC-TRNOVO

- | | | |
|--|---|--|
| KVARTAR - QUATERNARY | ZGORNJA KREDA - UPPER CRETACEOUS | ZGORNJA TRIADA - UPPER TRIASSIC |
| Metižje in podorina
Rock rubble and rockfall | Fliš
Flysch | Skladoviti dachsteinski apnenec
Thick bedded Dachstein limestone |
| Samice, prod in pesek
Boulders, gravel and sand | Brežasti apnenec
Brecciated limestone | Prelom, reverzni prelom, nariv
Fault, reverse fault, thrust fault |
| | Tanko plastoviti volčanski apnenec z rožencem
Thin bedded Volče limestone with chert | |

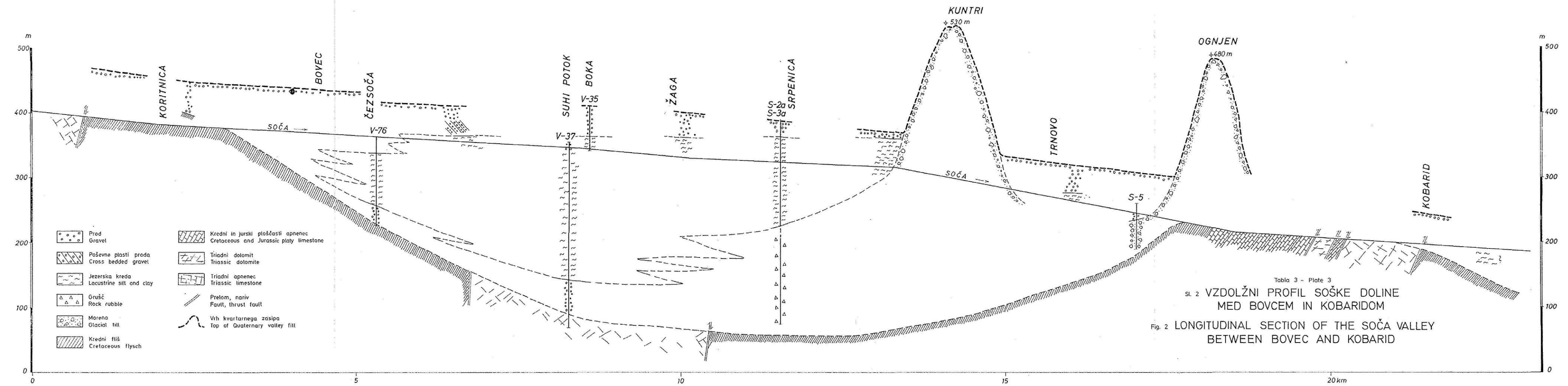


Tabla 3 - Plate 3
 Sl. 2 VZDOLŽNI PROFIL SOŠKE DOLINE
 MED BOVCEM IN KOBARIDOM
 Fig. 2 LONGITUDINAL SECTION OF THE SOČA VALLEY
 BETWEEN BOVEC AND KOBARID

vodoravne, nad njimi pa sledo nagubane plasti (sl. 30). Drugod so zgornje plasti vodoravne in nižje plasti nagubane. Tako so v vrtini V-8 našli pod zgornjimi, vodoravnimi plastmi poševne plasti, katerih naklonski kot postaja proti globini čedalje večji. Ker nad kredo ni nikjer moren, je nagubanost krede lahko le posledica plazenja še svežega sedimenta po dnu jezera.

Hidrogeološka opazovanja na območju pregradnih profilov

Na območju projektirane pregrade so štirje močno prepustni vodonosniki, dva v kvartarnih naplavinah, ki sta ločena s plastjo jezerske krede, in dva v zakraseli podlagi iz dachsteinskega apnenca, po eden na vsaki strani soške doline. Režim vode v krasu obeh bokov se precej razlikuje. To je posledica razlike v velikosti in višini kraškega zaledja. Medtem ko je na desni strani Kanin z višinami nad 2500 m in s širokimi Kaninskimi podi (okrog 25 km²), je na levi strani greben Polovnika širok le okrog 2 km in visok največ 1700 m. Dotok je zato z desne strani močnejši in je ob kopnenju snega močen še v zgodnjem poletju, ko vode s strani Polovnika že usihajo.

V bližini predvidenega pregradnega profila je na desni strani vrsta močnih izvirov. Okrog 2 km nad predvideno pregrado je na stiku fliša z apnencem močan izvir Gljuna okrog 90 m nad dnom doline. Okrog 1 km nad pregrado je več izvirov Žvike. Stalni so tik ob robu kvartarnega dolinskega zasipa, ob močnem deževju pa delujejo še dodatni presihajoči izviri okrog 30 m nad dolinskim dnom. Tik ob desnem boku profila Suhi potok je presihajoči izvir z istim imenom. Po močnejšem deževju in spomladanski odjugi daje več m³/sek. Visoko na pobočju Kanina izvira nad ozko stransko grapo Boka in pada v slapu 80 m globoko. Izvir leži v višini 730 m, tj. 385 m nad dnom soške doline. Je sicer stalen, vendar njegova izdatnost močno niha. Ob suši znaša le okrog 0,2 m³/sek, ob deževju pa okrog 100 m³/sek. 1 km pod profilom Suhi potok izvira Bočič tik ob desni strani dolinskega dna. Ta izvir je precej stalen in napaja vodovod za Žago. Okrog 100 m vzhodno od Bočiča je precej močen izvir v kvartarnih naplavinah, za katerega bi zaradi majhne razdalje od Bočiča lahko domnevali, da gre za zasut kraški izvir. Količina vode v njem pa je bolj stalna kot v Bočiču, poleg tega pa je tudi njegova temperatura za okrog 1 °C višja. Zato domnevamo, da gre za naraven arteški izvir podtalnice iz prodnih naplavin pod kredo. Apnenec v desnem boku doline ni globoko zakrasel; vrtine so pokazale močnejšo prepustnost le do globine 40 do 70 m.

Na levi strani doline pod Polovnikom v okolici predvidenega profila ni močnejših izvirov, kar je zaradi majhne širine Polovnika razumljivo. Poleg tega sega fliš na severni strani Polovnika više na pobočje kot na južni in zato skoro vsa voda odteka proti jugu, kjer je nasproti vasi Trnovo močan izvir. Ta leži sicer v grušču, vendar gre očitno za zasut kraški izvir, ki odvaja vodo Polovnika. Na severni strani Polovnika je le majhen izvir okrog 1,5 km nad profilom Suhi potok tik ob zahodnem koncu flišnega pasu.

Položaj gladine podtalnice v krasu je bil raziskan v obeh bokih s piezometri, ki so bili zvrtni iz rovov 2 m nad predvideno koto zaježitve. Rov v desnem boku je bil 180 m dolg in je bil opremljen z dvema piezometroma. Rov v levem boku je bil dolg 250 m in je bil opremljen s tremi piezometri (tab. 4). Ob visokih vodah se gladina podtalnice zelo hitro dviga proti notranjosti

hriba in doseže v oddaljenosti 60 do 70 m od vhoda nivo rova. Iz desnega rova teče takrat nad 1 m^3 vode v sekundi, iz levega pa manj. V sušnem času gladina podtalnice močno pade in je še okrog 20 m pod koncem desnega rova. Na levi strani je gladina še nižja; ob nizki vodi je 55 m pod koncem rova. To je razumljivo, ker je napajanje podtalnice v ozkem grebenu Polovnika mnogo slabše in poleg tega zaradi majhne širine tega grebena voda sorazmerno hitro odteče.

V okolici predvidene pregrade sta v kvartarnih naplavinah soške doline dva horizonta podtalnice, ki ju loči jezerska kreda. Le pri vstopu Boke v dolinsko dno in verjetno tudi ob izlivu Učje je ta plast krede prekinjena, tako da lahko spodnja in zgornja podtalnica kvartarnih naplavin komunicirata po prepustnih kameninah nad triadno podlago.

V prepustnih naplavinah nad jezersko kredo je le neznaten horizont podtalnice. Kontakt med jezersko kredo in krovinskimi prodnimi plastmi je zaradi delne erozije v različni višini. Zato podtalnica v zgornjemrodu ne tvori enotnega horizonta.

V vsakem primeru bi bilo treba pri gradnji projektirane pregrade zgraditi neprepustno jedro skozi površinske prepustne naplavine do jezerske krede. Zato prepustnosti tega roda nismo podrobno raziskali. Vsekakor pa lahko računamo na zelo spremenljivo prepustnost, saj imamo v tem, zgornjem horizontu zelo različne hribine, od pobočnega grušča in hudourniškega roda do sorazmerno drobnega roda soških teras.

Gladina podtalnice v zgornjem horizontu je bila opazovana v petih piezometrih. Vrtina V-8 je bila opremljena kot dvojen piezometer za opazovanje gladine spodnje in zgornje podtalnice. V vseh teh piezometrih niha gladina vzporedno s padavinami in z gladino Soče. Najmanjša so nihanja v bližini Soče. V piezometrih ob strugi Boke in Suhega potoka je gladina zgornje podtalnice nižja kot dno sosednje struge. Zgornja podtalnica se tu torej napaja iz površinskih vodnih tokov. Zato je tudi razumljivo močno nihanje gladine zgornje podtalnice, ki znaša v piezometru V-4 do 8,5 m, kar je za odprt horizont precej. Ob nizkih vodah se zato tudi voda Boke kmalu po vstopu v naplavine izgubi vrodu. Barvanje s 5 kg uranina ni dalo nobenih rezultatov. Barvilo se je verjetno delno absorbiralo v kredi, delno pa se je razpršilo po veliki površini in tako razredčilo, da ga ni bilo mogoče zaznati. Verjetno izvira večji del zgornje podtalnice tik ob bregu Soče in pod gladino Soče, tako da tega ne moremo opazovati.

Horizont podtalnice v spodnjemrodu je neprimerno močnejši, ker je debelina tega roda okrog 100 m. Podtalnica je zaprta in sega povsod do neprepustnega krova, ki ga tvori plast krede. V profilu Suhi potok je število vrtin dovolj veliko, da lahko ocenimo površino prečnega preseka prepustnega roda na okrog $27\,000 \text{ m}^2$. Horizont podtalnice v temrodu nima neposredne zveze z zgornjim horizontom vrodu, razen na desni strani profila Boka.

Za oceno izgub iz akumulacijskega bazena je bilo treba določiti prepustnost spodnjega roda. Zaradi velike globine bi bilo vrtanje piezometričnih vrtin ob črpalnih vrtinah izredno drag postopek. Poleg tega bi bila zaradi precej velikih možnih odklonov njihova razdalja od črpalnih vrtin v globini neznana in rezultati črpalnih ali nalivalnih poskusov nezanesljivi. Zato smo se pri določevanju prepustnosti morali omejiti na črpanje in meritev piezometričnih gladin v vrtini sami. Poprečna vrednost 13 takih meritev je dala prepustnost $k = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$.

Podtalnica v spodnjem produ se napaja v glavnem iz apnenca. To dokazuje piezometrična gladina podtalnice, ki se brez preskoka nadaljuje iz apnenca v prod (tab. 4). Ob nizki vodi je gladina v apnencu le malo bolj nagnjena kot v produ. Ob visoki vodi pa se v apnencu dvigne mnogo močnejše kot v produ. Pri tem pa moramo upoštevati, da pri visoki vodi delujejo močni kraški izviri v neposredni bližini profila (Suhi potok in zgornji izviri Žvike) in da verjetno le sorazmerno majhen del vode iz apnenca napaja spodnji prodni horizont. Tok vode v apnencu je torej mnogo močnejši kot v produ. Piezometrična gladina niha v spodnjem produ sicer znatno manj kot v apnencu, vendar še vedno precej močno (do 15 m) in hitro ter istočasno kot v apnencu. V okolici vrtin V-8 in V-37 se nivo celo dvigne več metrov nad površje. Vrtina V-8 zato še danes deluje v takem času kot arteški izvir. V določenih obdobjih, predvsem v zgodnjem poletju, se vrtina V-8 spremeni v periodični izvir, ki začne delovati okrog 10. do 11. ure dopoldne in pozno popoldne spet presahne. Zelo verjetno je to posledica kopnenja snega na Kaninu in hitrega dotoka vode po kraških kanalih do dna doline. Ker voda v apnencu neposredno komunicira z vodo v spodnjem produ in ker je ta horizont brez proste gladine, zelo hitro sledi nihanju pritiska vode v apnencu. Dvig gladine traja torej le toliko časa, kolikor traja dotok zaradi kopnenja snega v toplem dnevnem času.

Piezometrična gladina pada proti Soči. To kaže, da se voda spodnjega horizonta izliva v Sočo, vendar še ni zanesljivo dokazano, kje izvira. Možno je, da izvira voda vsaj delno iz apnenca na levem bregu Soče ali pod strugo Soče, kjer se ta neposredno približa apnencu. Verjetno je pa tudi izvir pod teraso vzhodno od Bočiča naraven arteški izvir spodnjega produ.

Ocena vodnih izgub iz akumulacijskega bazena

Geološke razmere v profilu projektirane pregrade HE Trnovo bi dovoljevale samo gradnjo nasute pregrade. Njena tesnilna obloga ali tesnilno jedro bi moralo biti vododržno vpeto v plast jezerske krede. V tem primeru bi bile izgube vode še vedno možne skozi zakraseli apnenec okrog bokov pregrade in skozi apnenec na obeh straneh akumulacijskega bazena v globino do produ pod plastjo krede in po prodnem zasipu v vzdolžni smeri na spodnjo stran pregrade. Ta voda bi lahko povzročala močen vzgon na spodnji strani krede in bi s tem ogrožala tudi pregrado.

Prepustnost apnenca bi zahtevala injekcijska dela, ki bi zagotovila ustrezno vododržnost bazena. Poleg izgub vode skozi apnenec okrog bokov pregrade bi morali preprečiti tudi pretakanje vode skozi spodnji prod. Globina tega produ je zelo velika (do 300 m), zato ne moremo računati z normalno injekcijsko zaveso, ker bi bilo pri taki globini injiciranje v produ zelo težko. Izgube skozi apnenec in spodnji prod bi lahko zmanjšali tudi z vzdolžno injekcijsko zaveso nad pregrado ob stiku med kredno plastjo in apnencem. Pri dovolj veliki dolžini te vzdolžne zavesa bi se izgube znižale na znosno količino.

Ocena izgub vode iz akumulacijskega bazena brez vzdolžnih injekcijskih zaves

Zaradi majhne globine zakraselosti (50 do 70 m) računamo, da bi s sorazmerno kratko prečno injekcijsko zaveso v bokih lahko preprečili odtekanje

vode okrog bokov pregrade. Pretakanje vode skozi apnenec navzdol v spodnji prod smo skušali oceniti na poenostavljenem modelu. Model je naslednji (sl. 31a in b). Pobočja doline s pravilnim profilom so iz apnenca, ki je do globine okrog 100 m enakomerno zakrasel. Dno doline je globoko zasuto. V zgornjem delu sestoji zasip iz enakomerno debele plasti neprepustne gline, ki se tesno prilega apnencu, pod to plastjo pa je prepusten prod. V vzdolžni smeri je profil povsod enak. To dolino zapremo s pregrado in obenem poskrbimo z drenažnimi vodnjaki za nemoten odtok vode iz spodnjega proda tik pod pregrado. Piezometrična gladina v spodnjemrodu se bo pod pregrado ujemala z dnem doline, pod akumulacijskim bazenom se bo pa postopno dvigala in se asimptotično bližala gladini akumulacijskega jezera. Tok podtalne vode bo v večji oddaljenosti od pregrade sorazmerno majhen. V smeri toka se bo pa ojačeval z dodatno vodo, ki bo povsod pronicala skozi zakraseli apnenec iz bazena v spodnji prod. Najmočnejši bo pretok tik pod pregrado.

V naslednjem pomeni:

- x oddaljenost od pregrade
- Q pretok v poljubni oddaljenosti od pregrade
- Q_0 pretok pod pregrado
- H piezometrično višino podtalnice v spodnjemrodu v poljubni oddaljenosti od pregrade, merjeno od vznožja pregrade
- H_0 višino vodne gladine v akumulacijskem bazenu (obenem piezometrični nivo podtalnice v zelo veliki oddaljenosti od pregrade)
- i hidravlični gradient
- A površino profila spodnjega proda
- k prepustnost spodnjega proda
- v filtrsko hitrost podtalnice v spodnjemrodu
- c pretočnost apnenih bokov pregrade, odvisno od prepustnosti, globine zakraslosti in dolžine poti okrog roba kredne plasti, definirane z enačbo (2).

Izgube vode iz akumulacijskega bazena označujemo kot negativne. Celotni pretok vzdolž spodnjega prepustnega dela prodnega zasipa je tedaj:

$$-Q = A k \frac{dH}{dx}$$

Hidravlični gradient v temrodu je torej

$$i = \frac{dH}{dx} = - \frac{Q}{A k} \quad (1)$$

Predpostavljamo, da je pretakanje vode v apnencu laminarno in linearno odvisno od razlike ($H_0 - H$). Na dolžini dx bo na obeh straneh dotekala množina vode dQ

$$dQ = c (H_0 - H) dx \quad (2)$$

$$\frac{dQ}{dx} = c (H_0 - H) \quad (2')$$

Če to enačbo odvajamo po x in vstavimo za $\frac{dH}{dx}$ vrednost iz (1), dobimo

$$\frac{d^2Q}{dx^2} = \frac{c}{A k} Q. \quad (3)$$

Ob pogoju, da je pri $x = 0$ pretok $Q = Q_0$, je rešitev te enačbe

$$Q = Q_0 \exp \left(- \sqrt{\frac{c}{A k}} x \right). \quad (4)$$

Ustrezno enačbo za H dobimo, če odvajamo (1) po x in vstavimo za $\frac{dQ}{dx}$ vrednost iz (2')

$$\frac{d^2 H}{dx^2} = - \frac{c}{A k} (H_0 - H)$$

Rešitev te enačbe je pri pogoju, da je pri $x = 0$ $H = 0$

$$H = H_0 \left[1 - \exp \left(- \sqrt{\frac{c}{A k}} x \right) \right] \quad (5)$$

Iz tega dobimo:

$$\frac{dH}{dx} = H_0 \sqrt{\frac{c}{A k}} \cdot \exp \left(- \sqrt{\frac{c}{A k}} x \right)$$

Če primerjamo pri $x = 0$ vrednost te enačbe z enačbo (1), dobimo

$$\sqrt{\frac{c}{k A}} H_0 = - \frac{Q_0}{A k}$$

in končno za pretok pod pregrado tik ob izvirih

$$Q_0 = - H_0 \sqrt{A k c} \quad (6)$$

V tej enačbi so dovolj dobro znani H_0 , A in k

$$H_0 = 80 \text{ m}$$

$$k = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/sek}$$

$$A = 27\,000 \text{ m}^2$$

Treba je dobiti le še približno oceno koeficienta c , tj. pretočnosti skale. Predpostavljamo, da je skala enakomerno razpokana do globine okrog 100 m. Prepustnost te skale smo izračunali iz preskusov vrtin z vodo pod pritiskom (VDP). Poprečne prepustnosti (k_1) iz velikega števila poskusov je $1,5 \cdot 10^{-6}$ m/sek. Razen v neposredni bližini pregrade bo pretok več ali manj vzporeden z ravnino profila. Če je poprečna razdalja med točko, kjer voda ponira v akumulacijskem bazenu v skalo, in točko, kjer se izliva v spodnji prod l , in če je globina zakraselega apnenca D , potem je pretok skozi skalo na obeh straneh bazena v lameli debeli dx

$$dQ = 2 k_1 \frac{D \cdot dx}{l} (H_0 - H) \quad (7)$$

Če predpostavljamo poprečno vrednost za globino zakraselosti $D = 100$ m in za $l = 100$ m, dobimo po primerjavi enačb (2') in (7) $c = 2 k_1$.

Če vstavimo to vrednost v enačbo (6), dobimo za

$$Q_0 = - 0,252 \text{ m}^3/\text{sek}.$$

Izgube skozi drobno razpokano skalo, v kakršni je bilo mogoče normalno meriti prepustnost, torej ne bi bile nevarne.

Kraški izviri na desni strani pregradnega profila pa kažejo, da se voda pretaka tudi skozi večje kanale. Tudi z vrtnami smo našli do 0,3 m velike kaverne v zgornjem delu apnenca.

V nadaljnjem bomo poskusili oceniti pretok iz akumulacijskega bazena skozi kraške kanale v spodnji prod ob zelo poenostavljenih razmerah. Predpostavljamo, da je v skali sistem enako širokih cevastih kanalov, ki segajo iz akumulacijskega bazena do spodnjega proda. Ti kanali naj bodo tako široki, da lahko trenje v njih zanemarimo. Iz ustja kanala v spodnji prod odteka voda radialno. Za tak pretok velja Dupuitova enačba, po kateri je

$$q = (H_0 - H) 2\pi k r_0 \quad (8)$$

Tu pomeni

q pretok iz kanala

r_0 polmer tega kanala

Pri kanalu z $r_0 = 0,1$ m dobimo pretok $q = 6$ l/sek, tj. poprečno hitrost pretoka v kanalu $v = 0,19$ m/sek. Pri taki hitrosti so tlačne izgube v 100 m dolgem kanalu tako majhne (0,052 m), da jih lahko zanemarimo (primerjaj npr. B. J. Vozdviženskij, 1946). Pri $r_0 = 1$ cm pa bi znašale tlačne izgube že 30 m in jih ne bi smeli več zanemariti. Zato za tako ozke kanale naslednji račun ne velja več.

Predpostavljamo, da je kavernočnost apnenca enaka p in je vsa vezana na enako široke okrogle kanale. Na stični ploskvi med apnencem in prodom s površino P je vsota prečnih presekov vseh kanalov enaka pP . Če je premer vseh kanalov, ki sekajo to ploskev, enak r_0 in je njihovo število N , je

$$N \pi r_0^2 = pP$$

Število kanalov je torej

$$N = \frac{pP}{\pi r_0^2} \quad (9)$$

Nadalje predpostavljamo, da je razdalja med kanali tako velika, da lahko medsebojni vpliv pretokov v prodju pred ustjem kanalov zanemarimo. Pretok skozi sistem kanalov bomo zaradi tega računali enostavno kot vsoto pretokov posameznih kanalov pri čistem radialnem pretoku. Za en kanal velja enačba (8).

Pretok skozi vseh N kanalov, ki sečejo ploskev P , je torej

$$Q' = Nq = N 2\pi k r_0 (H_0 - H)$$

Če vstavimo N iz (9) dobimo

$$Q' = 2 k (H_0 - H) \frac{pP}{r_0} \quad (10)$$

Izgube so torej pri skalah z enako kavernočnostjo tem večje, čim ožji so kanali. To velja seveda le tako dolgo, dokler lahko zanemarimo trenje v kanalih.

Del vode — dQ , ki se izgublja na odseku akumulacijskega bazena, dolgem dx , se preceja skozi kontaktno ploskev med prodom in apnencem in spodnjim prodom s površino $P = S dx$, kjer pomeni S dolžino prepustnega kontakta med apnencem in prodom v prečnem profilu. Če nadomestimo v enačbi Q' z dQ in P s $S dx$, dobimo

$$dQ = 2 k (H - H_0) \frac{p S dx}{r_0} \quad (10')$$

Če primerjamo to enačbo z enačbo (2), vidimo, da je

$$c = 2 k p S \frac{1}{r_0}$$

Po podatkih vrtin ne moremo oceniti števila in širine kanalov dovolj točno. Za poskusni račun predpostavimo naslednje vrednosti

$$p = 1 \text{ ‰}, r_0 = 0,1 \text{ m}, S = 100 \text{ m in } k = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/sek}$$

in dobimo vrednost

$$c = 2,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/sek}$$

Če vstavimo to vrednost v enačbo (7) z $A = 27 \cdot 10^3 \text{ m}^2$ in $H_0 = 80 \text{ m}$, dobimo za

$$Q_0 = -7 \text{ m}^3/\text{sek}$$

Kavernoznost 1 ‰, ki smo jo predpostavljali za skalo, je verjetno cenjena pesimistično. Ker pa je pretočnost v enačbi (7) pod kvadratnim korenem, padajo izgube le sorazmerno počasi z zmanjševanjem pretočnosti skale. Če predpostavljamo namesto kavernoznosti $p = 1 \text{ ‰}$ le $p = 0,1 \text{ ‰}$, kar je verjetno preoptimistično, dobimo za $c = 2,4 \cdot 10^{-4} \text{ m/sek}$, za izgube pa

$$Q_0 = -2,2 \text{ m}^3/\text{sek}$$

Izgube, ki jih lahko pričakujemo, skozi skalo in spodnji prod, so torej tolikšne, da bi pri realizaciji projekta morali znižati pretok vode v tej smeri.

V nadaljnjem računajmo z vrednostmi: za pretočnost skale $c = 2,4 \cdot 10^{-4} \text{ m/sek}$, za $A = 27 \cdot 10^3 \text{ m}^2$ in za $k = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/sek}$.

Vrednost korena v enačbah (4) in (5) je

$$\sqrt{\frac{c}{A k}} = 0,0272 \text{ m}^{-1}$$

S tem koeficientom se glasita obe enačbi (4) in (5)

$$Q = Q_0 e^{-0,0272 x} \quad (4a)$$

$$H = H_0 (1 - e^{-0,0272 x}) \quad (5a)$$

Večji del vode se izgubi torej v bližini pregrade. Iz enačbe (4a) lahko izračunamo, kolikšen je odsek akumulacijskega bazena, na katerem se izgublja devet desetlin vode iz bazena. Izračunati moramo torej, v kateri oddaljenosti je pretok

$Q = \frac{Q_0}{10}$. To vrednost vstavimo v enačbo (4a) in dobimo

$$\begin{aligned} \frac{Q_0}{10} &= Q_0 e^{-0,0272 x} \\ x &= \frac{\ln 10}{0,0272} = 85 \text{ m} \end{aligned}$$

Devet desetlin vse vode bi se torej izgubilo v 85 m dolgem odseku akumulacijskega bazena nad pregrado, če bi bila skala enakomerno prepustna.

Ocena izgub vode iz akumulacijskega bazena z vzdolžnima injekcijskima zavesama

Pretakanje vode iz bazena skozi skalo v spodnji prod bi lahko zmanjšali z injekcijsko zaveso. Zaradi velike globine spodnjega proda bi bilo injiciranje

tega proda s prečno injekcijsko zaveso izredno težko in uspeh dvomljiv. Izgube bi pa lahko zmanjšali z vzdolžnima injekcijskima zavesama v skali ob obeh robovih doline ob kontaktu med jezersko kreda in skalo, ki bi segali do dna zakrasele skale (sl. 31c in d). Ne smemo pa misliti, da bi lahko ob pogojih, kot smo jih preje predpostavljali, izgube zmanjšali na 1/10 že s 85 m dolgo injekcijsko zaveso. Če bi injicirali skalo v bližini pregrade, bi padel piezometrični nivo v spodnjemrodu v večji oddaljenosti od pregrade in bi se izgube tam povečale.

V računu pomeni:

L dolžino injekcijske zaves

Q_L pretok v spodnjemrodu med pregrado in koncem injekcijske zaves

Q pretok v spodnjemrodu na območju, kjer ni injekcijske zaves

H_L piezometrično višino na koncu injekcijske zaves

H'_0 razliko piezometričnih višin ob koncu injekcijske zaves in gladino akumulacijskega bazena ($H'_0 = H_0 - H_L$)

Vse piezometrične višine merimo od dna doline.

Do razdalje L od pregradnega profila je pretok Q_L konstanten, ker injekcijska zavesa ne dovoljuje nobenega dotoka iz bazena

$$\begin{aligned} -Q_L &= A k \frac{H_L}{L} \\ H_L &= -\frac{Q_L L}{A k} \end{aligned} \quad (11)$$

Od konca injekcijske zaves naprej pa vladajo podobne razmere kot v primeru brez injekcijske zaves le da moramo zamenjati H_0 z H'_0 , Q_0 z Q_L in x z $(x - L)$.

Za H'_0 in Q_L velja torej enačba, ki je analogna enačbi (6) za H_0 in Q :

$$-Q_L = H'_0 \sqrt{A k c} = (H_0 - H_L) \sqrt{A k c} \quad (6a)$$

$$-Q_L = H_0 \sqrt{A k c} - H_L \sqrt{A k c}$$

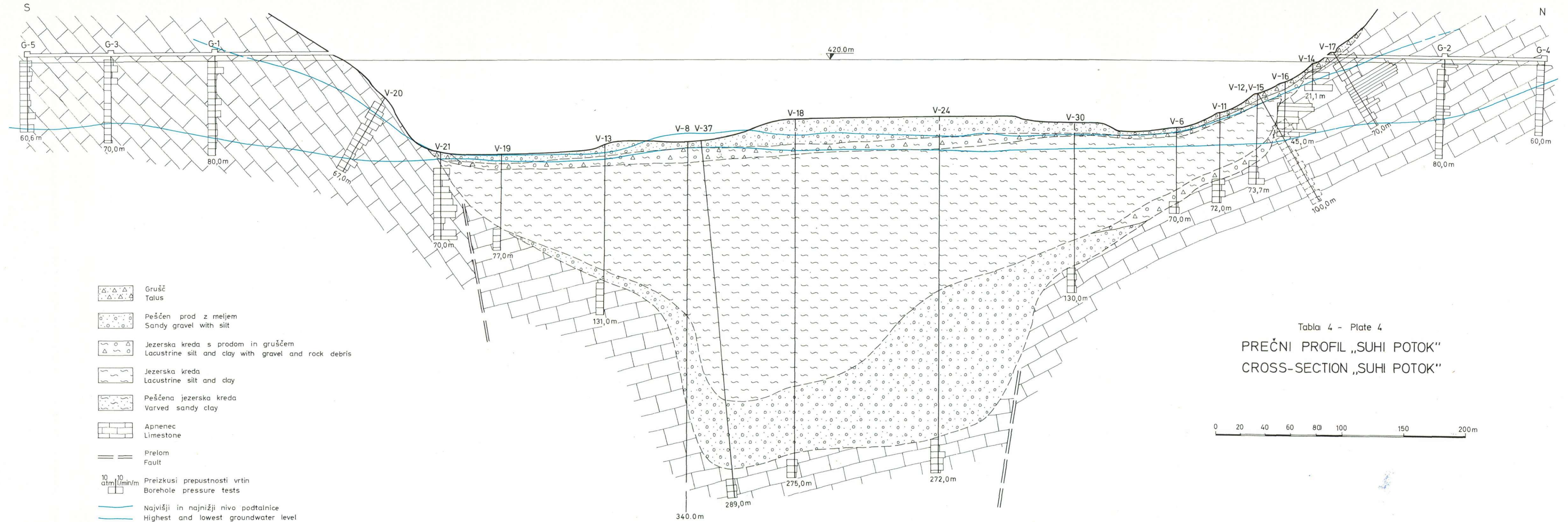
Prvi sumand na desni strani enačbe je po enačbi (6) enak $-Q_0$, v drugega vstavimo za H_L vrednost iz (11) pa dobimo po ustreznih preureditvah

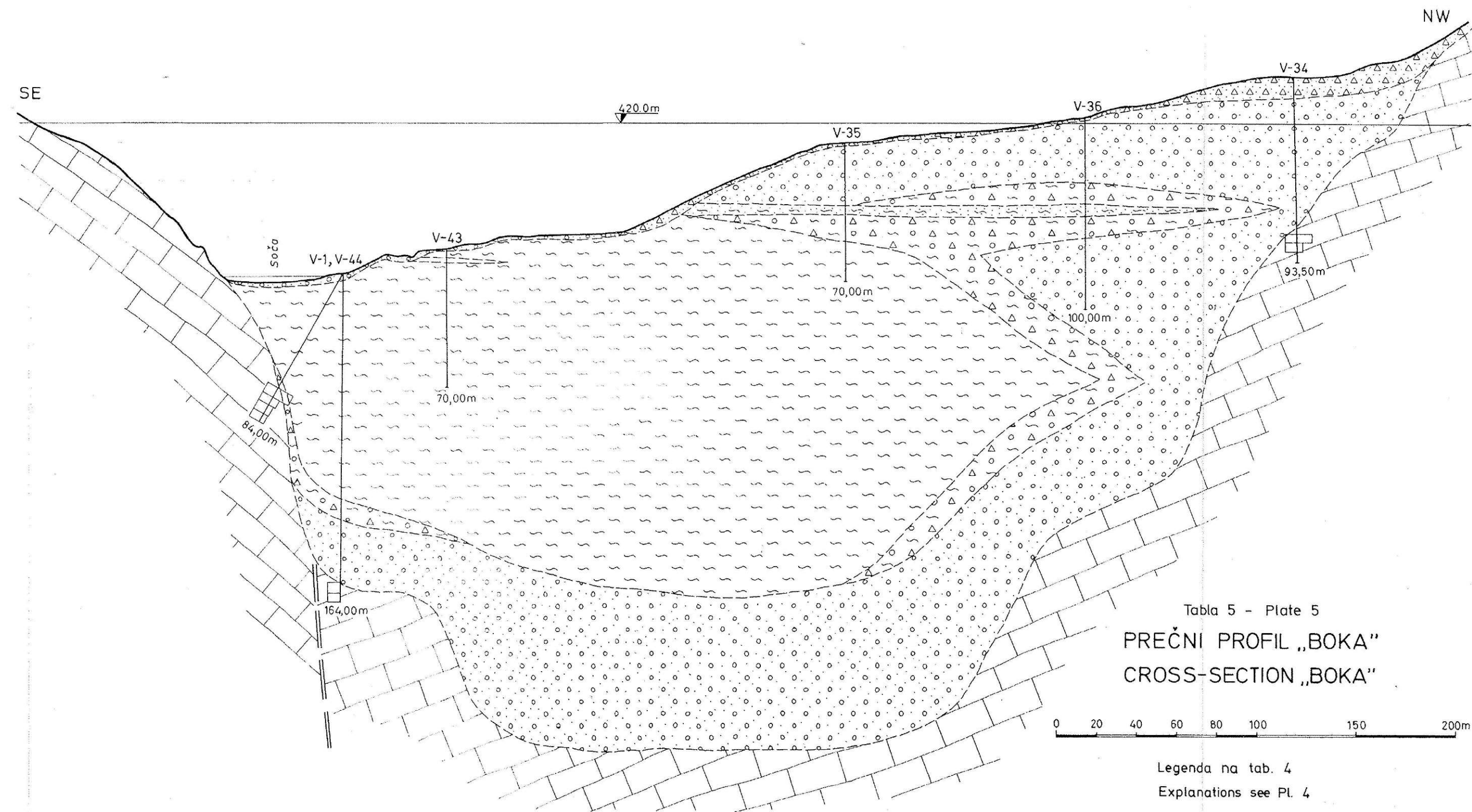
$$Q_L = \frac{Q_0}{1 + L \sqrt{\frac{c}{A k}}} \quad (12)$$

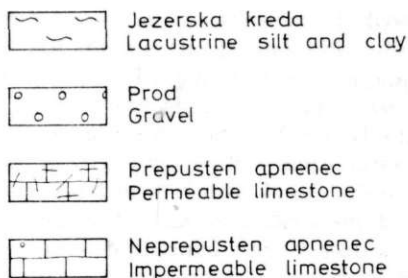
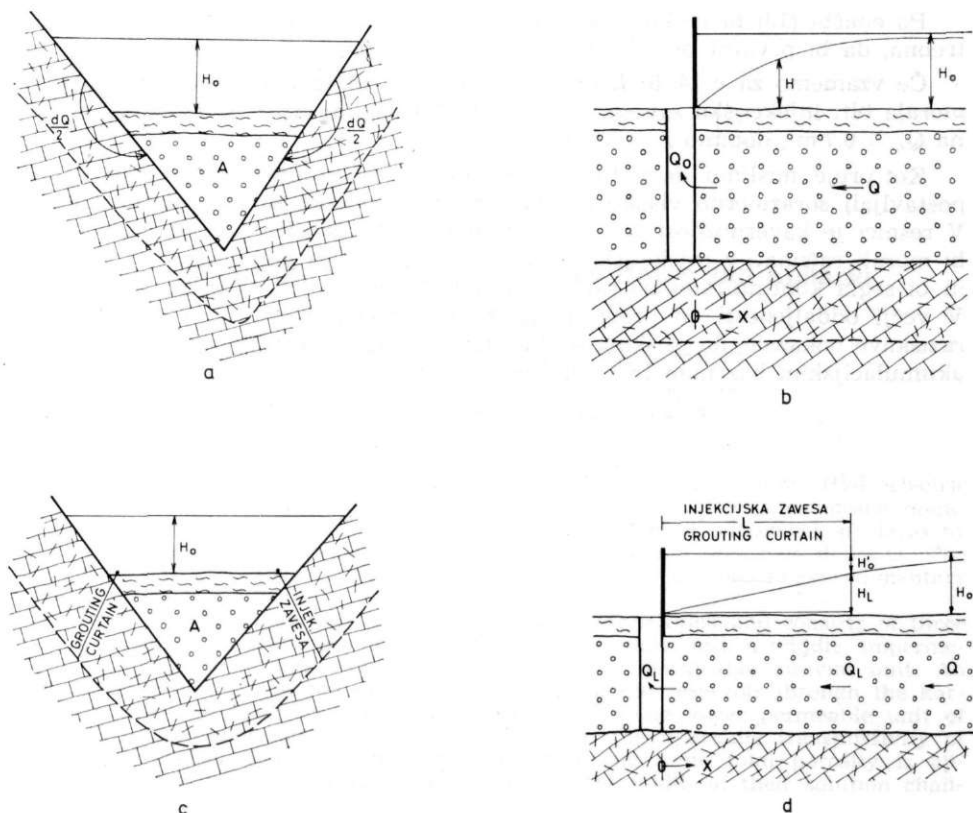
Pretok pri injekcijski zavesi dolžine L je torej za faktor $\frac{1}{1 + L \sqrt{\frac{A k}{c}}}$ manjši kot pretok brez injekcijske zaves.

Če iz zgornje enačbe izračunamo L , dobimo

$$L = \frac{Q_0 - Q_L}{Q_L \sqrt{\frac{c}{A k}}} \quad (13)$$







Sl. 31. Prečni (a) in vzdolžni (b) presek modela za račun izgub vode iz akumulacijskega bazena brez vzdolžnih injekcijskih zaves

Prečni (c) in vzdolžni (d) presek modela za račun izgub vode iz akumulacijskega bazena z vzdolžnima injekcijskima zavesama

Fig. 31. Cross section (a) and longitudinal section (b) of the model for estimating water leakage from the reservoir without longitudinal grouting curtains

Cross section (c) and longitudinal section (d) of the model for estimating water leakage from the reservoir with longitudinal grouting curtains

Po enačbi (13) bi lahko izračunali dolžino injekcijske zavesa, ki bi bila potrebna, da bi prvotni pretok Q_0 zmanjšali na naprej izbrano vrednost Q_L .

Če vzamemo za c , A in k prejšnje vrednosti in izračunamo, kako dolga bi morala biti injekcijska zavesa, da bi zmanjšali izgube na $1/10$, tj. od $Q_0 = 7 \text{ m}^3$ na $Q_L = 0,7 \text{ m}^3$, dobimo $L = 330 \text{ m}$.

Kot preje, mislimo, da je tudi ta rezultat preveč pesimističen, ker smo predpostavljali sorazmerno visoko in enakomerno vrednost za kavernoost skale. V resnici je kavernoost zelo neenakomerna. Pri izvedbi podobnega projekta bi morali računati z injekcijsko zaveso, ki bi se začela neposredno ob pregradi in bi segla kontinuirano do razdalje kakih sto metrov v akumulacijski bazen. V večji oddaljenosti od pregrade pa bi bilo treba injicirati le dele, kjer bi raziskave pokazale, da je skala močno kavernoostna in obstajajo širši kanali med akumulacijskim bazenom in spodnjim prodom.

Geology of the Soča Valley between Bovec and Kobarid

Dušan Kuščer

Inštitut za geologijo, Ljubljana, Aškerčeva 20

Karel Grad, Anton Nosan and Bojan Ogorelec

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The results of geological investigations for the Trnovo Hydroelectric Project on the River Soča are discussed. The area is composed dominantly of Upper Triassic limestone and dolomite, succeeded in places by reduced Jurassic series and finally by thick Cretaceous deposits. The observed facial differences of this system are ascribed to synsedimentary tectonics.

The Quaternary valley fill is up to 320 m thick and consists of three units: a lower permeable dominantly gravelly unit, a middle, impermeable silty and clayey unit, and an upper permeable alluvial unit. An estimation of the expected leakage from the reservoir through the karstified abutments down to the aquifer in the lower permeable unit of the Quaternary valley fill showed that the hydraulic transmissivity of similar limestone-gravel systems with the same total porosity is approximately inversely proportional to the width of their solution channels.

Introduction

The geological investigations for the Trnovo Hydroelectric Project on the Soča River were carried out during the period 1951—1965. The whole area of the project was mapped in detail (Pl. 1 and 2), and explored by numerous boreholes and galleries. The project was abandoned some years ago due to environmental protection. Some interesting geological facts which were brought to light during these exploration works, and which were later supplemented by investigations sponsored by the Boris Kidrič Foundation, are presented in this paper. This paper only deals with the area between the planned reservoir in the Bovec Basin (Fig. 1) and the planned power station at Kobarid. Since the investigations of the Quaternary sediments were carried out in much greater detail than those of the pre-Quaternary sediments, separate descriptions are given for the pre-Quaternary formations and for the Quaternary valley fill.

The stratigraphy of the pre-Quaternary formations

Triassic

The oldest formations exposed in the area are Upper Triassic dolomite and limestone. According to R. Selli (1963), who explored the neighbouring area

in Italy, the limestone and dolomite are stratigraphic equivalents and can replace one another. The Upper Triassic Dachstein Limestone surrounds the Bovec Flysch Basin on all sides, forming high mountains (Figs. 3, 4). Abundant *Megalodus* sp. is found on Mt. Polovnik (Fig. 2). The Dachstein Limestone is of the Upper Noric and, in its higher parts, probably of Rhetic age. K. Grad (1964) and L. Šribar (1968) found in a similar limestone of the south-eastern Julian Alps the Lower Liassic foraminifer *Involutina liassica* (Jones). The same fossil occurs on Monte Sorelli in the western Julian Alps (M. Cousin & M. Neuman, 1965). It was possible to study the Dachstein Limestone in detail in both exploration galleries at the dam site Suhi potok. According to J. Ivanković (1964) the limestone beds of the galleries are intercalated by brecciated limestone and clay. During repeated inspections of the galleries a cyclic succession of lithologic units, similar to the A, B and C members of the Lofers facies in the Northern Alps, described by A. Fischer (1964), were established. Member A is composed of breccia or conglomerate with a red or green clayey matrix. Member B consists of laminated, partly stromatolitic dolomite (loferite) (Figs. 6, 7), and Member C of calcilutite and calcarenite, frequently containing megalodonts. The described sequence indicates a shallow water environment of Dachstein Limestone.

South of the Žaga—Srpenica line the Upper Triassic is predominantly composed of massive, crystalline dolomite. To the north of this line the dolomite occurs to a minor extent in the core of the Polovnik anticline (Pl. 3, Fig. 1) and at the Boka Waterfall (Fig. 5).

The described characteristics of the Upper Triassic limestone and dolomite, and their uniformity over large areas as well as their great thickness, indicate a steady régime of carbonate deposition, compensating for the subsidence of the sea floor.

Jurassic

In the vicinity of Tolmin (20 km to the southeast of the mapped area) stratified dolomite with chert nodules and layers occurs. F. Kossmat (1920) attributed it to the Bača Facies of the Upper Triassic, but according to S. Buser (1960) the dolomite of the Tolmin region and similar dolomite of the Kobarid region are of Lower Liassic age.

Above the dolomite there is a bedded, partly oolitic limestone. From similar rocks in neighbouring areas NE and W of Bovec R. Selli (1953) mentions Liassic fossils.

L. Šribar in B. Ogorelec, (1970) determined *Globigerina helveto-jurassica* Haeussler, a characteristic Doggerian fossil as well as numerous Verneulinidae and Textulariidae from a bedded limestone with marly intercalations and limonitic nodules in the Koritnica Valley (Figs. 8 and 9).

On the northern slope of Mt. Polovnik there is a bedded oolitic limestone, probably of Jurassic age, including up to 5 cm large limonitic nodules (Fig. 10). It contains numerous microfossils (Verneulinidae and Textulariidae) but no characteristic Jurassic fossils. The similarity with the above-mentioned limestone in the Koritnica Valley suggests Jurassic age.

The pink limestone, exposed in restricted areas north of Bovec, is probably of Jurassic age, too.

Cretaceous

Cretaceous sediments occur in two regions, which are separated by the Triassic Mt. Polovnik (Fig. 11). To the north of it lies the deep Bovec basin. Here the limestone of probably Jurassic age is overlain by a reddish, occasionally grey, micritic, thin bedded limestone with some intercalations of marly clay, usually described by the name "Scaglia". (Fig. 12). Pelagic microfauna is abundant, with globotruncanas (*G. linneiana* d'Orbigny), *G. tricarinata* (Quereau), *G. calcarata* Cushman (Fig. 13), *G. elevata* (Brotzen). Numerous chert lenses are present in the limestone. The thickness of the "Scaglia" in the Bovec Basin is up to 150 m. On the northern slope of Mt. Polovnik, it is somewhat less thick.

To the south of Mt. Polovnik the "Scaglia" is substituted by the Volče limestone (Figs. 21, 22). Because of its lithology the Volče Limestone must be considered as a carbonate flysch. A four meter long profile has been measured near the village of Drežnica, north of Kobarid (Fig. 23). The grey limestone beds are mostly from 4 to 10 cm thick, exceptionally reaching a thickness of 40 cm. They are separated by thin marly films. The limestone beds are composed of a lower, graded interval, a middle, parallel and current laminated interval, and an upper, micritic interval (Figs. 24, 25). The middle, laminated interval is not always developed. The micritic limestone abounds with foraminifers (*Globotruncana linneiana* d'Orbigny, *G. coronata* Bolli) indicating a lower Senonian age (Fig. 26). Chert lenses are abundant and are situated mostly near the boundary between the graded and laminated interval (Fig. 27).

The different facies of the above-described Lower Senonian sediments of the two regions indicate an east-west trending ridge, separating the two regions.

During the Upper Senonian a nearly identical, dominantly marly flysch was deposited in both regions. The beginning of this flysch sedimentation was probably initiated by the Ressen tectonic phase.

In the southern area the lower portion of this flysch is an about 15 m thick unit of basal calcareous sandstone, having the characteristics of the distal parts of turbidites. The flysch sequences are up to 30 cm thick and only the T_6 and T_7 intervals (after A. H. Bouma, 1962) are represented.

In the northern area the basal sandstone is absent and the base of the flysch is a marly mudstone with few thin sandstone beds. The sandstone beds become more numerous about 60 m above the base (Fig. 14, 16). The sandstone is a greywacke or a subgreywacke (Fig. 15). Helminthoid tracks are abundant. Flute and groove casts indicate currents from the northwest (Fig. 18).

The upper part of the flysch formation has the characteristics of the proximal parts of turbidites. The layers are thicker and all the intervals from T_8 to T_{10} are represented (Fig. 17). The upper intervals of the flysch sequences abound with globotruncanas, indicating an Upper Senonian age.

In the southern area, in the surroundings of Drežnica, there are, in addition to the described sediments, thicker beds of coarse-grained sandstone and microbreccia. The mineral composition of these beds is different, too. The grains are almost exclusively composed of Cretaceous and Jurassic limestone, occurring only along the southern margin of the area.

In both areas there are olistostromes intercalated in the upper part of the flysch. Their blocks are up to a few cubic meters in volume. In the Drežnica

zone the blocks consist of Volče Limestone, and of Jurassic and Triassic carbonate rocks. The thickness of the olistostromes is mostly between 10 to 30 m, but near Drežnica Village there is one reaching a thickness of 60 m. The poorly rounded blocks lie in a silty-marly matrix. The lithology of the blocks indicates that the olistostromes come from the south.

In the Bovec area the blocks are composed mostly of "Scaglia", though sometimes they are made up of Jurassic and Triassic carbonate rocks, too. The pebbles of conglomeratic olistostromes consist of "Scaglia" and of Jurassic and Triassic carbonate rocks (Figs. 19, 20).

In the Bovec area the flysch formation is up to 800 m thick, being only 400 m thick in the Drežnica area (Fig. 28). The thickness of the flysch formation and the lithologic composition of the olistostromes and the coarse-grained sandstone in the Drežnica area differ considerably from those of the Bovec area because a ridge between the two areas was already in existence at the time of sedimentation.

The coincidence of the facies boundary between the northern and southern flysch area with the ridge of Mt. Polovnik, as well as the northern dip of the flysch beds along the southern margin of the Bovec Basin, strongly indicate that the Mt. Polovnik has an autochthonous position (F. Kossmat, 1913, 91 and 93) (Pl. 3, Fig. 1). It therefore seems very improbable that Mt. Polovnik is a part of the thrust sheet of the Central Julian Alps, and that the Bovec Basin is a tectonic window, as was suggested by A. Winkler (1920, 109).

The heavy minerals have a fairly uniform composition in both areas. Garnet and zircon are dominant, the other minerals (apatite, turmaline, rutile, and chlorite) being subordinate. Among opaque minerals pyrite prevails. The heavy minerals probably originate from the igneous and metamorphic rocks of the Central Alps.

The Quaternary valley fill

At the time of its maximum extent the Pleistocene glacier reached the surroundings of Most na Soči, some 20 km downstream of Bovec. As a result of this glaciation the valley floor is extensively covered by Quaternary deposits. Exploratory borings at the proposed dam site Suhi potok revealed that the valley fill was of exceptional thickness. At bore hole V-37 (Pl. 4) bedrock was reached at a depth of 280 m while at bore hole S-3, some 3 km downstream, it was reached at a still greater depth of 322 m. Here the bedrock is at an elevation of 90 m above sea level, i.e. 110 m lower than 6 km downstream at Magozd, and 310 m lower than in the upper part of the Bovec basin (Pl. 3, Fig. 2). The depression of the bedrock between these two points can hardly be attributed only to glacial erosion, but is probably the effect of recent subsidence. The occurrence of permeable gravel deposits in the deepest part of the depression could be hardly explained otherwise.

A similar Quaternary trough, whose depth, however, is as yet unknown, exists beneath the valley floor between Kobarid and Tolmin. The deepest bore hole in this part, which was driven at Tolmin (60 m), did not reach bedrock. One indication of the recent tectonic activity of this region is its high seismicity.

The Quaternary deposits of the investigated dam sites are composed of three units (Pl. 4 and 5):

1. The Upper permeable alluvial unit,
2. The Middle, impermeable, glacialacustrine unit,
3. The Lower permeable alluvial unit.

The few outcrops of the glacialacustrine sediments indicate that the lake was approximately 8 km long. In places, where the glacialacustrine sediments have been protected from erosion, it can be seen that the tops of these sediments are nearly all at the same elevation of 360 m, which indicates the lake water-level before its final filling up.

The glacialacustrine deposits consist predominantly of a varved clayey silt. The varves are usually horizontal (Fig. 29), but in many places dip at sharp angles, or are even highly contorted (Fig. 30). As the clay is post-glacial this phenomenon could be explained only by the synsedimentary sliding down of the lake bottom.

The maximum thickness of the lacustrine deposit, established by bore holes, is 197 m (Pl. 5). Towards the sides of the valley it gets thinner, overlaps the lower alluvial unit and overlies the Triassic bedrock. The lower alluvial unit is thus sealed off from direct hydrologic connection with the surface. An exception has been detected only on the right abutment of the Boka dam site, where the clayey deposit pinches out before it reaches the Triassic limestone.

Between Srpenica and Kobarid two ridges of glacial till and rubble, culminating in Kuntri (530 m) and Ognjen (480 m), bar the valley floor. The small basin between them has been occupied by a lake (A. Winkler, 1926).

Hydrogeologic features of the dam sites

Besides the aquifers of the two permeable units of the valley fill there are two additional aquifers in the Triassic limestone, one on each side of the valley.

On the right-hand side there are numerous karst springs at different elevations. The intermittent ones are not the highest ones as is the rule in other groups of karst springs. The largest and highest of the springs is the source of the Boka Torrent, lying at an elevation of 730 m just above the 80 m high waterfall. Its discharge varies from about 0.2 to more than 100 cu m/sec (Fig. 5). Among the other, lower-lying sources, there are several intermittent ones. This irregular arrangement of perennial and intermittent springs strongly indicates that the karst channels are poorly interconnected and probably not very deep under the ground surface. Bore hole pressure tests showed only a slight karstification of the limestone at depths greater than 50 to 70 m below rock floor.

On the left-hand side of the valley there are only few small springs due to the much smaller extent of the catchment area.

The ground-water level in the limestone abutments has been observed in bore holes from two exploration galleries in the Suhi potok profile (Pl. 4). The high ground water level intersects the galleries at a distance of 60–70 m from their entrances. At high water the gallery on the right side discharges more than 1 cu m/sec, and the one on the left several hundreds of l/sec. The low

ground-water level drops to 20 m below the end of the right gallery, and to 55 m below the end of the left gallery.

The thickness of the upper Quaternary aquifer is variable, due to partial erosion of the lacustrine deposit before the deposition of the recent gravel. Along the Boka Torrent the permeability of the upper unit is very high. The ground-water level is in places below the torrent channel and, due to different rates of infiltration at different water levels of the Boka Torrent, the ground-water level fluctuations are very high (up to 8,5 m).

The thickness of the lower Quaternary aquifer is up to 120 m (Pl. 4 and 5). As previously mentioned, this aquifer is sealed off from direct communication with surface water. The cross-sectional area of this aquifer in the Suhi potok profile is about 27 000 sq m. Thirteen pumping tests have been performed and an average hydraulic conductivity $k = 1,2 \cdot 10^{-4}$ m/sec has been obtained.

The piezometric head of the lower aquifer showed oscillations of up to 13 m. The continuity of the ground-water level across the limestone-gravel boundary proves that both aquifers are interconnected.

At high water, two of the bore holes in the lower aquifer overflow. Sometimes, especially during early summer they discharge intermittently during midday and in the afternoon, drying up during the night. This phenomenon is probably due to snow melting on the high Kanin Plateau to the north during the hot day hours, and a very fast underground run-off through karst channels down to the valley floor.

Estimation of the leakage from the reservoir

It is supposed that the leakage around the abutments could be prevented by a relatively small grout curtain and that the watertight core of the dam reaches everywhere to the impermeable lacustrine deposits. Grouting of the deep-lying lower permeable unit would be very difficult and of doubtful effect. Therefore an estimation of the waterlosses from the reservoir through the limestone down to the lower alluvial aquifer was carried out. In the equations the following symbols are used (see also Fig. 31a and b):

x distance from the dam,

Q ground-water flow at a distance x from the dam,

Q_0 ground-water flow below the dam,

H piezometric head at the distance x from the dam,

H_0 piezometric head at a very great distance
(equal to the reservoir water level),

i hydraulic gradient,

A cross-sectional area of the lower permeable unit,

k hydraulic conductivity of the lower permeable unit,

v specific discharge,

c constant of proportionality of leakage through the limestone valley walls, as defined by eq. (2) (see below).

Denoting the waterlosses from the reservoir as negative, the ground-water flow along the lower permeable unit is:

$$-Q = A k \frac{dH}{dx},$$

and the hydraulic gradient is:

$$i = \frac{dH}{dx} = -\frac{Q}{A k} \quad (1)$$

Supposing that the leakage from the reservoir through the limestone abutments is proportional to the head difference $H_0 - H$, the leakage from a section of the reservoir of length dx would be:

$$dQ = c (H_0 - H) dx \quad (2)$$

whence:

$$\frac{dQ}{dx} = c (H_0 - H) \quad (2')$$

Differentiating and introducing $\frac{dH}{dx}$ from eq. (1) we obtain:

$$\frac{d^2Q}{dx^2} = \frac{c}{A k} Q \quad (3)$$

Satisfying the condition $Q = Q_0$ at $x = 0$, the solution of (3) is:

$$Q = Q_0 \exp \left(-\sqrt{\frac{c}{A k}} x \right) \quad (4)$$

The corresponding equation for H is obtained by differentiating (1) and introducing $\frac{dQ}{dx}$ from (2'):

$$H = H_0 \left[1 - \exp \left(-\sqrt{\frac{c}{A k}} x \right) \right] \quad (5)$$

Differentiating (5) and introducing the value of $\frac{dH}{dx}$ from eq. (1) the water flow at $x = 0$ is:

$$Q_0 = -H_0 \sqrt{A k c} \quad (6)$$

Supposing that the permeability of the limestone is due to small fissures only, an approximate estimation of its hydraulic conductivity k_1 could be obtained from pressure tests of bore holes. From all successful pressure tests a mean value of 1.5×10^{-6} m/sec has been obtained for k_1 . Supposing a thickness D of the upper, permeable part of the limestone, a mean length l of the percolation path from the reservoir down to the lower permeable unit of the Quaternary valley fill, and that the percolation obeys Darcy's law, the total leakage for both sides of the reservoir over a section of length dx would be:

$$dQ = 2 k_1 \frac{D dx}{l} (H_0 - H) \quad (7)$$

Approximate values are $D = 100$ m, and $l = 100$ m. Equating (7) and (2) gives $c = 2k_1$. With this value and with $H_0 = 80$ m, $A = 27\,000$ m² and $k = 1.2 \times 10^{-4}$ m/sec the total leakage calculated from equation (6), is $Q_0 = 0.252$ m³/sec, which would be negligible.

The permeability of the limestone is not caused only by small fissures, but also to a far greater extent by solution channels. Their capacity cannot be tested in bore holes. The model which will serve for estimating leakage through such channels, is a rock perforated by evenly spaced circular channels of the same width and covered at the outlet by a thick gravel deposit. We suppose that the gravel does not penetrate into the channels. For water flow through the combined limestone-gravel system the piezometric head losses in the channels will be negligible, provided that the channels are large enough (in our model larger than about 10 cm). The radial flow q from the outlet of a circular channel of a diameter $2r_0$ into a semi-infinite permeable material is

$$q = (H_0 - H) \cdot 2\pi k r_0 \quad (8)$$

Suppose, now, that different limestones with the same total porosity p but with differing channel diameters exist. Over an area P of the limestone-gravel interface the sum of cross-sections of all the channels would be:

$$pP = N\pi r_0^2$$

where N is the number of channels, whence:

$$N = \frac{pP}{\pi r_0^2} \quad (9)$$

The following conclusion is valid only in the case when the distances between neighbouring channels are large, so that the flow from one channel does not perceptibly affect the flow from any other.

The total discharge from N channels is:

$$Q' = Nq = N(H_0 - H) 2\pi k r_0$$

Introducing N from (9), we get:

$$Q' = 2k(H_0 - H) \frac{pP}{r_0} \quad (10)$$

This result shows that the discharge from a large number of small channels is greater than that from a small number of large channels, provided that the total porosity is the same in both cases.

Consider a length dx of the reservoir contributing a portion $-dQ$ to the leakage. Denoting the length of the gravel-limestone interface in the cross-section (Fig. 31a) as S , this portion $-dQ$ is leaking through an area $P = S dx$ of the interface. Substituting in eq (9) dQ for Q' and $S dx$ for P we get:

$$dQ = 2k(H - H_0) \frac{p S dx}{r_0} \quad (10')$$

Comparing with (2):

$$c = 2k p S \frac{1}{r_0}$$

Supposing $S = 100$ m, $p = 0.1\%$, $r_0 = 0.1$ m and $k = 1.2 \times 10^{-4}$ m/sec the value of c is $c = 2.4 \times 10^{-4}$ m/sec. With this value of c eq. (6) given an excessive leakage of $Q_0 = 2.2$ cu m/sec. As the supposition of a porosity of 0.1% and of

0.1 m wide channels seems quite reasonable, one must conclude that the discussed leakage path would require special treatment, with longitudinal grouting curtains in the limestone extending from the dam abutments along the edges of the lacustrine deposit up into the reservoir. The length of the curtain which would be sufficient to reduce the leakage to supportable values has to be determined.

Supposing that longitudinal grouting curtains of length L are accomplished, the leakage from the reservoir can be easily estimated using the equations previously deduced. We shall use the following symbols (see also Fig. 31c and d).

L length of the longitudinal grouting curtains,

Q_L ground-water flow between the dam and the end of the grouting curtain,

Q ground-water flow at distances greater than L from the dam,

H_L piezometric head at the end of the grouting curtain,

H'_0 difference in piezometric head between the end of the grouting curtain and the reservoir water level, $H'_0 = H_0 - H_L$.

From the dam up to a distance L the ground-water flow is constant, Q_L . For distances greater than L equation (6) can be used replacing H_0 by H'_0 , and Q_0 by Q_L :

$$-Q_L = H'_0 \sqrt{A k c} = (H_0 - H_L) \sqrt{A k c} \quad (6a)$$

H_L can be readily found from the water flow between the dam and the end of the grouting curtain

$$H_L = -\frac{Q_L L}{A k} \quad (11)$$

Introducing this value in eq. (6a) we get:

$$-Q_L = (H_0 - H_L) \sqrt{A k c} = H_0 \sqrt{A k c} + Q_L L \sqrt{\frac{c}{A k}}$$

Rearranging, and introducing Q_0 from eq. (6) we obtain:

$$Q_L = \frac{Q_0}{1 + L \sqrt{\frac{c}{A k}}} \quad (12)$$

With a grouting curtain of a length L the ground-water leakage diminishes by a factor

$$\frac{1}{1 + L \sqrt{\frac{c}{A k}}}$$

Determining L from equation (10) we get:

$$L = \frac{Q_0 - Q_L}{Q_L \sqrt{\frac{c}{A k}}} \quad (13)$$

This equation can be used for estimating the length of the longitudinal grouting curtain necessary to reduce the leakage from Q_0 to a pre-selected value Q_L . As the transmissivity of the limestone is very non-homogeneous, the

values obtained are of limited value only. In practice it would be necessary to carry out continuous grouting curtains to a length of some few hundred metres from the dam, and in the case of highly karstified regions farther up the reservoir, additional discontinuous curtains in these regions, too.

Literatura

- Bouma, A. H. 1962, Sedimentology of some Flysch deposits. Amsterdam.
- Cousin, M. 1970, Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. B. S. G. F. 7., XII, Paris.
- Cousin, M., Neumann, M. 1965, Microfaciès du Lias dans les Préalpes Juliennes occidentales (Frioul, Italie). Note préliminaire. C. R. somm. S. G. F., Paris.
- Fabiani, R. 1937, Carta geologica delle Tre Venezie 1:100 000, Tolmino. Firenze.
- Fischer, A. 1964, The Lofer Cyclothemes of the Alpine Triassic. Bull. Kansas Geol. Surv. 169, Topeka.
- Hauer, F. 1868, Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Jahrb. Geol. R. A. Bd. XIX, Wien.
- Ilešič, S. 1951, Podolžni profil Soče. Geogr. vestnik. XXIII, Ljubljana.
- Ivanković, J. 1964, Inženjersko geološke i hidrogeološke prilike pregradnog mjesta HE Trnovo. Diplomsko delo, Univerzitet, Zagreb.
- Kossmat, F. 1908, Beobachtungen über den Gebirgsbau des mittleren Isonzo-gebietes. Verh. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1909, Der küstentländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Bd. VI, Wien.
- Kossmat, F. 1914, Geologie des Wocheinertunnels und der südlichen Anschlusslinie. Denkschr. Akad. d. Wiss. Bd. 82, Wien.
- Kossmat, F. 1920, Geologische Karte 1:75 000, Tolmein. Wien.
- Ogorelec, B. 1970, Kredni fliš Gornjega Posočja. Diplomsko delo, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Ljubljana.
- Seilacher, A. 1959, Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. Eclogae Geol. Helvetiae, 51. No. 3, Basel.
- Selli, R. 1953, La geologia dell'alto bacino dell'Isonzo. Giorn. di Geol. s. 2, 19 (1947), Bologna.
- Selli, R. 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Anali Museo Geol. Bologna, s. 2, vol. XXX (1962), Bologna.
- Stur, D. 1858, Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebung von Wippach, Adelsberg und die Wochein. Jahrb. Geol. R. A. Bd. IX, Wien.
- Sercelj, A. 1970, Würmska vegetacija in klima v Sloveniji. Razpr. 4. r. Slov. akad. znan. umetn. XIII/7, Ljubljana.
- Tollman, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch. H. 21. Stuttgart.
- Winkler, A. 1920, Das mittlere Isonzogegebiet. Jahrb. Geol. R. A. Bd. LXVIII, Wien.
- Winkler, A. 1924, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, B. XVI, (1923), Wien.
- Winkler, A. 1926, Zur Eiszeitgeschichte des Isonzotales. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XV, Leipzig.
- Winkler, A. 1931, Zur spät- und postglazialen Geschichte des Isonzotales. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XIX, Leipzig.
- Vozdviženskij, B. I., Kuličihin, N. I., Meerson, E. G., Utkin, I. A. in Jakobi, N. O., 1946, Spravočnik razvedčika poleznih iskopaemih. Moskva, Leningrad.
- Zankl, H. 1971, Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. 8. Internat. Sediment. Congress. Guidebook. Heidelberg.

Hidrogeološke razmere v Nuskovi na Goričkem

Ljubo Žlebnik

Geološki zavod, Ljubljana, Dimičeva ulica 16

Mineralno vodo iz vrelcev v Nuskovi so uporabljali že v začetku tega stoletja. Pozneje so pridobivanje opustili. Raziskave so se ponovno začele v letu 1967/68. Izvrtali so devet vrtin, ki so pokazale, da je glavni vodonosnik litotamnijski peščenjak in apnenec tortonske starosti; našle so ga v različni globini od 43 do 179 m. Vodonosen je tudi sarmatski peščenjak. Na podlagi črpalnih poskusov je avtor računal izdatnost vodonosnika in teoretično zmanjšanje izdatnosti po desetih letih in po sto letih.

Uvod

Mineralna voda v Nuskovi na severnem Goričkem izvira v bližini vasi Rogoševci v dolini Ledave ob cesti med Cankovo in mejnim prehodom Kuzma na nadmorski višini 235 m. Po prvi svetovni vojni so pridobivanje mineralne vode opustili, zato sta s časom zajetje in polnilnica propadla. Šele v novem času so se na pobudo gostinskega podjetja »Zvezda« v Murski Soboti in ob pomoči Sklada Borisa Kidriča začele raziskave širšega vrelnega območja. Preiskave so imele namen ugotoviti število horizontov mineralne vode, njihovo razprostranjenost in globino ter kemične in bakteriološke lastnosti mineralne vode.

Še pred prvo svetovno vojno so v Nuskovi izvrtali dve vrtini in zajeli mineralno vodo. Podatki o vrtinah se niso ohranili. Od tedaj do leta 1967 na tem območju ni bilo nobenih hidrogeoloških preiskav. V letu 1967 je podjetje INA Lendava izvrtalo v bližini starega zajetja vrtini Nu 1 in Nu 2 do globine 31, oziroma 33,2 m. Vrtini sta bili vrtani brez jedra, zato nista znana njuna profila. Poročilo o teh in drugih preiskavah termalnih vod v Pomurju je izdelal ing. Szabo. Naslednje leto je Geološki zavod Ljubljana izvrtal štiri vrtine (Nu 3, Nu 4, Nu 5 in Nu 6). Nu 4 in Nu 5 sta dosegli metamorfne skrilavce pod terciarnimi plastmi. Leta 1969 so bile izvrtane še vrtine Nu 7, Nu 8, Nu 9. V zvezi z iskanjem nafte so Goričko izmerili tudi geofizikalno. Iz leta 1940 se je ohranila nemška regionalna gravimetrična karta, iz leta 1941 pa poročilo tvrdke PRAKLA iz Berlina o geomagnetnih raziskavah na območju Murske Sote. Geološki zavod Ljubljana je leta 1956 izdelal gravimetrično karto severovzhodne Slovenije v merilu 1:100 000. Pozneje je podjetje Geofizika iz Zagreba izvedlo še seizmične meritve.

Geološki pregled

Najstarejše plasti na preiskanem ozemlju pripadajo paleozoiku. Na površju nastopajo te plasti severno od vrečnega območja v hribovju na meji z Avstrijo, na Rdečem bregu in na grebenih zahodno in vzhodno od tod. Zastopajo jih filitom podobni metamorfni skrilavci, ki so bili najdeni tudi v spodnjem delu vrtin Nu 4 in Nu 6.

Neposredno na paleozojskih skrilavcih leži, kot kažejo podatki vrtin, 15 do 25 m debela plast tortonskega litotamnijskega peščenjaka in apnenca. Na površju litotamnijskih kamenin ni, ker jih transgresivno prekrivajo sarmatske in pliocenske plasti.

Po do sedaj znanih podatkih vsebuje mineralno vodo plast litotamnijskega apnenca in peščenjaka, ki se razteza v dolini Ledave med vrtinami Nu 9, Nu 7 ter Nu 6 in Nu 8 s površino okrog 0,25 km². Po podatkih vrtin Nu 7 in Nu 9 je vrhnja cona litotamnijskega peščenjaka zelo porozna in kavernožna.

Neposredno na tortonskem litotamnijskem peščenjaku leži sarmatski lapor, med katerega so vložene nekaj metrov debele plasti peska in peščenega proda. Iz sarmatskih plasti sestoje griči med Ledavo in Kučnico ter nižji del pobočja na levem bregu Ledave, kjer leže na sarmatskih plasteh neposredno pontske rhomboidea plasti.

Najmlajše plasti pripadajo kvartarju; omejene so le na dolino Ledave. Po podatkih vrtin sestoje kvartarne plasti iz 5 do 10 m debele plasti gline, pod njo pa leži 1,5 do 3,1 m debela plast peščenega proda. Skupna debelina kvartarnih plasti ne presega 12 m.

Sarmatske in tortonske plasti so zelo položno nagnjene (5 do 10°) v smeri toka Ledave. Podlaga terciarnih plasti, ki sestoji iz paleozojskih metamorfnih skrilavcev je na območju med vrtinama Nu 7 in Nu 4 zelo položno nagnjena v smeri toka Ledave, medtem ko od tod dalje bolj strmo pada proti jugu. V vrtinah Nu 7 in Nu 4 so metamorfni skrilavci 60 do 90 m globoko pod površjem, v vrtini Nu 6 188 m, medtem ko naj bi bili na območju vrtine Nu 8 že okrog 340 m globoko. Vrtina Nu 8 je bila izvrtana le do globine 136,0 m.

Iz fotogeološke karte in podatkov seizmičnih preiskav vidimo, da poteka vzdolž potoka Ledava prelom, ki ga z vrtinami nismo zanesljivo našli. Vsekakor je premik terciarnih plasti ob prelomu sorazmerno majhen, sicer bi ga v vrtinah morali zaslediti.

Hidrogeološki opis

Podatki vrtin Nu 4, Nu 5, Nu 7 in Nu 9 ter poizkusnih črpanj kažejo na izdatnejši horizont mineralne vode le v tortonskem litotamnijskem peščenjaku in apnencu. V vrtini Nu 3 je zajeta mineralna voda v sarmatskem pesku, ki je zaradi diskordantne lege sarmatskih plasti na tortonskih v neposredni zvezi z vodonosnimi litotamnijskimi kameninami in se verjetno iz njih tudi napaja.

Vodonosni litotamnijski horizont je v vrtinah Nu 9 in Nu 7 v globini 43 do 45 m, v vrtinah Nu 4 in Nu 5 63 do 64 m ter v vrtini Nu 6 v globini 179 m. Plasti torej sprva položno, nato pa strmo padajo v smeri toka Ledave.

Sejalne analize kažejo, da vsebuje litotamnijski peščenjak veliko meljne primesi (delci pod 0,06 mm premera) (25 do 50 %). Verjetno nekaj te meljne

primesi odpade na vrtalno moko. Naravna primes melja je torej manjša od tiste, ki jo kaže sejalna krivulja. Peščenjak je zelo porozen in celo kavernozen, kajti v vrtinah Nu 7 in Nu 9 je vrtalno drogovje na posameznih globinah zaradi lastne teže brez dodatne obremenitve kar samo padlo globlje. Porozna cona je bila ugotovljena v vrtini Nu 7 na globini 47,9 do 48,4 m in v vrtini Nu 9 na globini 45,5 do 47,5 m. Po mineraloški sestavi je peščenjak povsem apnen in prehaja navzdol v litotamnijski apnenec.

V vrtini Nu 8 smo dobili nekoliko mineralizirano vodo v sarmatskem peščenem prodru v globini 91 do 99 m. Peščeni prod vsebuje po podatkih sejalnih analiz le 10 do 12 % melja, ostalo je povečini srednji in debel pesek ter prod. Po mineraloški sestavi je pesek večidel kremenov.

Prepustnost vodonosne plasti, s tem v zvezi pa tudi njena izdatnost, je neposredno odvisna od zrnivosti. Čim večja je primes meljastih delcev, tem manjši sta prepustnost in izdatnost vodonosne plasti. Prepustnost je mogoče računati iz zrnivosti po raznih empiričnih enačbah, vendar so dobljene vrednosti povečini le zelo približne. Najpogosteje je v rabi Hazenova enačba:

$$k = 1,16 \cdot d_{10}^2 \text{ cm/s}$$

k = koeficient prepustnosti

d_{10} = premer zrn v mm pri 10 % presejka

V našem primeru smo izračunali vrednost koeficienta prepustnosti k iz zrnivosti vzorcev litotamnijskega peščenjaka iz vrtin Nu 4, Nu 5, Nu 7 in Nu 9 po Hazenovi enačbi in dobili vrednosti $3 \cdot 10^{-5}$ do $4,4 \cdot 10^{-6}$ cm/s. Za sarmatski pesek iz vrtin Nu 3 in Nu 8 je vrednost k $3 \cdot 10^{-3}$ do $4,2 \cdot 10^{-5}$ cm/s. Pripominjamo, da so izračunane vrednosti koeficienta k izrazito prenizke, ker je primes melja povečana z vrtalno moko.

Bolj točne podatke dobimo z meritvami izdatnosti vrtin pri določenem znižanju piezometrične gladine vodnega horizonta. V našem primeru so najprimernejši za računsko obdelavo podatki, ki smo jih dobili z meritvami na vrtini Nu 7. Mineralna voda v tej vrtini namreč izteka enakomerno ter ne vsebuje mehurčkov plina. Koeficient prepustnosti k smo izračunali po Dupuitovi enačbi.

$$k = \frac{0,366 \cdot Q \cdot \log \frac{R}{r}}{m \cdot s} = \frac{0,366 \cdot 129,6 \cdot 3,699}{8 \cdot 12,3} = 1,78 \text{ m/dan} = 2,06 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}$$

s = depresija = 12,3 m (izmerjena piezometrična gladina 14. 9. 1969 je 12,3 m nad ustjem vrtine)

m = debelina vodonosne plasti (v m)

R = vplivni polmer vrtine okrog 300 m

r = polmer vrtine (v m)

Q = količina iztekajoče vode, izmerjena 12 dni po zajetju vodonosne plasti = $129,6 \text{ m}^3/\text{dan}$

Izdatnost vodonosne plasti ni odvisna samo od koeficienta prepustnosti k , ampak tudi od debeline vodonosne plasti, depresije v črpalni vrtini ter tudi od premera vrtine. Rezultate meritev izdatnosti vrtin smo prikazali v tabeli 1.

Tabela 1
Meritve izdatnosti vrtin v Nuskovi v letu 1969

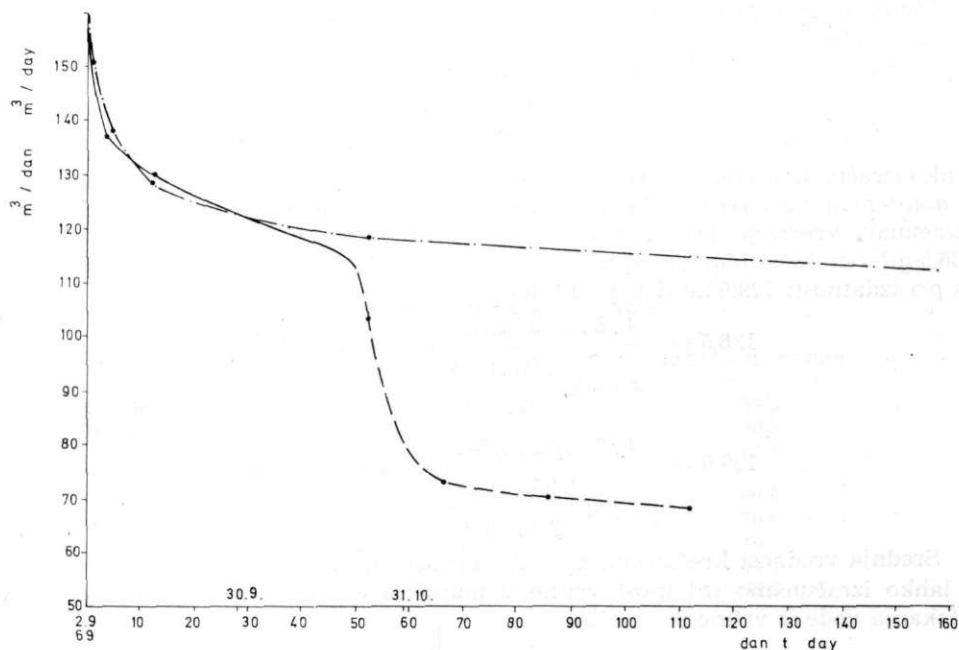
Vrti- na	Datum meritve	Izdatnost m ³ /dan	Pritisk na ustju odprte vrtine kp/cm ²	Oprema ustja	Pritisk na ustju zaprte vrtine kp/cm ²	Opomba
Nu 1	3. 9. 1969	21,6		prost izliv		bistra voda
	24. 10. 1969	19,9				bistra voda
	4. 11. 1969	presušila				
Nu 3	24. 9. 1969	36		vrelčna cev 3/4"		bistra voda
	24. 10. 1969	33,8				
	6. 11. 1969	35,3				
	26. 11. 1969	33,8				
	23. 12. 1969	31,7				
Nu 4	24. 9. 1969	60,7		vrelčna cev		voda izteka enakomerno
	24. 10. 1969	70,8		brez šobe		
	6. 11. 1969	76,0		brez šobe		
	27. 11. 1969	123,6	0,15	šoba 35 mm		voda izteka neenakomerno
		94,2	1,05	šoba 10 mm	1,18	voda izteka enakomerno
	23. 12. 1969	97,8	1,1—1,3	šoba 10 mm		voda nosi nekoliko peska
Nu 5	voda se malo preliva					
Nu 7	6. 9. 1969	136,5		brez šobe		bistra voda
	14. 9. 1969	129,6		brez šobe	1,23	bistra voda
	24. 10. 1969	103,6		brez šobe		bistra voda
	6. 11. 1969	73,5		brez šobe		bistra voda
	27. 11. 1969	86,4		šoba 25 mm		bistra voda
		60,4	0,11	šoba 10 mm		bistra voda
	23. 12. 1969	68,3		brez šobe		bistra voda
Nu 8	15. 10. 1969	69,2		brez šobe		bistra voda
	24. 10. 1969	64,8		brez šobe		bistra voda
	6. 11. 1969	51,8		brez šobe		bistra voda
	27. 11. 1969	66,5		brez šobe		bistra voda
		44,3	0,13	šoba 10 mm	0,74	bistra voda
	23. 12. 1969	41,4	0,18	brez šobe		bistra voda
Nu 9	27. 10. 1969	397		brez šobe		motna voda
	6. 11. 1969	570		brez šobe		iztekajoča voda
	13. 11. 1969	337		brez šobe		je bistra
	27. 11. 1969	414	0,45	šoba 35 mm		iztekajoča voda
		277	0,65	šoba 25 mm		nosi pesek
		66,2	0,45	šoba 10 mm	0,8	iztekajoča voda
	23. 12. 1969	138	0,75	šoba 17 mm		nosi nekol. peska

Iz podatkov v tabeli 1 vidimo, da je izdatnost novo izvrtanih vrtin Nu 7. Nu 8 in Nu 9 v začetnem obdobju (približno 54 dni po zajetju vode) hitro in

močno padala, kasneje pa se je le še malo zmanjševala. Kot primer naj navedemo, da je izdatnost vrtine Nu 7 v času od 2. 9. 1969, ko je bila voda zajeta, do 24. 10. 1969 padla za 51 m³/dan. Nato se je izdatnost zmanjševala mnogo počasneje, saj se je na primer od 27. 11. 1969 do 23. 12. 1969 zmanjšala le še za 2.45 dm³/dan. Najlepše je vidno padanje izdatnosti vrtine Nu 7 iz diagrama na sliki 1. V diagramu smo prikazali tudi teoretično krivuljo padanja izdatnosti v odvisnosti od časa.

Teoretično smo izračunali padanje izdatnosti vrtine Nu 7 v odvisnosti od časa po enačbi ruskega avtorja Pilatovskega, ki je nekoliko priredil Theisovo in Jacobovo enačbo. Enačba velja za vodonosno plast nemejene razsežnosti ter pri stalno enaki depresiji

$$Q = 2 \cdot m \cdot s \cdot k \cdot G (\gamma)$$



- IZDATNOST VRTINE NU 7, RAČUNANA PO ENAČBI PILATOVskega
YIELD OF BOREHOLE NU 7, CALCULATED AFTER THE PILATOVSKI EQUATION
- - - IZDATNOST VRTINE NU 7 BREZ VPLIVA VRTINE NU 9 IN PO VPLIVU VRTINE NU 9
YIELD OF BOREHOLE NU 7 WITHOUT INFLUENCE OF BOREHOLE NU 9 AND UNDER
INFLUENCE OF THE OWERFLOWING BOREHOLE NU 9

Sl. 1. Krivulja izdatnosti vrtine Nu 7 v Nuskovi
Fig. 1. Diagram showing the yield of borehole Nu 7 at Nuskova

Pri vrednosti $\frac{r}{4at} < 0,05-0,1$ ima funkcija

$G(\gamma)$ vrednost $\frac{2}{\ln \frac{2,25 a \cdot t}{r^2}}$, enačba pa preide v obliko:

$$Q = 2 \cdot m \cdot s \cdot k \cdot \frac{2}{\ln \frac{2,25 a \cdot t}{r^2}}$$

a = koeficient piezoprovodnosti (v ruski literaturi) = $\frac{k \cdot m}{\beta}$

β = koeficient elastične izdatnosti vodonosne plasti

t = čas v dnevih od začetka iztekanja vode iz vrtine.

Ostale oznake so iste kot v Dupuitovi enačbi.

Iz enačbe

$$Q = \frac{4 \cdot m \cdot s \cdot k}{2,3 \log \frac{2,25 a \cdot t}{r^2}}$$

lahko izračunamo vrednost koeficienta a , ki je ne poznamo, po podatkih meritev v določenem času po začetku iztekanja vode iz vrtine. V našem primeru smo izračunali vrednost koeficienta a za vrtino Nu 7, in sicer pri izdatnosti 136,5 m³/dan, ki je bila izmerjena po 4 dneh od začetka iztekanja vode iz vrtine in pri izdatnosti 129,6 m³/dan po 12 dneh.

$$136,5 = \frac{4 \cdot 8 \cdot 12,3 \cdot 1,78}{2,3 \log \frac{2,25 \cdot a \cdot 4}{2,5 \cdot 10^{-3}}} \quad a = 2644 \text{ m}^2/\text{dan}$$

$$129,6 = \frac{4 \cdot 8 \cdot 12,3 \cdot 1,78}{2,3 \log \frac{2,25 \cdot a \cdot 12}{2,5 \cdot 10^{-3}}} \quad a = 2075 \text{ m}^2/\text{dan}$$

Srednja vrednost koeficienta $a = 2359 \text{ m}^2/\text{dan}$. Iz znane vrednosti koeficienta a lahko izračunamo izdatnost vrtine v poljubno dolgem obdobju po začetku iztekanja vode iz vrtine po enačbi

$$Q = \frac{4 \cdot m \cdot s \cdot k}{2,3 \log \frac{2,25 \cdot a \cdot t}{r^2}}$$

Enačba velja le za primer, da voda izteka iz vrtine brez prekinitev in da je vodonosna plast neomejena.

Izračunane izdatnosti vrtine Nu 7 v odvisnosti od časa smo prikazali tudi v tabeli 2.

Iz slike 1 in tabele 2 vidimo, da se teoretične in merjene vrednosti v začetku zelo dobro ujemajo, potem pa ne več, kar je pripisati vplivu sosednje vrtine Nu 9, v kateri je bila mineralna voda zajeta 50 dni kasneje kot v vrtini Nu 7.

Tabela 2 kaže, da bi se izdatnost vrtine Nu 7 zmanjšala po 1 letu za 31 %, po 10 letih pa 38 % in po 100 letih za 44 %, seveda le v primeru, če bi bila vodonosna plast neomejena. Če se vodonosna plast izklinja, bi bilo zmanjševanje izdatnosti hitrejše, v primeru, da se nekje napaja, pa počasnejše.

Za vrtino Nu 4 teoretično ni mogoče zanesljivo izračunati padanja izdatnosti v odvisnosti od časa, kajti zaradi mehurčkov plina CO₂, ki jih vsebuje mineralna voda, ne vemo, za koliko se zniža piezometrična gladina. Poleg tega znižanje ni enakomerno zaradi neenakomernega dotoka plina CO₂.

Tabela 2
Izdatnost vrtine Nu 7 v odvisnosti od časa

Čas po pričetku iztekanja vode iz vrtine (v dnevih)	Teoretična izdatnost vrtine v m ³ /dan	Merjena izdatnost vrtine v m ³ /dan
1	150,5	
4	137,3	136,5
12	128,5	129,6
52	118,2	103,7
182	110,7	
365 (1 leto)	107,0	
3.650 (10 let)	96,3	
36.500 (100 let)	87,3	

Tabela 3
Merjena izdatnost vrtine Nu 4

Datum meritve	Oprema ustja vrtine	Izdatnost m ³ /dan
19. 9. 1968	vrelčna cev	53,3
29. 10. 1968	vrelčna cev	50,3
19. 11. 1968	vrelčna cev	51,8
	vrtina zaprta	
24. 9. 1969	vrelčna cev	60,5
24. 10. 1969	prost iztok (neenakomeren)	70,8
6. 11. 1969	prost iztok	76,1
27. 11. 1969	šoba 10 mm	94,2
23. 12. 1969	šoba 10 mm	97,8

Tabela 4
Merjena izdatnost vrtine Nu 3

Datum meritve	Oprema ustja vrtine	Izdatnost m ³ /dan
19. 9. 1968	vrelčna cev	30,3
29. 10. 1968	vrelčna cev	28,8
19. 11. 1968	vrelčna cev	26,8
24. 9. 1969	vrelčna cev	36
24. 10. 1969	vrelčna cev	33,8
6. 11. 1969	vrelčna cev	35,3
26. 11. 1969	vrelčna cev	32,8
23. 12. 1969	vrelčna cev	31,7

Tabela 5
Merjena izdatnost vrtine Nu 9

Datum meritve	Oprema ustja vrtine	Izdatnost (m ³ /dan)
23. 10. 1969	prost iztok	604
27. 10. 1969	prost iztok	397
6. 11. 1969	prost iztok	570
13. 11. 1969	prost iztok	337
27. 11. 1969	šoba 35 m	414
23. 12. 1969	šoba 17 m	138

Primerjava dosedanjih meritev izdatnosti ni mogoča, ker je bila vrtina v letu 1968 dušena z vrečno cevjo, nato je bila zaprta ter je bila ponovno odprta 3. 9. 1969, pri čemer se je izdatnost nekoliko povečala. V oktobru 1969 je bila odstranjena vrečna cev in je voda svobodno iztekala, pri čemer se je izdatnost vrtine povečala, medtem ko je bilo iztekanje vode neenakomerno. Zaradi boljše preglednosti podajamo merjene izdatnosti vrtine Nu 4 v tabeli 3.

Vrtina Nu 3 je odprta neprekinjeno od junija 1968 ter dušena z vrečno cevjo. Podatki meritev kažejo, da je bilo padanje izdatnosti zelo majhno, občasno pa se je v deževnem obdobju izdatnost celo povečala. Podatke o izdatnosti Nu 3 kaže tabela 4.

Tabela 4 kaže, da je nihanje izdatnosti majhno. Verjetno niha izdatnost v odvisnosti od padavin, oziroma zvišanja gladine podtalne vode v vrhnji prodni plasti, iz katere se horizont mineralne vode napaja. Sorazmerno stalno enakomerno izdatnost vrtine je pripisati močnemu dušenju vrtine. Če bi bila vrtina odprta do največje možne zmogljivosti, bi izdatnost verjetno padala podobno kot v vrtini Nu 7.

V vrtini Nu 9 je bila zajeta mineralna voda šele 23. 10. 1969. Začetna izdatnost vrtine je bila 604 m³/dan. Nato je izdatnost hitro in neenakomerno padala zaradi neenakomernega dotoka plina in pripiranja ventila na ustju vrtine. Meritve izdatnosti smo prikazali v tabeli 5.

Iz tabele 5 vidimo, da je izdatnost vrtine padla v času od 23. 10. 1969 do 13. 11. 1969, tj. v 21 dneh, skoraj za 45 %, od 604 m³/dan na 337 m³/dan. Padanje izdatnosti te vrtine smo poizkusili računsko obdelati po enačbi Pila-tovskega

$$Q = \frac{4 \cdot m \cdot s \cdot k}{2,3 \log \frac{2,25 \cdot a \cdot t}{r^2}}$$

Za koeficient piezoprevodnosti a smo obdržali isto vrednost kot pri vrtini Nu 7, medtem ko je vrednost koeficienta prepustnosti k večja (vodonosna plast je tanjša, izdatnost vrtine pa večja kot pri Nu 7). Depresija s v vrtini Nu 9 ni znana, ker vsebuje mineralna voda plin CO₂. Zato je izdatnost vrtine znatno večja kot bi bila pri navadni arteški vodi, s tem pa je tudi depresija večja, ki pa je v vrtini ni mogoče meriti. Depresijo smo izračunali po Theisovi in Jacobovi enačbi

$$s = \frac{0,183 Q}{k_1 \cdot m} \cdot \log \frac{2,25 \cdot a \cdot t}{r^2}$$

V enačbo smo vstavili vrednost $Q = 337 \text{ m}^3/\text{dan}$, ki je bila izmerjena 21 dni po začetku iztekanja vode iz vrtine. Vrednost koeficienta k_1 v vrtini Nu 9 smo izračunali iz razmerja $k \cdot m = k_1 \cdot m_1$ (k je vrednost koeficienta prepustnosti v vrtini Nu 7).

$$1,78 \cdot 8 = k_1 \cdot 4,5 \quad k_1 = 3,14 \text{ m/dan}$$

$$s = \frac{0,183 \cdot 337}{3,14 \cdot 4,5} \cdot \log \frac{2,25 \cdot 2359 \cdot 21}{0,0025} = 33,5 \text{ m}$$

Z znano vrednostjo koeficientov in parametrov k , s , m in a lahko izračunamo Q po poljubno dolgem času od začetka iztekanja vode iz vrtine (pri stalno enaki depresiji in neomejeni vodonosni plasti). Teoretično izračunane vrednosti Q (po enačbi Pilatovskega a)

$$Q = \frac{4 \cdot m \cdot s \cdot k}{2,3 \log \frac{2,25 a \cdot t}{r^2}}$$

podajamo v tabeli 6.

Tabela 6
Teoretična izdatnost vrtine Nu 9

Čas po pričetku iztekanja vode iz vrtine (v dnevih)	Teoretična izdatnost vrtine (v m^3/dan)
1	436
60	340
182	321
365	310
3650 10 let)	279
36 500 (100 let)	253

Po podatkih tabele 6 se teoretično zmanjša izdatnost vrtine v 10 letih za 36 %, v 100 letih pa za 42 %, seveda v primeru neomejene vodonosne plasti.

Meritve po zajetju mineralne vode v vrtini Nu 9 so pokazale, da se depresijski lijak sorazmerno hitro širi in zajame dokaj veliko območje okoli vrtine. V vrtini Nu 7, ki je oddaljena od vrtine Nu 9 približno 185 m, je padla izdatnost v 14 dneh po zajetju vode v vrtini Nu 9 za $30 \text{ m}^3/\text{dan}$ (29 %), medtem ko se je manj izdatna in plitveje zajeta vrtina Nu 1 (210 m daleč) posušila.

Iz podatkov meritev in opazovanj sklepamo, da se depresijski lijaki vrtn hitro širijo in v sorazmerno kratkem času med seboj prekrijejo. Depresijski lijaki se v glavnem izoblikujejo že približno po 20 dneh od začetka iztekanja vode iz vrtine, vendar dosežejo svojo končno obliko šele po mnogih letih, ali pa je sploh ne dosežejo. Depresijski lijaki se v prvih 20 dneh zelo hitro širijo in poglobljajo, kasneje pa izredno počasi. S tem v zvezi pada izdatnost vrtn, ki vplivajo ena na drugo v začetku zelo hitro, kasneje pa zelo počasi.

Vrtina Nu 8 je bila izvrtana zunaj ožjega vrelnega območja, približno 640 m južno od vrtine Nu 1. Vrtina je v globini 91 do 99 m šla skozi vodonosno plast peščenega proda z arteško vodo. Izdatnost tega vodnega horizonta je bila v začetku $69 \text{ m}^3/\text{dan}$, piezometrična gladina pa 7,4 m nad ustjem vrtine. Kemična analiza je pokazala, da vsebuje voda pod 1000 mg/l raztopljenih mineralov, prostega CO_2 pa le 200 g in je torej ne moremo imeti za mineralno vodo. Zato nismo računali izdatnosti v odvisnosti od časa.

Fizikalne in kemične lastnosti mineralne vode

Fizikalno kemične lastnosti mineralne vode, ki je bila zajeta z vrtino Nu 9, so zelo podobne vodi iz vrtin Nu 4 in Nu 5, tako po važnejših kationih Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ in Na^+ kot tudi anionih HCO_3^- , SO_4^{--} in Cl^- . Razlika je v železu, ki ga voda iz vrtine Nu 9 skoraj ne vsebuje. Skupni suhi ostanek je prav tako enak v vrtinah Nu 4, Nu 5 in Nu 9. Podobne so tudi vrednosti pH (6,4 do 6,5), raztopljenega prostega CO_2 (1660 do 1960 mg/l) in temperature, ki niha od 15,1 do 15,4 °C.

Voda iz vrtine Nu 7 se razlikuje od drugih vrtin, čeprav je v vrtini Nu 7 zajet isti vodni horizont kot v vrtinah Nu 4, Nu 5 in Nu 9. Znatno manj je suhega ostanka (1105 mg/l), raztopljenega prostega CO_2 je le 1000 mg/l, vrednost pH je 6,6, temperatura je nekoliko nižja, 14,6 °C, železa pa je zelo malo.

Po klasifikaciji, ki je v hidrogeološki literaturi najbolj pogostna, uvrščamo vodo iz vrtin Nu 4, Nu 7 in Nu 9, ki prihaja iz poroznega tortonskega litotamnjskega peščenjaka, v ogljikovodioksidne natrijevokalcijeve sulfatnohidrokarbonatne vode. Voda iz vrtine Nu 3, ki priteka iz sarmatskega peska, se razlikuje od vode iz vrtin Nu 4, Nu 7 in Nu 9. Vodo iz vrtine Nu 3 uvrščamo v ogljikovodioksidne natrijevokalcijeve kloridnohidrokarbonatne vode. Razlika je tudi glede železa, ki ga je v tej vrtini 8,21 mg/l, medtem ko ga je v vrtinah Nu 4, Nu 7 in Nu 9 le 0,02 do 1,69 mg/l. Suhega ostanka in raztopljenega prostega CO_2 je znatno več kot v vrtinah Nu 4, Nu 7 in Nu 9, pa tudi temperatura je višja (16,8 °C), kar pa je razumljivo, kajti voda v tej vrtini je zajeta znatno globlje kot v ostalih vrtinah.

Ocena in približen račun količin mineralne vode

Iz hidrogeološkega opisa vidimo, da je na vrelnem območju v Nuskovi pomemben le horizont mineralne vode v poroznem litotamnjskem peščenjaku in apnencu. Ta je zajet z vrtinami Nu 4, Nu 7 in Nu 9. Skupna največja možna zmogljivost vseh vrtin, ki pridejo v poštev za izkoriščanje, je po podatkih meritev z dne 27. 11. 1969 641 m³/dan. Zaradi preglednosti podajamo največje možne izdatnosti vrtin v tabeli 7.

Tabela 7
Izdatnost vrtin v Nuskovi

Vrtina	Izdatnost (m ³ /dan)	Oprema ustja vrtine
Nu 3	32,8	vrelčna cev ϕ 3/4"
Nu 4	123,5	šoba 35 mm
Nu 7	70,8	prost izliv
Nu 9	414	šoba 35 mm
Skupaj	641,1	

Tabela 7 kaže, da je največja zmogljivost vseh vrtin 641 m³/dan. Vrtini Nu 4 in Nu 9 sta dušeni s šobama 10 mm in 17 mm, da ne bi voda iznašala prevelikih količin peska. S tem se je izdatnost vrtine Nu 4 zmanjšala na 98 m³/dan, iz-

datnost vrtine Nu 9 pa na 138 m³/dan. Skupna izdatnost vrtin se je zaradi tega zmanjšala na 339,6 m³/dan, pri čemer je iz vseh vrtin tekla popolnoma bistra mineralna voda z zelo majhno količino peska.

Za načrtovanje pridobivanja mineralne vode je posebno pomembna prognoza izdatnosti posameznih vrtin v daljšem razdobju. Iz približnih računov vidimo, da bo izdatnost vrtine Nu 3 padla po 10 letih na 27,4 m³/dan, izdatnost vrtine Nu 7 (ob upoštevanju vpliva vrtine Nu 9) na 77 m³/dan, izdatnost dušenih vrtin Nu 4 in Nu 9 pa na 85 m³/dan, oziroma 119 m³/dan. Skupna izdatnost vseh vrtin skupaj bi bila torej po 10 letih 308 m³/dan.

Za primerjavo navajamo v tabeli 8 merjene izdatnosti vrtin v letih 1969 do 1971.

Tabela 8
Merjena izdatnost vrtin v Nuskovi

Vrtina	Izdatnost m ³ /dan							
	23. 12. 1969	19. 5. 1970	16. 7. 1970	18. 8. 1970	7. 10. 1970	28. 4. 1971	18. 8. 1971	10. 12. 1971
Nu 3	31,7	32	31,4	32	31,2	30	26	25,5
Nu 4	98	91,7	83,5	76	59,7	86,4	79	108
Nu 7	68,3	74,3	60	60	58,8	51,8	33,8	43,2
Nu 9	138	130	120	121	121	112,5	101,5	95
Skupaj	336,0	328,0	294,9	289	270,7	280,7	240,3	271,7

Tabela 8 kaže, da je izdatnost vrtin hitreje padala, kot je pokazal teoretični račun. To je pripisati hitremu širjenju depresijskih lijakov vrtin in njihovemu medsebojnemu vplivu. Poleg tega se verjetno vodonosna plast litotamnijskega peščenjaka vsaj delno izklinja. Po drugi strani pa kaže sezonsko povečanje izdatnosti vrtin Nu 7 in Nu 3, da se vodonosna plast napaja iz vrhnje podtalne vode. Kadar se njena gladina dvigne, se poveča tudi izdatnost vrtine. Napajanje pa verjetno ni posebno izdatno, kajti iz tabele vidimo, da izdatnost vrtin pada, kljub občasnim zvečanjem.

Sklep

Raziskave v Nuskovi kažejo, da vsebuje mineralno vodo porozna plast litotamnijskega peščenjaka in apnenca. Ta mineralna voda je zajeta z vrtinami Nu 4, Nu 7 in Nu 9. V vrtini Nu 3 je zajeta plast vodonosnega sarmatskega peska, ki je severno od vrtine v neposredni zvezi z litotamnijskim peščenjakom.

Plast litotamnijskega peščenjaka je v vrtinah Nu 7 in Nu 9 v globini 43, oziroma 45 m, v vrtini Nu 4, okrog 200 m južneje, v globini 64 m ter v vrtini Nu 6 v globini 179 m. Sarmatski pesek je po podatkih Nu 3 v globini 126 m.

Dotoke mineralne vode v vrtinah Nu 7 in Nu 9 smo računali po enačbi P i - l a t o v s k e g a, ki velja za nestacionaren dotok vode pod pritiskom iz neomejeno velike vodonosne plasti, pri stalno enaki depresiji. Podatki računa kažejo, da se dotok po enem letu zmanjša za 28 do 31 % od začetne količine, po 10 letih

pa za 36 do 38 %. Zaradi nihanja gladine podtalne vode v vrhnji prodni vodonosni plasti, s katero je horizont mineralne vode v neposrednem stiku, zmanjševanje izdatnosti ne bo zvezno. To potrjujejo tudi opazovanja izdatnosti vrtin Nu 3 in Nu 7, ki se je v suši zmanjševala, v deževnem obdobju pa povečala.

Vrtine Nu 4, Nu 7 in Nu 9 so izvrtane v majhnih medsebojnih razdaljah 180 do 270 m in se zato njihovi depresijski lijaki prekrivajo. Opazovanja na vrtini Nu 7 (potem ko je bila izvrtana vrtina Nu 9) kažejo, da se je depresijski vpliv vrtine Nu 9 zelo hitro razširil na okolico ter povzročil zmanjšanje izdatnosti vrtine Nu 7. Izdatnost Nu 7 se je zaradi vpliva sosednje vrtine Nu 9 najbolj znižala v prvih 20 dnevih, kasneje se je zmanjševala mnogo počasneje.

Po podatkih meritev dne 27. 11. 1969 je največja izdatnost vseh vrtin skupaj 641 m³/dan mineralne vode. Pri tej količini iznaša voda iz vrtin pesek, zato je treba vrtine dušiti s šobami, vrelnimi cevmi ali pa s pripiranjem ventilov, kar pa zaradi korozije ni priporočljivo. V našem primeru smo dušili vrtini Nu 4 in Nu 9 s šobami Ø 10 mm, oziroma 17 mm, vrtino Nu 3 z vrelnico cevjo Ø 3/4" medtem ko je voda iz vrtine Nu 7 svobodno iztekala. Izdatnost na ta način dušenih vrtin je bila po podatkih meritev dne 27. 11. 1969 339,6 m³/dan.

Za načrtovanje pridobivanja mineralne vode je posebno važna prognoza izdatnosti vrtin za nekaj desetletij naprej. Po teoretičnem računu je pričakovati, da se bo v 10 letih znižala na 308 m³/dan, v 100 letih pa na 275 m³/dan.

Opozarjamo, da še ne poznamo razsežnosti vodonosne plasti litotamnijskega peščenjaka, ki se verjetno izklinja v nizvodni smeri, morda pa tudi v vzvodni. Vodnosni horizont je torej omejen vsaj z ene strani, zato naš račun zmanjševanja izdatnosti ni povsem točen, kar potrjujejo tudi opazovanja v letih 1969 do 1971. Zaradi izklinjanja vodonosne plasti proti jugu bo izdatnost padala močnejše kot kaže račun.

Po kemični sestavi so si vode v vrtinah Nu 4, Nu 7 in Nu 9 zelo podobne ter pripadajo tipu ogljikovodioksidnih natrijevokalcijevih sulfatnohidrokarbonatnih vod. Vsebujejo le 0,02 do 1,69 mg/l železa ter 0,4 do 0,61 mg/l mangana. Voda iz vrtine Nu 3 pa je ogljikovodioksidnega natrijevokalcijevega kloridnohidrokarbonatnega tipa ter vsebuje 8,21 mg/l železa in 0,74 mg/l mangana. Zaradi večje količine železa vode iz vrtine Nu 3 verjetno ne bo mogoče neposredno nalivati v steklenice, ne da bi prej odstranili železo, kar pa bodo pokazale nadaljnje preiskave.

Po podatkih analiz vode ne vsebujejo zdravju škodljivih bakterij in ustrezajo predpisom, ki veljajo za pitno vodo.

Predlogi za nadaljevanje raziskav

V naslednjih fazah raziskav bo treba z vrtinami določiti razsežnost vodonosne plasti litotamnijskega peščenjaka ter območje, kjer se horizont mineralne vode stika s podtalno vodo. V ta namen bo treba izvrtati v dolini Ledave približno 200 m severno od vrtine Nu 7 vsaj eno vrtino do litotamnijskega peščenjaka. Prav tako bo treba izvrtati eno vrtino 150 do 200 m proti severovzhodu od vrtine Nu 7.

Enako kot proti severu, bi bilo treba raziskati razširjenost vodonosnega litotamnijskega peščenjaka tudi proti jugu. V ta namen bi bilo treba poglobiti

vrtno Nu 8 do globine 340 m, kjer se po predvidevanju nahaja litotamnijski peščenjak, oziroma podlaga terciarnih plasti.

Ugotoviti bo treba s podrobnim geološkim kartiranjem, če se plast litotamnijskega peščenjaka nadaljuje tudi v hribovju nad vrtino Nu 9 v smeri proti Ocinju in v dolini Ledave. Kartiranje naj bi zajelo okrog 3 km² ozemlja. Površinsko kartiranje in vrtanje bo pokazalo, na kakšni površini se razprostira plast vodonosnega litotamnijskega peščenjaka, kar je potrebno za oceno statičnih zalog mineralne vode v njej ter pogojev napajanja in obnavljanja te vode.

Pri dosedanjih preiskavah je bila mineralna voda zajeta le s perforiranimi cevmi, ovitimi z medeninasto mrežico, brez filtrskega zasipa. Te vrtnine so torej piezometriške in niso povsem primerne za izkoriščanje, kajti pri polni zmogljivosti izteka skupaj z vodo tudi pesek. V primeru, da bi se odločili za pridobivanje mineralne vode, bi bilo treba v neposredni bližini vrtin Nu 3, Nu 4, Nu 7 in Nu 9 izvrtati vrtnine večjega premera ter vodo zajeti s cevmi, odpornimi proti agresivnosti vode ter opremljenimi s filtrskim zasipom. Na ta način bo mogoče preprečiti iznašanje peska tudi pri polni zmogljivosti vrtin.

Hydrogeological Relations of the Mineral Water Springs of Nuskova

Ljubo Žlebnik

Geološki zavod, Ljubljana, Dimičeva 16

Mineral water has been utilized in Nuskova already in the beginning of this century. Later the springs were abandoned. Exploration was carried out again in 1967/68. Nine bore holes were drilled. They proved that the aquifer is a layer of lithotamnion sandstone and limestone of Tortonian age, that was reached by the boreholes in different depths from 45 to 179 metres.

The overlaying Sarmatian sandstone is waterbearing as well. On the basis of pumping tests, the author calculated the yield, as well as the theoretically expected decrease of this yield after ten and after hundred years as well.

The inflow of mineral water to the boreholes Nu 7 and Nu 9 has been calculated by the Pilatovski equation for non-stationary water inflow under pressure and from an aquifer of unlimited lateral extent and at a constant draw-down. According to this calculation, the inflow should decrease after one year for 28 to 31 % of its initial value, and after ten years for 36 to 38 %. Due to oscillations of the ground water level in the upper gravelly aquifer, that is in direct connection with the mineral water horizon, the decrease of the yield will not be without interruption. The boreholes Nu 3 and Nu 7 confirmed this assumption, as their yield decreased during the dry season, and increased during the rains.

The boreholes Nu 4, Nu 7 and Nu 9 have been drilled rather nearly to each other in distances of 180 to 270 meters, therefore their depression cones overlap. Observations of the output of Nu 7, after bore Nu 9 had been drilled, show that the influence of the depression in Nu 9 expanded very quickly into its surroundings, and caused a decrease in yield of bore Nu 7. The output of Nu 7 decreased most perceptibly — due to the influence of the nearby borehole Nu 9 — in the first 20 days, later the decrease of its output became very much attenuated.

According to measurements carried out on November 27th, 1969, the maximum simultaneous output of all the existing boreholes amounts to 641 cubic meters of mineral waters per day. At this output the water drawn from the boreholes carries sand, and therefore choking systems are necessary, consisting either of nozzles or of adjusted tubing, or of valves, which however suffer very much due to corrosion. In our case the boreholes Nu 4 and Nu 9 were choked by

nozzles of 10 and 17 mm diameter respectively, the borehole Nu 3 by 3/4" mineral water tubing, whereas the borehole Nu 7 was overflowing. The yield of these boreholes choked in the way as described, amounted during the day of November 27th 1969 to 339.6 cubic meters per day.

When planning exploitation of mineral water springs, a prognosis of their future yield during some tens decades of years is of high importance. Here, according to theoretical calculation, the output might decrease in ten years to 308 cubic meters per day, and in one hundred years to 275 cubic meters per day.

It has to be emphasized, that the lateral extent of the lithothamnium sandstone aquifer is not known; it most probably thins out in downstream direction, but maybe upstreams as well. The aquifer is therefore limited at least in one direction, and therefore the foregoing calculation of decrease of the output is only an approximate assessment.

Observations, carried out in 1970/71 show, that due to the thinning out of the aquifer in southern direction, the decrease of the output will be somewhat larger than that as shown by the calculation.

By chemical composition the waters of the wells Nu 4, Nu 7 and Nu 9 are closely related, and belong to the type of carbon dioxide sodium-calcium sulphate-hydrocarbonate waters. The waters contain only 0.2 to 1.69 mg/l of iron and 0.4 to 0.61 mg/l of manganese. The water from Nu 3 is of the carbon dioxide sodium-calcium chloride-hydrocarbonate type, and contains 8.21 mg/l of iron and 0.74 mg/l of manganese. Due to the higher iron content the water from Nu 3 will probably not be suitable for direct bottling, without prior removal of the iron; however that question will be solved by further studies.

According to bacteriological analyses the water does not contain injurious bacteria, and suits the current regulations for drinking water.

Literatura

Bogomolov, G. V., Silin-Bekčurin, A. J., 1959, Specialna hidrogeologija, Beograd.

Castany, G., 1963, *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod, Paris.

Djurović, R., 1963, Hidrogeološka sistematizacija termomineralnih voda. Vesnik SGZ, Beograd.

Maksimov, V. M., 1967, Spravočnoe rukovodstvo hidrogeologa. NEDRA, Leningrad.

Milojević, M., 1968, Hidrogeologija, Beograd.

Todd, D. K., 1959, *Ground Water Hydrology*. Wiley, New York.

UDK 550.8:528.9(497.12) Tolmin

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list TOLMIN

Stanko Buser
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

List TOLMIN obsega ozemlje 1217 km². Doslej je bilo geološko kartiranih 556 km². Po programu bi morala biti nova karta pripravljena za tisk leta 1978. Geološki profil se pričinja s karnijsko stopnjo, ki je razdeljena na cordevolsko podstopnjo z dolomitom in na julijsko-tuvalsko podstopnjo z apnencem. Skladi se konkordantno nadaljujejo v glavni dolomit in dachsteinski apnenec noriško-retske stopnje. Jura ni v celoti razvita, manjka zgornji del malma. Skladoviti apnenec z vložki breče v dolini Soče pri Avčah je avtor uvrstil v kredno, medtem ko je po starih kartah pripadal zgornji juri. Na Banjški planoti in v dolini Avščka pa je našel grebenski razvoj apnenca, ki so ga prej označevali kot zgornjekredno apneno brečo. Flišna sedimentacija se je pričela v maastrichtu in se je prek paleocena nadaljevala v eocen. Tektonsko pripada kartirano ozemlje banjški sinklinali.

Doslej sta bili natisnjeni že dve geološki karti lista TOLMIN, prva je Kossmatova v merilu 1:75 000 iz leta 1920, druga pa Fabianijeva 1:100 000 iz leta 1937. Leta 1973 kartirani del lista pripada severnemu delu Banjške planote z Velim vrhom, visokim 1071 m. Na vzhodu loči Čepovanska dolina Banjško planoto od Trnovskega gozda, proti severovzhodu in severozahodu pa kartirano ozemlje strmo pada v dolino Soče in Idrijce ter doseže pri Avčah najnižjo točko 104 m nadmorske višine.

Geološki profil obsega zgornjetriadne, jurske, kredne, paleocenske in kvartarne plasti. Zgornja triada je razvita v celoti in jo je avtor razdelil na karnijsko ter noriško-retske stopnjo. V karnijski stopnji je razlikoval cordevolsko in julijsko-tuvalsko podstopnjo. Cordevolski dolomit nastopa samo ob zgornji Trebuši. Vsebuje algo *Diplopora annulata* Schafhäutl v obliki dolgih praznih cevč. Gre za svetlo siv masivni debeložrnati dolomit, ki više preide v bituminozni dolomit s tankimi vložki glinastega skrilavca. Julijsko-tuvalska podstopnja se prične s skladovitim apnencem, ki v južnem delu kartiranega ozemlja zavzema ves spodnji del profila, medtem ko na severu vsebuje vložke laporja in ga više celo lapor nadomesti. Apnenec vsebuje morske ježke vrste *Cidaris dorsata* Zittel in *Cidaris zardinii* Leonardi & Lovo. Konkordantno na apnencu ali laporju leži skladoviti dolomit, ki vsebuje v srednjem delu vložek tufa ali

tufitne breče. Nad dolomitom se menjavajo plasti dolomita, laporja, glinovca, tufita, breče in apnenca; dolomit pri tem prevladuje, v apnencu pa je avtor našel megalodonte in v zbruskih apnenca tudi vrsto *Clypeina besici* Pantić. Konkordantno sledi glavni dolomit noriške stopnje v loferitskem faciesu; vendar ni razvit celotni ritem, temveč le zgornja dva horizonta, spodnji pa manjka. V dachsteinskem apnencu pa je loferitski razvoj tipičen s tremi horizonti in z značilnim stromatolitnim pasovitim apnencem. Starost dolomita in apnenca je določena po številnih megalodontih, ki so v apnencu pogostejši. Debelino dolomita je avtor ocenil na 600 do 1000 m, apnenca pa na 300 do 700 m.

Meja med triadnimi in jurskimi plastmi ni razločna. Temnejša barva apnenca in posebno njegova oolitna tekstura pa sta precej zanesljiva znaka liasne kame-nine. Starost spodnjeliasnih in srednjeliasnih plasti je določena po litiotidah. Njegovo nahajališče na južni strani Velega vrha je najsevernejše nahajališče litiotid v Sloveniji. Litiotidni horizont ni sklenjen; v vmesnih prostorih najdemo megalodontide, brahiopode in velike foraminifere. Više sledi temno sivi skladoviti mikritni apnenec z vložki oolitnega apnenca in apnene breče, ki ga je avtor po legi uvrstil v zgornji lias-dogger. Pri Kalu nad Kanalom nastopa na majhni površini spodnjemalmski apnenec v grebenskem razvoju. To je najsevernejši del nekdanjega malmskega grebena, ki je dajal material za predgrebensko brečo.

Svetlo sivi in temno sivi apnenec na levem bregu Soče med železniško postajo Avče in Široko njivo je po starih kartah zgornjejurski. Spodnji del apnenca vsebuje vložke apnene breče, zgornji je izrazito skladovit. Po mikrofosilni združbi v vzorcih severno od železniške postaje Avče — med drugimi *Bacinella irregularis* Radoičić, *Tintinnopsella longa* Colom in *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu & Filipescu — in po obliki *Acroporella radoicicae* Praturlon, najdeni v vzorcu severozahodno od Široke njive, pa je avtor ta apnenec uvrstil v spodnjo kredo — valanginij, hauterivij, barremij in aptij. Na Banjški planoti in v dolini Avščka pa nastopa grebenski razvoj apnenca s koralami, hidrozoji in hetetidami. Po knidarijski favni iz najdišča pri Osojnicu južno od kartiranega območja spada apnenec v zgornji del spodnje krede — barremij in aptij, morda sega v albij. Poleg knidarijev se dobe tudi številni zastopniki rodu *Orbitolina* sp.

Apnenec med zaselkoma Bizjaki in Hoje je avtor po primerjavi s podobnimi plastmi na Banjški planoti uvrstil v cenomanij-turonij. Volčanski apnenec nastopa na strmlem levem bregu Idrijce južno od Idrije pri Bači in se od tam razteza po južni strani Velega vrha do Kanalskega Loma. Poleg tega ga najdemo v dolini Vogrščka. Sedimentološke raziskave kažejo, da je volčanski ploščasti apnenec z roženci usedlina turbiditnih tokov in bi ga lahko primerjali s flišem karbonatnega razvoja. V profilu južno od Idrije pri Bači se da ločiti spodnji del apnenca z vrsto *Globotruncana sigali* Reichel od zgornjega, ki vsebuje med drugim obliki *Globotruncana coronata* Bolli in *Globotruncana fornicata fornicata* Plummer. Spodnji del bi mogli uvrstiti v turon-spodnji senon, zgornjega pa v spodnji senon. Po globotruncanah iz drugih najdišč bi mogli sklepati, da se je volčanski apnenec pričel usedati v spodnjem senonu. Zanesljivo senonske starosti pa je breča, ki sestoji v glavnem iz kosov in blokov rudistnega apnenca. Nahajamo jo na območju med Sočo na zahodu, Kalom na vzhodu ter Tolminskim in Kanalskim Lomom na severu. Ob cesti Zgornji Lokovec—Kanalski Lom se volčanski apnenec zobčasto zajeda v brečo, kar kaže,

da sta nastajala istočasno, vendar je sedimentacija breče trajala dlje, saj je z njo volčanski apnenec povsod prekrit. Senonsko starost breče pa potrjujejo rudisti. Lapor, ki se nahaja v zgornjem delu breče kot samostojna plast in v vezivu, pa vsebuje globotrunkane in nanoplankton. Kosi apnene breče pa vsebujejo korale, ki dokazujejo, da izvirajo kosi apnenca iz razrušenega spodnjekrednega koralnega grebena. Najmlajše senonske plasti predstavlja trdi sivkasto zeleni lapor, ki se razteza v širokem pasu od Tolminskega in Kanalskega Loma na jugu do Mosta na Soči na severu. Lapor je skrilav in se iverasto kroji; v spodnjem delu vsebuje dve plasti apnene breče, v zgornjem pa le vložke enake breče. *Kossmatga* je imel za eocenski fliš, vendar kamenina ne kaže sedimentoloških značilnosti fliša. Na *Fabiani*jevi karti je uvrščen v zgornji senon po lupinah *Inoceramus* sp. Vsebuje pa tudi nanoplankton *Watznaueria barnaesa* (Black), *Lithrapidites* sp. in *Cocolithus* sp. Proti koncu senona se je pričela sedimentacija fliša, ki se je nadaljevala skozi ves paleocen v eocen. Litološke in teksturne značilnosti kažejo, da gre za pravi fliš, v katerem se menjavajo plasti laporja, kremenovega peščenjaka, apnenega peščenjaka in apnene breče. V spodnjem delu je več vložkov breče, v srednjem delu pa se hitro menjavata lapor in peščenjak. Značilni sta plastovitost s postopno zrnavostjo in poševna plastovitost. Redke pa so tokovnice na spodnji strani peščenih plasti. Isto velja za hierogliffe na zgornji strani peščenih plasti.

Od kvartarnih sedimentov je zanimiv konglomerat ob Idrijci nizvodno od D. Trebuše. Sestoji iz prodnikov temno sivega dolomita. Enak konglomerat se nahaja pri železniški postaji Most na Soči in južno od tod ob strugi Soče. Vendar ne gre za soški nanos, temveč za naplavino Idrijce, Soški nanos sestoji namreč iz snežno belih prodnikov zgornjetriadnega apnenca. Takšen prod pa dobimo ob Soči šele južno od Podsela, kjer se izteka v recentno soško dolino suho korito nekdanje Soče, ki je tekla mimo Volč in Čiginja.

Južno od Mosta na Soči leže na konglomeratu morenski bloki dachsteinskega apnenca. To so ostanki čelnih moren, ki jih je nasul ledenik iz smeri Tolmina in Modreja.

Tektonsko je kartirano ozemlje sestavni del banjške sinklinale. Na Banjški planoti so ohranjene sledi dveh gubanj. Starejša nagubana zgradba ima smer sever-jug, mlajša pa severozahod-jugovzhod. Starejšo smer kažejo trdni triadni in jurski apnenci in dolomiti, mlajša smer pa se je uveljavila v ploščastem volčanskem apnencu, senonskem laporju in v flišu.

Najbolj izraziti prelomni elementi imajo smer severozahod-jugovzhod. Po večini so pokriti in nanje kažejo nenormalni stiki določenih stratigrafskih členov. Tako kaže na idrijski prelom stik volčanskega apnenca z jurskimi in triadnimi skladi. Ta prelom poteka od D. Trebuše po levem bregu Idrijce do Mosta na Soči, kjer zavije na desni breg reke. Lomski prelom poteka od Zgornjega Loga ob Soči mimo Tolminskega in Kanalskega Loma v dolino Trebuše. Vzporedno s tema prelomoma potekajo še naslednji prelomi: hojski, čepovanski, kalski in prelom Avče-Dol.

Na listu TOLMIN so pomembna nahajališča surovin za gradbeni material; prod in pesek pri Avčah in Mostu na Soči, cementni lapor med Mostom na Soči in Tolminskim Lomom, triadni in jurski apnenec pri Zgornjem Lokovcu, ki bi zaradi lepih kalcitnih žil prišel v poštev tudi za okrasni kamen in končno uporabljajo trdi flišni peščenjak, ki se dá lepo oblikovati v robnike in kvadre.

Pri terenskem raziskovanju je z avtorjem sodeloval Jože Cajhen, pri laboratorijskih določitvah pa dr. Rajka Radoičić, Jernej Pavšič, Smiljka Pantić, dr. Desa Pejović, dr. Dragica Turnšek, Primož Krivic, Mirjam Silvester in Saša Orehek.

Geological Map of SFRJ 1 : 100 000 Sheet TOLMIN

Stanko Buser

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The map sheet TOLMIN covers 1217 km². Up to now 556 km² were mapped. According to the general mapping programme the sheet should be ready for print in 1978. The geological profile starts with the Carnic stage, that is divided into the Cordevol substage with dolomite and the Julian-Tuvalian substage with limestone. The beds sequence continues conformably into the Upper dolomite and Dachstein limestone of the Noric-Rhetic stage. The Jurassic is not fully developed, as the upper part of Malm is missing. The stratified limestone with breccia inclusions in the Soča valley has been determined by the author as of Cretaceous age, while older maps indicate Upper Jurassic. On the Banjščica Plain as well as in the Avšček valley a reef development of the limestone was found, that was formerly considered as Upper Cretaceous calcareous breccia. The deposition of Flysch sediments started in Maastricht and continued through Paleocene into Eocene. The mapped area belongs to the structure of the Banjščica syncline.

UDK 550.8:528.9(497.12) Ljubljana

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list LJUBLJANA

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

List Ljubljana obsega 1430 km². V prejšnjih letih je bilo kartirano 676 km², v letu 1973 pa 238 km² ozemlja na sekcijah Motnik, Kokarje, Vače in Litija.

Stratigrafski profil lista Ljubljana obsega sklade od najstarejših — permokarbonskih, do najmlajših — holocenskih. V tem zaporedju je avtor določil naslednje nove člene:

Na več krajih je v Posavskih gubah našel zgornjepermske plasti v apneno-dolomitnem razvoju. V trojanskem narivu je dokazal cordevolske sklade in zgornjo mejo psevdosiljskih kamenin. Na cordevolskem apnencu je našel diskordantno odložene zgornjekredne plasti. V južnem delu trojanskega nariva je dokazal liasno starost apnenca. V savinjskem narivu je določil na zgornjetriadnem apnencu diskordantni položaj eugeosinklinalnega razvoja spodnje jure. V moravški in kolovraški kadunji je po biocenozi razlikoval spodnjemiocenske in helvetske plasti. V dolškem narivu je posameznim že znanim litološkim členom določil starost na podlagi fosilov in stratigrafske lege. Tektonsko pripada list Ljubljana Posavskim gubam in Savinjskim Alpam.

List LJUBLJANA obsega po novi razdelitvi večji del rokopisne karte Franza Kossmata 1 : 75 000, oziroma rokopisne karte Franca Žurge, del tiskane karte Franza Tellerja Mozirje iz leta 1898 in del karte istega avtorja Celje-Radeče iz leta 1907. Po programu bi morala biti nova karta pripravljena za tisk leta 1978.

V geološki zgradbi lista Ljubljana ločimo avtohtoni in alohtoni del. Avtohtono podlago predstavljata litijska in trojanska antiklinala. Njun litološki profil sestoji iz permokarbonskega glinastega skrilavca ter kremenovega peščenjaka in konglomerata, grōdenskega rdečkasto vijoličastega kremenovega peščenjaka, konglomerata in skrilavca, zgornjepermskega apnenca in dolomita z *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) ter ponekod še iz skitskega apnenca, meljevca, laporja in laporastega peščenjaka. Prav v nivoju skitskih plasti se je na avtohtono trojansko antiklinalo in severni del laške sinklinale narinila polegla guba, ki predstavlja danes trojanski nariv. Vendar narivna ploskev ni enotna za ves alohtoni del zgradbe. V savinjskem narivu npr. je narivna cona na meji med fassansko-langobardskimi in cordevolskimi plastmi. Zgradba savinjskega nariva obsega zgornjetriadni apnenec cordevolske podstopnje z algo *Diplopora annulata* Schafhäutel in *Teutloporella* cf. *herculea* (Stoppani) apnenec julijsko-tuvalske podstopnje z algo *Clypeina besici* Pantić ter noriško-retski apnenec z velikimi megalodontidami. Diskordantno sledi pestri eugeosinklinalni razvoj liasnih sedimentov, piroklastitov ter porfirja, porfirita in keratofirja. V apnencu z rožencem na meji z listom Celje je avtor našel foraminifero *Spirillina jurasica* (Jones). Diskordantno na spodnjejurskih ali zgornjetriadnih plasteh leže srednjeoligocenski piroklastiti.

Litološki profili posameznih enot alohtona se razlikujejo med seboj in tudi od profila avtohtonega dela. Najbolj popoln profil kaže dolski nariv (po kraju Dole na listu Celje), ki ga je Winkler imenoval dolska plošča. Spodnji del tega nariva je razvit luskasto iz plasti avtohtona in alohtona. Na luskah sledi alohton iz popolnega triadnega zaporedja od skitskih prek anizičnih, fassanskih, langobardskih, cordevolskih, julijsko-tuvalskih do noriško-retskih plasti.

Litijski nariv se je oblikoval iz sinklinale med litijsko in trojansko antiklinalo. Njegov profil obsega plasti od cordevola do zgornje krede, vendar ni zvezen, ker manjkajo srednjekredne, zgornjekredne in spodnjekredne plasti. Na narivu pa leži terciarna laška sinklinala z moravško in kolovraško kadunjo.

Trojanski nariv sestoji iz zveznega zaporedja plasti od skitskih do spodnjekredskih. Del tega zaporedja so tudi psevdofiljski skladi, ki so jih geologi različno interpretirali. Ti skladi kažejo eugeosinklinalni razvoj. Njihova spodnja meja še ni povsem jasna, zgornja meja pa je določena s fassansko-langobardskimi konodonti in s foraminifero *Permodiscus* cf. *pragsoides* (Oberhausen) v spodnjem delu cordevolskega apnenca. V lias je avtor uvrstil dolomit in apnenec s foraminifero *Sestrosphaera liasina* Pia in z algo *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia. Nato pa sledi diskordantno zgornjekredne plasti v flišnem faciesu z odlomki orbitolin in oligocenske plasti tuhinjske sinklinale. Tuhinjski nariv građe fassansko-langobardske plasti v psevdofiljskem razvoju.

Posavske gube so znane tudi po mnogih in raznovrstnih rudnih in nekovinskih mineralnih pojavih. Nekdaj so kopali v okolici Litijske železove in bakrove rudo, pozneje svinčevo-cinkovo na več krajih od Škofljice prek Štangarskih poljan, Zavrstnika, Sitarjevca, Zagorice do Ponovič, med Trojanami in Znojilami pa antimonovo rudo. Danes so vsi ti rudniki opuščeni, še pred nedavnim pa so jih v večjem obsegu ponovno raziskovali. Pomembno pa je pridobivanje kremenovega peska pri Moravčah, apnenca nad Kresnicami in proda pri Hotiču. Raziskati je treba pleistocenske gline in permokarbonski kaolinski glinasti skrilavec, ki bo po ustreznem tehnološkem postopku morda uporaben v keramiki.

Pri terenskih raziskavah sta z avtorjem sodelovala Božo Stojanovič in Bojan Ogorelec, fosile sta določili Lija Rijavec in Ljudmila Šribar, pri sedimentoloških raziskavah je sodelovala Saša Orehek, pri petrografskih pa Marija Dimič. Kartiranje financira sklad Borisa Kidriča.

Geological Map of SFRJ 1 : 100 000 Sheet LJUBLJANA

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The map sheet LJUBLJANA comprises 1430 km². In former years 676 km² were mapped; in 1973 an area of 238 km² was mapped of the sheet sections Motnik, Kokarje, Vače and Litija.

The geological profile of the map sheet LJUBLJANA comprises a sequence from the Permo-Carboniferous up to the Holocene beds. In this sequence the author determined new members as follow: In some parts

of the Sava Folds Upper Permian beds were found in calcareous-dolomitic development. In the Trojane overthrust Cordevol beds were determined, as well as the upper boundary of pseudozilian rocks. On the Cordevol limestone disconformably deposited Upper Cretaceous beds were found. In the southern part of the Trojane overthrust the Liassic age of the limestone was proved. In the Savinja overthrust the disconformable position of the eugeosynclinal development of Lower Jurassic over Upper Triassic limestone was proved. In both the Moravče and Kolovrat troughs Lower Miocene beds were distinguished by biostratigraphy from Helvetian beds. In the Dolsko overthrust the age of the individual already known lithological members was determined by index fossils and stratigraphic position. The area mapped belongs to the structures of the Sava Folds and Kamnik Alps.

UDK 550.8:528.9 (497.12) Ravne

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list RAVNE

Peter Mioč

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

List RAVNE obsega po novi razdelitvi v mejah SR Slovenije okrog 778 km², ostali del je na ozemlju Avstrije. Doslej je kartirano 432 km². Po programu bi moral biti list pripravljen za tisk konec leta 1977. V geološki zgradbi lista je avtor prikazal sedimentni zaporedji severnih in južnih Karavank ter vmesno cono metamorfnih in magmatskih kamenin. V sedimentnem zaporedju severnih Karavank je avtor določil silursko-devonske sklade z vložki diabaza v zgornjem delu in permotriadne sklade. V južnih Karavankah se nova karta razlikuje od stare po identifikaciji zgornjekarbonskih in permskih členov, v triadnem delu zaporedja pa po najdbi diabazno-keratofirske asociacije v srednji triadi. Terciarni plasti severno od Ljubnega in Mozirja so na novo horizontirane. Avtor loči srednji oligocen ter smrekovsko serijo glinovca, tufa, tufita in vulkanske breče z vmesnimi izlivi andezita, ki bi po razvoju sodeč tudi lahko pripadala oligocenu.

Severne in južne Karavanke loči centralna karavanška cona. Njen osrednji del sestoji iz metamorfnih kamenin, ki jih na severu spremlja granodioritni pas, na jugu pa tonalitni pas.

Za območje lista RAVNE obstaja Tellerjeva geološka specialka Mozirje 1:75 000 iz leta 1898. Po novi razdelitvi odpade na geološko karto SFRJ od lista RAVNE le njegov jugovzhodni del, ki ima obliko raznostraničnega pravokotnega trikotnika s pravim kotom pri Mozirju in s hipotenuzo po jugoslovansko-avstrijski meji med Grintavcem in Strojno. V letu 1973 je bil raziskan jugovzhodni del tega trikotnika med Mozirjem in Ljubnim na jugu in Javorskim potokom na severu. Ozek pas severnih Karavank sestoji iz sivega, zelenkastega in vijoličastega filitoidnega skrilavca z vložki diabaza. Diskordantno sledi permotriadni rdečkasti konglomerat in peščenjak. Na to sedimentno zaporedje je ob strmem prelomu narinjen granitni pas centralne karavanške cone, ki sestoji iz biotitnega granodiorita, granita, porfiroidnega granita, različkov diorita in gabra. V intruzivih so vključki metakeratofirja, gnajsa in amfibolita. Po sestavi kamenin sklepamo na menjavanje intruzije kislih in bazičnih različkov. Magma je na svoji poti odnašala s seboj kose kamenin, skozi katere je prodirala. Južno od granodioritnega pasu sledi pas metamorfnih kamenin. Na meji imamo pojave kontaktne metamorfoze v obliki kordieritnega skrilavca in rogovca. Sicer pa v metamorfnem pasu prevladujeta gnajs in blestnik, ponekod najdemo tudi sericitni kremenov filit. Južna meja metamorfitnih kamenin je tektonska, ker je nanje narinjen tonalit. Po mineralni sestavi pripada tonalit granodioritu. Značilna minerala sta biotit in rogovača, ki se spreminjata v klorit. Sicer pa sestoji kamenina iz ortoklaza, plagioklaza in kremenata, akcesorna pa sta magnetit in apatit. Njena struktura je srednjezrnata do debelozrnata hipidiomorfna, tekstura pa paralelna.

Centralno karavanško cono imajo nekateri geologi za mejo med Alpami in Dinaridi. Drugi postavljajo mejo na šoštanjski prelom in štejejo ozek pas med

tem prelomom in centralno karavanško cono k južnim Karavankam, ozemlje južno od tega preloma pa h Kamniškim Alpam. Vendar je geološka zgradba obeh enot praktično enaka in bi mogli vse skupaj obravnavati kot južne Karavanke. Stratigrafski profil te enote se prične z zgornjekarbonskim kremenovim konglomeratom, peščenjakom in skrilavcem.

Te plasti predstavljajo podaljšek zgornjekarbonskega pasu z lista Slovenj Gradec na sekcijo Št. Vid na Slemenu. Na listu Slovenj Gradec vsebujejo tudi leče apnenca z mikrofavno, ki dokazuje orenburško stopnjo. Spodnjepermški in srednjepermški apnenec prihajata na površje na sekciji Št. Vid v ozkem pasu med tonalitom na severu ter triadnimi in oligocenskimi plastmi na jugu. Njegove meje so tektonske. Zgornjepermški apnenec, delno laporast, brečast in ploščast ali skrilav je najden vzhodno od Šmihela na sekciji Mozirje. Ponekod je silificiran in vsebuje keratofir. Njegovo starost potrjujejo foraminifere *Reichelina* sp., *Agathommina* sp., *Cribrogenerina* sp. ter ostanki ehinodermov.

Triadni profil se da razdeliti na skitsko, anizično in ladinsko stopnjo. Skitska stopnja kaže tipični werfenski facies, dokazuje pa jo tudi mala foraminifera *Meandrospira iulia* (Premoli Silva), najdena na Golteh severno od Konjskega vrha. Anizični dolomit leži ponekod normalno na skitskih plasteh, drugod je v tektonskem stiku z oligocenskimi, skitskimi in ladinskimi kameninami. Litološko je ladinska stopnja precej pestra; sestoji iz keratofirja, keratofirskega tufa, tufita, plastovitega apnenca z rožencem, plastovitega dolomita in masivnega apnenca. Keratofir in njegov tuf se pojavljata na južnem pobočju Golške planote na anizičnem dolomitu in predstavljata najnižji del ladinske stopnje. Jugozahodno od Tirških peči je v istem horizontu spilitizirani diabaz s tufom. Ta horizont ni sklenjen, vmes je apnenec z rožencem in druge kamenine. Na njem leži plastoviti apnenec z rožencem, nato sledi dolomit in na vrhu masivni apnenec, ki je najbolj razširjena ladinska kamenina. Facialna sestava tega apnenca je precej pestra, prevladujejo mikritni in sparitni različki, vmes so pa tudi biofacialni vložki. Vsebujejo številne mikrofosile, vendar prekristaljene. Uspelo je določiti le vrste *Fronicularia* cf. *pupiformis* Hausler, *Tetrataxis* sp. in oftalmide. Od slabo ohranjenih dasikladacej ustrezajo nekateri preseki apneni algi *Teutloporella* sp., ki kaže na lagunski facies.

Na triadni podlagi leži pri Okonini in na Konjščici oligocenski konglomerat in breča, ki sestojita iz triadnih apnencev in dolomitov z glinastim, boksitnim ali karbonatnim vezivom. Sledi lapor z lečami apnenca, ki vsebujeta številne velike foraminifere in litotamnije. Sredneoligocensko starost laporja in apnenca pa potrujeta *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn in *Almaena osnabrugensis* (Münster). Na laporju leži na sekciji Ljubno glinovec, ki pogosto prehaja v meljevec. Više pa prehajajo te plasti v smrekovsko zaporedje, ki sestoji iz andezitnega tufa, tufske breče, tufita, glinovca ter andezita v obliki vložkov v tufu in v obliki kosov v tufski breči. Tuf je različne granulacije, od pelitnega do debelozrnatega. Debelina njegovih plasti redko preseže 1 meter. Sestoji iz nalomljenih zrn plagioklaza, kameninskih drobcov, mikrokristalne osnove in klorita. Zaradi limonitiziranega pirta je kamenina pogosto rumenkasto rjava. Andezita je največ na severnem pobočju Smrekovca, dva večja vložka sta v dolini Ljubije na jugovzhodnem delu sekcije Št. Vid. Drugod so le manjše leče. Sveži andezit je sivkasto zelen, pri preperevanju pa postane rumenkasto zelen. Sestoji iz mikrokristalne do drobnozrnate osnove in vtrošnikov. Osnova je iz plagio-

klazovih mikrolitov, vmesne prostore pa zapolnjujejo klorit in neprosojni minerali. Vtrošniki so iz plagioklazov ali femičnih mineralov, rogovače in biotita. Plagioklazi pripadajo oligoklazu ali andezinu in so sericitizirani, rogovača in biotit pa sta kloritizirana in limonitizirana. Poleg navedenih mineralov se pojavljajo še avgit, cirkon, magnetit in pirit. Starost smrekovškega zaporedja še ni povsem zanesljivo določena; ponekod leži na oligocenski, drugod na triadni podlagi. S tem je nakazana spodnja meja, vprašanje zgornje pa je odprto.

Prodnato peščeno glino severno od Mostnarja v severozahodnem delu sekcije Mozirje je avtor po analogiji s podobno usedlino v velenjski kotlini uvrstil v plikvartar, v kvartar pa ledeniške morene v Logarski dolini in Robanovem kotu.

Na več krajih lista RAVNE so sledovi starih in novejših rudarskih raziskovalnih del. V dolini Velunje se na jalovišču dobe kosi galenita in sfalerita, ki izvirajo iz štalenskogorske serije; primarnih rudnih izdankov pri kartiranju niso našli. Žile antimonita v močno silificiranem zgornjepermskem apnencu so znane v Lepi njivi, sledovi raziskav pa so tudi severno od Pihanjeka. Triadni apnenec na območju Lepe njive pa vsebuje baritne leče. V jugovzhodnih delih sekcij Mozirje in Ljubno je na triadni paleorelief odložen boksit. Sledovi raziskovalnih del na premog v srednjeoligocenskih plasteh so pri Negojnci.

Pri terenskem delu sta z avtorjem sodelovala geologa Marjan Poljak in Miro Žnidarčič, pri laboratorijskih mikropaleontoloških določitvah Lija Rijavec in Ljudmila Šribar, pri petrografskih Marija Dimič in pri sedimentoloških Saša Orehek.

Kartiranje financira sklad Borisa Kidriča.

Geological Map of SFRJ 1 : 100 000 Sheet RAVNE

Peter Mioč

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

In the new grid of map sheets, the sheet RAVNE covers about 778 km² of Slovenian territory, the rest is in Austria. Up to now 432 km² were mapped. According to the general mapping project, the complete sheet should be ready for print in the end of 1977. In the geological structure covered by the sheet the author has shown the sequence of sediments in the Northern and Southern Karavanke, and the intermediate zone of metamorphic and magmatic rocks. In the sequence of sedimentary rocks of the Northern Karavanke the author determined Silurian-Devonian beds with diabase intercalations in their upper part, and Permo-Triassic beds. In the Southern Karavanke the new map differs from the old one by the distribution of the Upper Carboniferous and Permian units, and by the identification of the diabase-keratophyre association in Middle Triassic. The Tertiary beds in the north of Ljubno and Mozirje have been revised.

UDK 550.8:528.9(497.1) Delnice

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list DELNICE

Stevo Dozet

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtor poroča o pričetku geološkega kartiranja na listu DELNICE. Večji del tega lista je v sosednji SR Hrvatski, na SR Slovenijo odpade le 552 km². Od tega je bilo v prvi fazi kartirano na sekcijah Prezid in Čabar 89 km², na sekcijah Kočevje, Mozelj, Kočevska reka in Škrilj pa rekognoscirano 180 km². Geološki profil obsega po prvi fazi raziskav permokarbonske, triadne, jurske in kredne plasti. Od terciarnih usedlin so ohranjene na kartiranem območju le majhne krpe. Zaradi pomanjkanja horizontiranih terciarnih plasti je zaenkrat težko prikazati tektonsko zgradbo. Ozemlje je del Zunanjih Dinaridov z regionalnimi prelomi severozahod-jugovzhod. Ob takšnih prelomih so nastale večje doline, polja in vrtače.

Tiskane geološke specialke za območje tega lista ni. Manuskriptna karta Lož—Čabar 1:75 000 T. Kormoša iz leta 1890 pa je tako zastarela, da je treba stratigrafsko zaporedje plasti povsem na novo dokumentirati.

Stratigrafsko zaporedje plasti na listu DELNICE se prične med Rajndolom in Kačjim potokom s permokarbonskim kremenovim konglomeratom z vložki peščenjaka. Sledi glinasti skrilavec z vložki kremenovega peščenjaka v dolini Čabranke, kjer na vrhu leži še kremenov peščenjak. Te kamenine so razvite v majhni debelini brez fosilnih ostankov in jih je avtor uvrstil v trokofelsko stopnjo po korelaciji s sosednjim listom RIBNICA. Kot kaže, srednji in zgornji perm manjkata, nejasne so ostale razmere tudi glede spodnje in srednje triade. Sklenjen pa je profil od zgornje triade do zgornje krede, ki ga je avtor podrobno horizontiral in v glavnem dokumentiral s fosili. Klastični razvoj karnijske stopnje v dolini Čabranke obsega glinovec, meljevec in peščenjak, v zgornjem delu z vložki dolomita. Noriško-retske pasoviti dolomit je določen po *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz. Jura kaže enoličen plitvomorski razvoj apnenca in dolomita ter je na listih Čabar in Prezid najbolj razširjena. Bituminozni debeložrnati dolomit spodnjega in srednjega liasa vsebuje litiotide. Mikritni in oosparitni apnenec ter debeložrnati plastoviti dolomit zgornjega liasa in doggerja pa je avtor uvrstil delno po superpoziciji, delno pa po zgornjedoggerski vodilni obliki *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti. Spodnjemalmski mikritni apnenec z vložki dolomita je določen s hidrozojem *Cladocoropsis mirabilis* Felix, foraminifero *Kurnubia palastiniensis* Henson in z algo *Macroporella sellii* Crescenti. Zgornjemalmski apnenec vsebuje algo *Clypeina jurassica* Favre. Spodnjekredne plasti sestoje iz temno sivega in črnega ploščastega apnenca in bituminoznega dolomita z vložki apnene breče. Spodnji del (valanginij, hauterivij in barremij) je bogat s tintininami, favreinami in algami vrste *Pianella* (*Salpingoporella*) *annulata* Carozzi, zgornji del (aptij in albij) pa z miliolidami, orbitolinami, rekvienidami in algo (*Salpingoporella*) *Pianella dinarica* Radoičić. Enak razvoj se nadaljuje še v cenoman. Višji del zgornje krede sestoje iz temno sivega in črnega apnenca, apnene breče ter sivega dolomita in

dolomitne breče, ki so siromašni s fosili in jih je avtor po superpoziciji uvrstil v turon. Najmlajše kredne plasti pripadajo senonu. Njegov bazalni del vsebuje v apnencu poleg rudistov foraminifero *Acordiella conica* Farinacci. Zgornje-senonski beli in svetlo sivi apnenec z vložki belega in sivega dolomita ter temno sivega ploščastega apnenca je sicer bogat z rudistno favno, toda siromašen z rodovi in vrstami. Na sekciji Prezid so najdene pomembne oblike *Gorjanovicia costata* Polšak, *Petkovicia prima* Kuhn et Pejović, *Bournonia* cf. *dinarica* Slišković, *Exogyra* cf. *overwegi* Buch in *Exogyra* cf. *costata* Say.

Nato sledi v zaporedju plasti večja vrzel; v majhnih krpah so odloženi le pliocenski in kvartarni nanosi. Popolnejši profil terciarja in kvartarja je pričakovati šele v nižjih delih ozemlja, ki je pa večidel zunaj kartiranega dela lista. Aluvialni nanos pokriva dinarsko usmerjene doline in polja, npr. kraško Babno polje.

Tektonsko pripada list DELNICE Zunanjim Dinaridom. V dinarski smeri se raztezajo tudi pomembnejši prelomi. Tako poteka idrijski prelom ob robu Babnega polja. Tudi vrtače so nanizane večidel ob prelomih. Podrobneje pa tektonskih faz zaenkrat ni bilo možno razčleniti. Po analogiji s sosednjimi listi gre za tektonska dogajanja po kredni dobi. Več bi mogli nanje sklepati po zgradbi terciarja, ki pa na kartiranem območju manjka.

Od mineralnih surovin in gradbenega materiala je omeniti le peskokope, ki so številni predvsem v zdrobljenih conah ob prelomih v triadnem in liasnem dolomitu, npr. peskokop v Prezidu in veliki peskokopi ob cesti Lazec—Čabar in Prezid—Čabar.

Pri kartiranju sta z avtorjem sodelovala geologa Bogoljub Aničić in Lado Ferjančič. Jursko in kredno mikrofavno in floro je določila Ljudmila Šribar, hidrozoje Ljudmila Šribar in Dragica Turnšek, zgornjekredno makrofavno pa Mario Pleničar. Kartiranje financira sklad Borisa Kidriča.

Geological Map of SFRJ 1 : 100000 Sheet DELNICE

Stevo Dozet

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The author reports on the start of the mapping of the map sheet DELNICE. The main part of the territory covered by the sheet lies in neighbouring SR Croatia; there are only 552 km² in SR Slovenia. During the first phase the mapping covered 89 km² of the sheet sections Prezid and Čabar; reconnaissance mapping was carried out on 180 km² of the sheet sections Kočevje, Mozelj, Kočevska Reka and Škrilj. The geological profile comprises in the first phase Permo-Carboniferous, Triassic, Jurassic and Cretaceous beds. Only small remnants of Tertiary sediments have been preserved on the mapped areas. For the time being it is difficult to show the tectonical structure, as Tertiary index horizons are missing. The area is part of the Outer Dinarids, with regional faulting in NW-SE direction. Along such faults there originated karstic fields and sinkholes.

UDK 552.163:552.42/48 (234.321.43)

Pohorske metamorfne kamenine

Ana Hinterlechner-Ravnik
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtorica razčlenjuje metamorfne kamenine Pohorja glede na njihov nastanek. V letu 1973 je kartirala območje med Ruško kočo, Sedovcem in Šmartnim ter segla s profili tudi prek tega ozemlja. Od 330 km², predvidenih za kartiranje, je preostalo še 48 km². Pri Šmartnem in od tod proti severu so razkriti globlji nivoji metamorfnih kamenin almandinovo amfibolitnega faciesa, ki predstavlja bistveni del pohorskih metamorfnih kamenin. V tektonskem kontaktu z njim so na južnem in severnem obrobju Pohorja nižje metamorfozirane kamenine zelenega skrilavca. V primerjavi z zaporedjem na Svinški planini manjka precejšnji del kamenin prehodnega območja med almandinovo amfibolitnim faciesom in faciesom zelenega skrilavca.

V profilu globljih metamorfnih nivojev na vzhodnem Pohorju si slede od spodaj navzgor:

— Najgloblji metamorfni nivo na Pohorju predstavlja biotitni gnajs, ki se menjava z očesnim gnajsom. Porfiroblasti v očesnem gnajsu so delno mikrokliniziran ortoklaz, zraščen po karlovarskem zakonu. Ortoklaz je edini značilni mineral katacone, oziroma najglobljega dela almandinovo amfibolitnega faciesa. Pogosto ga nadomešča oligoklaz, ki je značilen za manj metamorfozirane nivoje. Pogojem nižje metamorfoze ustreza tudi zeleni biotit, ki ga opazujemo ponekod namesto rdečega. V talnini gnajsev je manjši izdanek serpentinita z amfibolitom. V serpentinitu nastopajo šopi vlaknate Mg-rogovalce (?). Serpentinit najglobljega nivoja ne vsebuje eklogitnih leč. V amfibolitu še opazujemo ortostrukturo, vendar je prvotni večji vtrošnik plagioklaza nadomeščen z agregatom bolj kislega plagioklaza in z epidotom.

— Sledi biotitni blestnik in gnajs, ki je delno rekristaliziran, delno pa so različki tega nivoja izredno drobnozrnati. Izraziteje kristalizirane kamenine vsebujejo paličaste kristale temnega stavrolita in svetlega distena, velike do 1 cm. Za ta nivo so značilni številni vključki marmorja, amfibolita, kvarcita ter distenovega protastega in ploščastega gnajsa z almandinom. Distenovi agregati v gnajsu predstavljajo psevdomorfoze po prvotnem andaluzitu, ki je pripadal starejši fazi metamorfne kristalizacije. Kvarcit je zelo različen, značilen je grafitni kvarcit. Na Okoški gori in zahodno od Cestnika na Hoškem Pohorju najdemo v profilu metamorfnih kamenin tudi redke najgloblje ležeče retrogradno metamorfozirane leče eklogita.

— Biotitni metamorfni skrilavec prehaja postopno v biotitno muskovitni blestnik in gnajs, ki vsebuje eklogit in amfibolit. Eklogit je redek. Ena leča pripada delno serpentinizirani olivinovi kamenini. Pogosto opazujemo vključke zelo drobnozrnatega biotitnega blestnika in diaforitnega blestnika, oziroma gnajsa. V sericitnih agregatih diaforitnih kamenin je ponekod kloritoid. Ta mineral torej ni značilen le za prehodno cono obeh faciesov Barrowe facialne serije na Kozjaku, temveč se je progresivno razvil tudi iz diaforitnih sericitnih agregatov v globljih nivojih, kjer pa je redek.

— Enolični nivo diafioritnega blestnika in gnajsa v krovlini je razširjen severno od kartiranega območja in meji tektonsko na nižje metamorfni zeleni skrilavec severnega obrobja Pohorja.

V vseh nivojih je prisoten pegmatitni gnajs, ki ga je ponekod zelo veliko.

Na raziskano ozemlje seže s svojim skrajnim vzhodnim delom tonalit, ki kaže izrazito drobnozrnatost blastomilonitno strukturo. Njegove meje in foliacija so skladne s foliacijo metamorfnih kamenin, v katere je prodril. Južna meja sledi smeri E-W, vzhodna pa smeri NW-SE. V okolici kmetije Močnik najdemo v tonalitu najbolj vzhodne pojave malhita, ki je bazični diferenciat dacita.

Iz biotitnega gnajsa z očesnim gnajsom sestoji vzhodno od Šmartnega jedro antiklinalne zgradbe. Proti severu na območju Frajhajma opazujemo v normalnem zaporedju nabran biotitni gnajs in blestnik. Aksialne ravnine gub vpadajo proti jugu. Vpad aksialnih ravnin gub na vzhodnem delu Pohorskega masiva pa ni enoten. Južni rob antiklinalne zgradbe gnajsa je na območju Spodnjega Prebukovja odsekan s prelomom, ki loči očesni gnajs od blestnika z eklogitom, in vanj je prodril tonalit. Južno od tonalitne meje vpadajo aksialne ravnine proti severu. Zato leže na območju Nove gore in naprej proti zahodu navidezno globlji nivoji s protastim almandinovim distenovim gnajsom na blestniku z eklogitom. Plasti se raztezajo povečini v smeri E-W, zahodno od Šmartnega ob prelomni meji s tonalitom pa v smeri NW-SE. Ustrezno tudi lineacija v kameninskih različkih ni enotna.

Na raziskanem ozemlju nastopajo posamezne leče eklogita v amfibolitu in almandinovem muskovitnem blestniku. Nad Slovensko Bistrico najdemo eklogit vezan na serpentinit in (granatov) gabro. Skupno pojavljanje eklogita, čigar kemična sestava ustreza bazaltu, in ultrabazičnih magmatskih kamenin je značilnost regionalno metamorfnih območij. Njihovo istočasno dviganje je posledica alpskih orogenetskih procesov na meji zemeljskega plašča in zemeljske skorje ob pogrezanju starih geosinklinal. Takrat sta ob globoko segajočih labilnih conah prodrila v eugeosinklinalne dele peridotitna magma in eklogit, ki sestavljata zgornji del trdnega zemeljskega plašča. Bazična peridotitna magma se je pri nižjih pritiskih in temperaturah večidel serpentinizirala. Tudi posebna mineralna asociacija eklogita se je prilagodila pogojem regionalne metamorfoze. Zato ustreza na Pohorju sestava značilnih mineralov eklogita almandinovo-amfibolitnemu faciesu. Ob poenjevanju visoke metamorfoze pa so se eklogitovi minerali povečini še spremenili v mikrokristalne simplektitne agregate. Zato je prvotni eklogit redko ohranjen.

The Metamorphic Rocks of Pohorje Mountains

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

These notes summarize part of over 330 square kilometers of petrographic mapping. In the area between Ruška koča, Sedovec and Šmartno there the rocks of almandine-amphibolite facies occur being the deeper part of Pohorje metamorphics. Along its southern and northern margins,

there follow the overlying rocks of greenschist facies with the tectonic contact. A considerable part of the transitional zone is missing. This rock sequence corresponds with the general profile of metamorphic rocks of Pohorje Mts. In diaphthorite schist, overlying the almandine-biotite-muscovite schists with eclogites, chloritoid was determined. Northern and southern dips of axial plains are observed in the investigated area. The general strike of the strata is E-W; whereas W from Smartno along the tonalite fault border, it is changed to NW-SE.

Literatura

Borchert, H. 1967, Vulkanismus und oberer Erdmantel in ihrer Beziehung zum äußeren Erdkern und zur Geotektonik. Boll. geof. teor. ap., Vol. IX., N. 35, str. 194—213.

Hess, H. H. in Poldervaart, A. 1968, Basalts, Vol. 2, Interscience Publishers.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II., Geologija 16, Ljubljana.

Maresch, W. W. 1972, Eclogitic-Amphibolitic Rocks on Isla Margarita, Venezuela: A Preliminary Account, Geol. Sc. Am., Mem. 132, str. 429—437.

Rost, F. in Grigel, W. 1969, Zur Geochemie und Genese granatführender Ultramafite des mitteleuropäischen Grundgebirges. Chem. Erde, Bd. 28, H. 1/2, str. 91—177.

UDK 556.33+556.38(497.12)

Regionalne hidrogeološke raziskave porečja zgornje Drave in Mure*Franc Drobne*

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Regionalna hidrogeološka študija porečja Zgornje Drave in Mure zajema ozemlje, ki ga na severu omejuje državna meja z Avstrijo in Madžarsko, na jugu pa črta Olševa—Travnik—Huda luknja—Vitanje—Konjiška gora—Boč—Haloze—Ivanščica—Kalnič—Legrad. Skupno meri to ozemlje okrog 7000 km², od tega pripada Sloveniji 4800 km², Hrvaški pa 2200 km².

Namen raziskav je bil, podati pregledno hidrogeološko sliko ozemlja, razčleniti zemljine in kamenine, oziroma komplekse kamenin glede na vodno prepustnost in izdatnost, določiti ekonomsko pomembne vodonosne plasti, njihovo razprostranjenost in globino, oceniti rezerve, napraviti bilanco voda ter podati pregled hidrokemičnih in bakterioloških lastnosti voda.

Avtor je izdelal skupno hidromehanično karto obeh porečij v merilu 1:100 000. Pri tem je upošteval litološko sestavo in hidrogeološke lastnosti kamenin ter geološko zgradbo. Na karti je prikazal območja, ki so zelo izdatna (nad 10,0 l/sek); dobro izdatna (1,0 do 10,0 l/sek); slabo izdatna (od 0,1 do 1,0 l/sek) in na območja, ki so skoraj brez vode (manj kot 0,1 l/sek).

Na karti vodnih objektov (1:100 000) je označil vse evidentirane pomembnejše izvire in druge hidrogeološke objekte ter pojave in določil njihovo maksimalno in minimalno izdatnost v dveletnem opazovalnem obdobju.

V regionalni hidrogeološki študiji so bili zbrani in po enotnem kriteriju obdelani podatki dosedanjih raziskav in nato dopolnjeni z novimi hidrogeološkimi preiskavami. S hidrogeološkim rekognosciranjem, geofizikalnimi meritvami, raziskovalnim vrtanjem, črpalnimi poizkusi, kemičnimi in bakteriološkimi analizami, rednim petdnevnim opazovanjem izbranih hidrogeoloških objektov ter merjenjem količine in hitrosti vode smo zbrali podatke za izdelavo bilance in izračun rezerv podzemelske vode.

Avtor je s sodelavci (D. Novak, Z. Mencej, L. Kokol, J. Rogelj) podal osnovne hidrogeološke in hidrokemične lastnosti ozemlja. Ti pokazatelji bodo v prvi vrsti rabili kot osnova pri reševanju problemov preskrbe z vodo, pri izgradnji vodnih akumulacij za študij režima posameznih vodotokov, pri projektiranju hidromelioracijskih in drugih del. S to študijo nismo rešili posameznih problemov preskrbe z vodo, temveč dobili pregled o razporeditvi večjih akumulacij podzemelske vode, njeni kvaliteti, bilanci in zalogah.

Hidrokemične lastnosti podzemelske vode smo preučili s serijo kemičnih analiz. Na osnovi kemične sestave, stopnje mineralizacije, trdote, pH, itd. smo podzemelske vode razčlenili na posamezne faciese ter izrisali hidrokemično karto porečja v merilu 1:100 000. Pri hidrokemični kategorizaciji smo uporabili 4-komponentni diagram. Ugotovili smo, da na raziskanem ozemlju nastopajo v glavnem naslednji tipi vode:

po anionih: —SO₄HCO₃, —HCO₃SO₄, —ClHCO₃, —HCO₃Cl, —SO₄Cl in —ClSO₄,

po kationih: MgCa—, CaMg—, NaCa—, CaNa—, MgNa—, NaMg—.

Študija je pokazala, da so večji rezervoarji vode, ki pridejo v poštev za preskrbo z vodo, obširna območja kvartarnih naplavin in karbonatnih kamenin. Perspektivna so tudi območja arteških vodnih horizontov v Slovenskih goricah in Prekmurju, kjer nahajamo poleg navadne podzemelske vode še horizonte z mineralno in termomineralno vodo.

Avtor s sodelavci je po metodi Kamenskega in Lebedeva računal bilanco vode v posameznih hidrogeoloških enotah, npr. v kvartarnih naplavinah z medzrnsko poroznostjo in zvezno gladino podtalnice. V opazovalnem obdobju od oktobra 1967 do oktobra 1968 je vladala precejšnja suša, medtem ko je bilo od oktobra 1968 do novembra 1969 sorazmerno veliko padavin. Zato smo bilančne elemente prikazali za vsako obdobje posebej.

Izračunali smo tudi rezerve vode v kvartarnih prodnih zasipih Dravskega, Ptujkega, Apaškega in Murskega polja ter Medžimurja. Vrednotili smo prirodne, regularne in eksploatacijske rezerve. Pri eksploatacijskih rezervah smo izračunali tudi pretok podzemelske vode v sušnem obdobju 100 dni. Dobili smo naslednji rezultat:

V normalnem obdobju je možno na Dravskem polju izkoristiti pri ravnotežnem stanju še okoli $2,4 \text{ m}^3/\text{sek}$ vode, na Ptujskem polju $0,6 \text{ m}^3/\text{sek}$, na Murskem polju $1,6 \text{ m}^3/\text{sek}$ in na Apaškem polju $0,1 \text{ m}^3/\text{sek}$.

V sušnem obdobju, ki bi trajalo neprekinjeno vsaj 100 dni ali pa več, bi bilo mogoče na Dravskem polju izkoristiti okrog $0,8 \text{ m}^3/\text{sek}$ vode, na Ptujskem polju $0,3 \text{ m}^3/\text{sek}$, na Murskem polju $0,3 \text{ m}^3/\text{sek}$, na Apaškem pa le $0,03 \text{ m}^3/\text{sek}$.

Perspektivne so tudi karbonatne kamenine. V suši bi mogli dobiti npr. iz Olševe $50 \text{ l}/\text{sek}$, Boča $40 \text{ l}/\text{sek}$, Hrastovca $5 \text{ l}/\text{sek}$ in Žičnice $45 \text{ l}/\text{sek}$.

Hydrogeological Reconnaissance Exploration of the Upper Drava and the Mura River Basins

Franc Drobne

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

In the hydrogeological study that comprises the basin of both the Upper Drava and the Mura rivers, the region was explored bordered in the north by the State boundary with Austria and Hungary, and in the south by the line connecting Olševa—Travnik—Huda Luknja—Vitanje—Konjiška Gora—Boč—Haloze—Ivanščica—Kalnik—Legrad. The total area of this region amounts to about 7000 square kilometres; out of this 4800 sq. km belong to Slovenia, and 2200 sq. km to Croatia.

The aim of the exploration was to present a general hydrogeological outline of this region, to classify soils and rocks according to their permeability and water bearing capacity, to determine the aquifers of economic importance as well as their extent and depth, to assess the water balance and reserves, and to present a review of the hydrochemical and bacteriological qualities of the waters.

A hydromechanical map of the basin of both rivers was compiled in scale 1 : 100 000. Lithological composition and hydrogeological qualities, as well as the geological structures, are indicated in the map. Additionally the map shows areas of probable high yield (over 10.0 liters per second), of fair yield (0.1—1.0 l/sec), and nearly waterless areas (less than 0.1 l/sec).

In a separate map in scale 1 : 100 000 all known water sources of importance are shown, as well as all phenomena of hydrogeological interest; maximum and minimum yields are listed as calculated from a two years observation period.

Metalogenetska karta SR Slovenije

Franc Drovenik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Raziskave novih rudišč se pomikajo v čedalje večje globine. Pri tem postajajo tradicionalne metode predrage. Zato iščejo raziskovalci nove načine, ki v mnogo večji meri kot do sedaj upoštevajo genetsko okolje, tj. iščejo vzroke, zakaj so se koncentrirale kovine na določenih krajih. Pri tem obravnavajo večja območja in skušajo najti zvezo med rudnimi nahajališči in geološkim razvojem pokrajine od najstarejših časov naprej. Rezultat takšnega preučevanja je metalogenetska karta, ki potem omogoča bolj logično in načrtno usmerjanje rudarskih raziskav. V ta namen je avtor v prvi fazi sestavil register vseh rudnih nahajališč v SR Sloveniji, ki jih nanaša na geološko karto v merilu 1:200 000. Način prikazovanja je enak kot na metalogenetski karti Evrope v izdaji UNESCO.

V Sloveniji imamo dva obratujoča metalna rudnika in en rudnik urana v pripravi. Znana pa so nahajališča svinca, cinka, živega srebra, bakra, anti-mona in železa pa tudi boksita. Tradicionalne metode raziskav smo v veliki meri že izkoristili in sedaj nanašamo na geološko podlago 1:200 000 rudna nahajališča z značilnimi podatki, da bomo dobili sliko o odvisnosti rudišč od geoloških dogajanj od nastanka dalje prek vseh naknadnih sprememb do današnje zgradbe in sestave. Tako nastaja metalogenetska karta, ki naj bi v bodoče rabila pri usmerjanju geološko rudarskih raziskav.

Kot prvo nalogo smo si postavili izdelati register vseh rudnih nahajališč v Sloveniji ter jih nanesti na karto merila 1:200 000. V ta namen smo pregledali vso novejšo in starejšo dokumentacijo o rudnih nahajališčih, pričenši od Valvasorja, Hacqueta in Zepharovicha dalje. Pri tem smo ugotovili, da imamo v Sloveniji nad 200 rudnih nahajališč, ki so raztresena od Mangarta do Rudnice ob Sotli in od Mežice do Bele krajine.

Iz metalogenetske karte bo mogoče že po kratkem ogledu razbrati naslednje:

- vrsto in starost kamenine, v kateri rudno nahajališče nastopa,
- obliko, starost in genezo rudnega nahajališča z glavnimi kovinami,
- v kateri fazi je rudišče nastalo — v geosinklinalni ali orogenetski,
- medsebojno zvezo rudišč iste geneze,
- velikost in pomembnost rudišča.

Prva varianta take karte s tolmačem bo izdelana do konca leta 1975, ko bo treba presoditi, ali bo primerna za tisk.

V sedanji fazi še nimamo vseh elementov, ki jih zahteva moderna metalogenetska karta; zaenkrat jo pripravljamo po dosedanjem poznavanju geologije rudišč in njihove metalogeneze. Nato jo bo treba še dalj časa izpopolnjevati, predvsem s podatki iz sedimentologije, paleogeografije, geokemije, geofizike ter dodatnimi spektralnimi, izotopskimi in drugimi specialnimi analizami.

Metalogenetsko karto pripravljajo tudi po drugih republikah, z namenom, da se v končni fazi sestavi metalogenetska karta Jugoslavije. Vendar enotni kriteriji za celo državo še niso izdelani.

Metallogenetic Map of S. R. Slovenia

Franc Drovenik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The exploration of new ore deposits shifts continuously towards greater depths, and therefore also the costs of traditional exploratory methods increase exorbitantly. Therefore the investigators are looking for new methods, giving more consideration to genetic environments, searching for the reasons that caused the concentration of metals in specific areas. Larger areas are studied simultaneously, to find a connection between mineral deposits and geological development of the region from the oldest stages onwards. These studies result in a metallogenetic map, that consequently allows a better and more logical planning and directing of mining exploration. For this reason, in the first stage of investigations, a register of all ore occurrences in Slovenia was established, and drawn on a geological map in the scale 1 : 200 000. The presentation follows the standards of the metallogenetic map of Europe issued by UNESCO.

UDK 550.8:553.4(497.12)

Prospekcija metalogenetskih območij Slovenije

Branimir Šinko

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Naloga prospekcije je bila, določiti stopnjo mineralizacije s svincem, cinkom, bakrom, živim srebrom in uranom med Tržičem in Jezerskim v Karavankah ter v okolici Škofje Loke in Trbovelj. V ta namen je avtor posamezna območja v Karavankah geološko kartiral v merilu 1:10 000 ter vzel površinske vzorce za geokemične analize in rudno-petrografske preiskave. Okolica Podljubelja, Škofje Loke in Trbovelj je bila raziskana radiometrično po metodi gama sondiranja in emanacije.

Na kontaktu devonskega apnenca in karbonskih klastitov na Stegovniku, Rušu in Virnikovem Grintavcu so rudni pojavi s cinkom, svincem, bakrom in živim srebrom. Prospekcija živega srebra na širšem območju Karavank je pokazala negativne rezultate z izjemo rudišča živega srebra pri Sv. Ani. Radiometrične raziskave so pokazale v okolici Trbovelj in v Karavankah na območju Podljubelja številne radioaktivne anomalije, ki pa zaenkrat nimajo ekonomskega pomena. V okolici Škofje Loke je v sivem grōdenskem peščenjaku več zelo visokih radioaktivnih anomalij, ki kažejo na možnost rudnih pojavov. Vsa prospekcijska dela so bila izvedena samo na površju; v nadaljevanju bo treba iskati še v globini.

Prospekcija metalogenetskih območij Slovenije predstavlja večletno delo, ki naj bi bilo po programu končano v letu 1975. Obsega raziskave svinca, cinka, bakra, živega srebra in urana na območju Karavank med Tržičem in Jezerskim ter v okolici Škofje Loke in Trbovelj. Razen avtorja sodelujejo pri teh raziskavah Trajan Dimkovski, Miran Iskra in Radovan Kovačević. Dela financira raziskovalna skupnost Slovenije — sklad Borisa Kidriča.

Prospekcija Hg. Opuščena rudnika živega srebra Sv. Ana pri Podljubelju in Belska Kočna v Avstriji sta dala spodbudo za raziskavo tudi drugih območij naših Karavank. Z desetimi geokemičnimi profili ob glavnih potokih med Tržičem in Jezerskim so raziskane devonske, karbonske, permske in spodnje-triadne plasti. Večji del analiziranih vzorcev je dal negativne rezultate, le manjši del je pokazal vsebino do 2 ppm Hg. Nekoliko bolj detajlno je preiskano območje na meji z Avstrijo proti Belski Kočni. Tudi kontrolno vzorčevanje je potrdilo, da tod ni ekonomsko pomembnih nahajališč živega srebra.

Prospekcija Pb, Zn, Cu in Hg. Na Stegovniku in Rušu so bili polimetalni rudni pojavi v devonskem apnencu znani že v preteklem stoletju, ko so jih sledili z manjšimi rudarskimi deli. Za območja devonskega apnenca smo izdelali geološko karto v merilu 1:10 000. Vzporedno s tem smo izvedli geokemično prospekcijo ter petrografske, rudne in kemične preiskave. Najstarejša kamenina na tem območju je močno razpokan sivi do temno sivi devonski apnenec, ki se razprostira v obliki strmih grebenov in čeri od Stegovnika prek Ruša, Robniških peči, V. Grintovca do Pristovškega Storžiča in dalje v Avstrijo. Na paleoreliefu devonskega apnenca so odloženi karbonski klastični sedimenti. V spodnjem karbonu prevladujeta peščenjak in drobnik, ponekod pa v njih

zasledimo nekaj metrov debele vložke porfiroida. Skrilavec z vložki črnega apnenca, peščenjaka in kremenovega konglomerata gradi zgornji karbon, deloma pa sega v perm. V srednjem permu prevladujeta grōdenski peščenjak in skrilavec, zgornji perm pa sestoji iz sivega dolomita. Od triadnih kamenin najdemo tod samo werfenski oolitni in laporasti apnenec. Največkrat vse te sedimente prekriva debela odeja pobočnega grušča, pod grebeni apnenca pa se nahajajo obsežna melišča. Tektonika tega območja ima značilnosti ostalega dela vzhodnih Alp. Glavni prelomi imajo smer NE-SW, N-S in zelo strme vpade.

Rudni pojavi na kontaktu devonskega apnenca in spodnjekarbonskih sedimentov imajo zelo nepravilne oblike, ki so odraz paleoreliefa, v katerem se nahajajo. Ponekod opazimo tudi nepravilne žilice in leče manjših dimenzij. Orudeni kontaktni deli devonskega apnenca in karbonskih klastitov so običajno silificirani in limonitizirani. Zelo redko je ob kontaktu opaziti tudi majhna gnezda barita. Rudni minerali, med katerimi sta najpomembnejša sfalerit in tetraedrit, so nepravilno razporejeni v porah. Pogosto jih najdemo tudi v nepravilnih žilicah ob stilolitnih šivih ali pa vzporedno s plastovitostjo. Med rudnimi minerali se pojavljajo še pirit, halkopirit, boulangerit, geokronit (?), cinabarit, neodigenit, kovelin, smithsonit, cerussit, azurit, malahit ter oksidi železa. Cinarit se nahaja samo v baritnih gnezdih.

Debeline orudene kontaktne cone in razsežnosti orudenjenja v globini ne bo mogoče ugotoviti brez rudarskih in vrtalnih del.

Raziskave cinka in svinca pod Korošico. Na višini okrog 1050 m so na desnem bregu grape, ki se steka med Košuto in Korošico, ohranjena stara rudarska dela. Z geološkim kartiranjem in geokemično prospekcijsko ter z rudnimi preiskavami je ugotovljeno, da se v trogkofelskem apnencu pojavljajo nepravilne žile in impregnacije sfalerita in galenita, ki ju spremljata pirit in markazit. Posamezni deli apnenca so bogato orudeni. Tudi tu so bile raziskave površinske.

Radiometrična prospekcijska. Razen v grōdenskem peščenjaku smo registrirali pomembne radioaktivne anomalije tudi v drugih kameninah, kot so triadni dolomiti in apnenci. Pri raziskavah smo uporabili več metod in različne instrumente, glede na poldetajlne in detajlne meritve radioaktivnosti in njihove perspektivnosti. Dosedanje raziskave so dale pozitivne rezultate v okolici Škofje Loke, kjer so na več krajih odkrile pomembne radioaktivne anomalije (Bodovlje, Breznica, Sv. Valentin, Sv. Tomaž). Zelo zanimiva je anomalija v Bodovljah, kjer se razen visoke radioaktivnosti grōdenskega peščenjaka javlja tudi bakrova ruda. Visoke radioaktivne anomalije v okolici Podljubelja izvirajo iz torija in zato nimajo ekonomskega pomena. V okolici Trbovelj smo našli le posamezne visoke anomalije.

Prospecting of Metallogenic Provinces of Slovenia

Branimir Šinko

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The scope of the prospection was to determine the degree of Pb, Zn, Cu, Hg and U mineral occurrences in the area between Tržič and Jezersko in the Karavanke mountain range, and in the Škofja Loka and

Trbovlje areas. For this reason geological mapping in individual areas in the Karavanke area in the scale 1:10 000 was carried out, and specimens were taken from the surface for geochemical, mineralogical and petrographical analyses. The areas of Podljubelj, Škofja Loka and Trbovlje were investigated by radiometric gamma sounding and emanation measurements.

At the contact of Devonian limestone and Carboniferous clastites on the mountains Stegovnik, Ruš, and Veliki Grintovec ore occurrences of zinc, lead, copper and mercury were found. The mercury prospection in the Karavanke region was negative, with exception of the mercury ore deposit Sveta Ana. Radiometric investigations in the Trbovlje area, and near Podljubelj in the Karavanke area, indicated numerous radioactive anomalies, however of minor economic importance for the time being. In the vicinity of Škofja Loka in grey Gröden sandstone several radioactive anomalies of high intensity were discovered, indicating possible ore occurrences. As the prospection was carried out on the surface only, in the future it should be followed by investigations of the underground.

UDK 553.44:550.8 (597.12)

Geološke raziskave svinca, cinka in antimona

Miran Iskra in Franc Drovenik
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Ivo Štrucl
Rudniki svinca in topilnica Mežica

Po programu raziskovalnih del svinca, cinka in antimona se avtorji v letu 1973 raziskovali v okolici Mežice, v Puharju, na Remšniku in v Lepi njivi.

V Mežici so z vrtanjem iskali nadaljevanje rudišča Graben proti vzhodu in istočasno na novo geološko kartirali območje Uršlje gore. V Puharju so izkopali novi rov v rudonosni dolomit. Našli so nekaj večjih in več manjših pojavov sfalerita, ki narekujejo nadaljnje, boljše raziskave, da bi mogli računati rudne zaloge. Na Remšniku so obnovili in vzorčevali stari rov v metamorfnih kameninah, kjer so nekdanje odkopavali svinčeno-cinkovo in bakrovo rudo. Ruda je sicer bogata, toda njene zaloge so majhne. Rudarsko geološki podatki pa bodo rabili za primerjavo z drugimi rudišči v metamorfnih kameninah na Pohorju, npr. z Okoško goro, Velunjo in Bistrico. V Lepi njivi so vzorčevali izdanke silificiranega apnenca, ki je nosilec antimonita.

Mežica. V letu 1973 smo v profilu Hlevnikove grape izvrtali štiri vrtine: K-40/73 (351,0 m), K-41/73 (451,0 m) in K-42/73 (410,0 m) in vrtino K-43 (350,0 m) v Mrdavšičevi grapi, da bi našli nadaljevanje rudnih plasti mežiškega revirja Graben proti vzhodu. Zgradba prevrtanih plasti v Hlevnikovi in Mrdavšičevi grapi kaže na premike proti severu, oziroma severovzhodu proti centralnemu delu doline Jazbine. V Hlevnikovi grapi so anizične in partnaške plasti narinjene na tektonski blok zgornjetriadnih skladov. Ta celotna zgradba pa je narinjena na ladinske sklade doline Jazbine.

Raziskovalno območje leži okrog 1,5 km vzhodno od revirja Graben, kjer odkopavajo okrog 40 % skupne proizvodnje rudnika Mežica. Ruda nastopa v dolomitiziranem grebenskem apnencu, lagunskem dolomitu in v brečasti conikrovnine brečastega apnenca ladinske stopnje. Rudne pojave smo našli v vrtini K-40/73 v globini 199,3 do 212,0 m z 0,1 % Pb in 0,7 % Zn v plasteh karnijske stopnje, kar ustreza višini 12. obzorja v revirju Graben. Za sedaj so podatki o rudi v plasteh karnijske stopnje še preskromni, da bi se lahko odločili za večji poseg iz jame Graben proti vzhodu, čeprav leže rudni pojavi prostorsko sorazmerno ugodno.

Z vrtanjem smo dobili nove pomembne podatke o litološki zgradbi kamenin ladinske stopnje v partnaškem in ladinskem razvoju. Doslej smo si razlagali grebenski razvoj ladinske stopnje kot prehod med lagunskim faciesom wettersteinskega apnenca in zagrebenskim faciesom partnaških plasti, ki sestoje iz klastitov s polami apnenca. Interpretacija geoloških podatkov po vrtinah v letu 1973 pa kaže, da leži grebenski apnenec normalno na partnaških plasteh. V primeru da bodo raziskave v prihodnje potrdile to ugotovitev, bo treba spremeniti interpretacijo celotne zgradbe jazbinske cone.

Puharje. Cinkovo-svinčeno rudišče Puharje so začeli eksploatirati že v 17. stoletju. Najprej so površinsko odkopavali bogato kalamino, po letu 1870 pa tudi sfalerit. Obe rudi so topili na kraju samem.

Značilno za starejša rudarska dela je, da so jih večkrat začenjali in spet prekinjali, ne da bi našli dovolj rude za trajnejše obratovanje rudnika. Od časa do časa so odkrili sicer bogato rudo, vendar je bil takšen uspeh navadno le kratkotrajen.

Glede na pomanjkanje svinčovo-cinkove rude v Sloveniji raziskuje Geološki zavod puharsko rudišče s presledki že od leta 1962. Poleg Žirovskega vrha in Cerknega spadajo raziskave v Puharju med najboljše raziskave zunaj obratujočih rudnikov v Sloveniji.

Dela so se začela z geološkim kartiranjem širšega območja puharskega rudišča, se nadaljevala z geofizikalnimi in geokemičnimi raziskavami ter nato z globinskim vrtnjem s površja. Izvrtali smo 33 vrtin; nekatere so presegle globino 300 m. Poleg tega smo obnovili več starih rovov. Vsa ta dela kažejo, da imamo v Puharju rudo v tako imenovanem rudnem dolomitu, ki leži pod apnencem zgornjepermske starosti. Ta dolomit je sicer enakomerno, toda siromašno oruden s sfaleritom. Tu in tam pa se v njem pojavi bogata ruda. Posebno važno je še to, da bogata ruda ni vezana niti na litološke niti na tektonske posebnosti v dolomitu, kar bi v znatni meri olajšalo raziskave, ampak nastopa popolnoma nepravilno. Zato jo je z vrtnjem težko najti. Pravo sliko v geoloških in rudnih razmerah smo dobili z rovom. Izkopali smo ga nekaj metrov nad nivojem Pake. Dolg je 356 m (166 m v letu 1973). Napravljen je bil tudi prečnik v dolžini 59 m. Rov so spremljale z obeh strani jamske vrtine (dolge po 30 m) v skupni dolžini okrog 1600 m.

Rudarska in vrtalna dela v rovu smo zelo detajlno spremljali s kemičnimi analizami Pb in Zn, katerih je bilo skupaj okrog 3000. Našli smo najmanj 30 pojavov cinkovo-svinčeve rude v dolomitu; s kombinacijo rova in vrtin pa smo našli tudi pravo rudno telo površine okrog 250 m².

Mineraloško je ruda zelo enostavna. Prevladuje sfalerit. Pirita in galenita je le malo, v sledovih pa najdemo markazit, bournonit in boulangerit. Minerale jalovine zastopata dolomit in kalcit z malo kremenca. Ruda vsebuje torej enake minerale kot dolomit.

Od velikega števila kemičnih analiz jih je le 198 v poprečju pokazalo 2,99 % Zn in 1,11 % Pb.

Puharsko rudišče kaže podobnosti z mežiškim. Zato se je rudnik Mežica odločil za poskusno odkopavanje, ki ga je izpopolnil tudi s poskusom flotiranja dobljene rude.

Remšnik. V metamorfnih kameninah Pohorja in Kozjaka poznamo dve rudni nahajališči, ki so ju v preteklosti v manjši meri eksploatirali. To sta Okoška gora in Remšnik. Rudo Remšnika so pred sto leti topili v plavžu v Ožboltu in pridobili nekaj desetlin ton bakra in svinca, bogatega s srebrom.

Da bi lahko to značilno rudno nahajališče v metamorfnih kameninah ocenili količinsko in ga primerjali z drugimi, smo v letu 1973 obnovili vhod v rov pod kmetijo Dijak. Po pregledu rova smo vzeli vzorce za petrografsko in rudno preiskavo pod mikroskopom. S temi zadnjimi raziskavami smo ugotovili naslednje:

— Rov, ki smo ga usposobili, je tako imenovani dvojčični rov, ki ga omenja starejša literatura.

— Rudni žili sta dve in nastopata blizu druga poleg druge. Sta konkordantni s prikamenino, raztezata se proti severovzhodu in severu ter vpadata pod kotom 10–15° proti vzhodu.

— Debelina rudnih žil variira od nekaj centimetrov do pol metra. Žili se tu in tam tudi razvejavata v tanke trakove.

— Glavni rudni minerali so: galenit, sfalerit, halkopirit. V manjši meri opazujemo še: pirit, polibazit, tetraedrit, boulangerit in gersdorffit. Kot jalovina nastopajo v žili kremen, barit, siderit, sadra in illit.

— Vzorci rude z odvala (stari podatek) so dali: 6,7 % Cu, 5,8 % Pb, 3,3 % Zn in 400 g/t Ag, kar pa je vsekakor ročno separirana ruda.

— Rudonosna kamenina ni enotna. Prevladuje ankeritni filit, ki vsebuje do 30 % karbonata. Ugotovljeni pa so bili še: kisli metatufit, filit, dolomitni marmor, ankeritni kvarcit in karbonatno-silikatni skrilavec. Vse te kamenine nastopajo na horizontalni razdalji okrog 60 m in vertikalni okrog 5 m.

— Ruda nastopa v zgornjem delu faciesa zelenega skrilavca, kar je važen podatek, ki nam bo omogočil primerjavo z drugimi rudnimi nahajališči v metamorfnih kameninah pri nas.

— Ruda je na Remšniku v glavnem odkopana, pa tudi sicer tam ni pričakovati ekonomskih zalog rude, ki je zanimiva le zaradi primerjave in študija metalogeneze.

Lepa njiva. Nahajališče antimonove rude Lepa njiva je znano že iz prejšnjega stoletja, ko so tu odkopali nekaj deset ton antimonove rude. Geološki zavod je v Lepi njivi raziskoval leta 1955, ko je obnovil par starih rogov in razkopov. Ponovno smo se vrnili na ta teren v letih 1971—1973.

Pojavi antimonove rude, ki se raztezajo na več sto metrov dolžine, so vezani na močno silificirano kamenino, ki v obliki osamljenih skal štrli iz površja. Osnovna kamenina je tu zgornjepermski apnenec, v bližini pa najdemo tudi keratofir in andezitni tuf. V letu 1972 smo uspeli dokazati, da je silificirana kamenina močno hidrotermalno spremenjen apnenec in ne prvotna kremenova usedlina, kot se je nekaj časa mislilo. V letih 1972—1973 smo to silificirano kamenino vzorčevali in analizirali na antimon, živo srebro, svinec in cink ter dobili, da so njihove vrednosti povečini precej višje od poprečja v podobnih kameninah.

Antimon in živo srebro sta bila določena v 145 vzorcih, svinec in cink pa samo v nekaterih. Sklepamo, da gre v Lepi njivi za siromašno toda precej ekstenzivno antimonovo rudišče, ki ga spremlja močna hidrotermalna silifikacija. Na površju so sicer pojavi antimonove rude zelo redki, kar je posledica močne oksidacije. Vsekakor pa zasluži objekt nadaljnje raziskave, predvsem v globini.

Geological Exploration of Lead, Zinc and Antimony

Miran Iskra and Franc Drovenik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Ivo Štrul

Rudniki svinca in topilnica Mežica, Jugoslavija

The program of exploration works for lead, zinc and antimony in 1973 comprises besides surroundings of Mežica mine the areas of Puharje, Remšnik and Lepa njiva. The drilling at Mežica has been aimed at

finding the eastern extension of the Graben ore deposit. At the same time a new geologic map has been made there. At Puharje a new adit crossing the ore dolomite has been driven. There several sphalerite ore occurrences has been found, which need some further more detailed exploration of this area in order to make an estimation of the ore reserves possible. At Remšnik an old adit has been reopened and a new sampling of the lead-zinc-copper ore has been carried out. The ore is rich but the reserves are small. The obtained data would help as comparison with the other ore occurrences in the metamorphic rocks of Pohorje mountain, such as Okoška gora, Velunja and Bistrica. At Lepa njiva a large area with the outcrops of silicified limestone bearing antimony ore has been studied. The samples taken show besides antimony in some places anomalous high contents of mercury, lead and zinc.

Geological Exploration of Mercury Ores in the Idrija Area

August Čadež

Geološki zavod, Ljubljana, Partizanska 33

In the last years the geological exploration of mercury ore-bearing areas is partly influenced also by the world price of the metallic mercury. In the near past the price was increasing in 1964 and reached its highest value of \$ 570 per bottle (34.3 kg) in 1965. In the following years the price was varying in 1970 it amounted to \$ 408, in 1971 it dropped to \$ 293 and was at its lowest in 1974, between \$ 208 and \$ 173 per

UDK 553.499:550.8 Idrija

Geološke raziskave živega srebra v Idriji in okolici

August Čebulj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Na raziskave živega srebra zelo vpliva tudi cena kovine. Kadar je cena nizka, se rudnik usmerja v bogatejša rudna telesa, ko pa cena naraste, je možno odkopavati rentabilno tudi siromašne dele. V bližnji preteklosti je začela naraščati leta 1964 in je naslednje leto 1965 dosegla najvišjo vrednost 570 dolarjev za steklenico (34,5 kg Hg). Nato je cena variirala in je znašala leta 1970 408 dolarjev, leta 1971 je padla na 292 dolarjev, do maja 1974 pa je znašala 268 do 272 dolarjev. To kaže, da se cena živega srebra na mednarodnem tržišču giblje ciklično in da je sedaj v spodnjem delu ciklusa. Seveda to narekuje iskanje bogatejših rudnih teles, da bi mogel rudnik rentabilno poslovati. Zato je bilo v letu 1973 težišče raziskav na ožjem območju rudišča, da bi pospešili odpiranje revirja Ljubevč.

Rudišče Ljubevč je bilo v prejšnjih letih delno raziskano z vrtnami s površja. Nato so ga povezali z rovom z 18. obzorjem stare jame. Sedaj so v izdelavi raziskovalne proge na nivoju +1,00 m, ki naj bi predstavljale osnovo za raziskave z jamskim vrtanjem. Te raziskave bodo rabile predvsem za uvrstitev rezerv C₂ v višje kategorije. Jamske raziskave so pokazale, da je poleg zgornjepermskega dolomita oruden tudi spodnjeskitski dolomit, kar z vrtnami s površja ni bilo registrirano. V zgornjepermskem dolomitu je bila ugotovljena mineralizacija na devetih mestih. Poprečna ponderirana vsebina orudenih con znaša 0,4026 % Hg. Na eni lokaciji je bila odkrita tudi jeklenka s 67,7 % Hg. Ta podatek je vzpodbuden, saj kaže, da je tudi v rudišču Ljubevč mogoče pričakovati bogatejše rudne cone.

Regionalne raziskave nadaljujemo na območju Novakov vzhodno od Cerknega in Bevkovega vrha vzhodno od Otaleža, kjer smo kartirali v merilu 1 : 10 000. V dveh profilih na Bevkovem vrhu in v štirih na Vojskem pa smo vzeli 630 površinskih vzorcev za geokemične analize.

Geological Exploration of Mercury Ores in the Idrija Area

August Čebulj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

In the last years the geological exploration of mercury ore-bearing areas is partly influenced also by the world price of the metallic mercury. In the near past the price was increasing in 1964 and reached its highest value of \$ 570 per bottle (34,5 kg) in 1965. In the following years the price was varying: in 1970 it amounted to \$ 408, in 1971 it dropped to \$ 292 and was at its lowest in 1974, between \$ 266 and \$ 272 per

bottle. It can be shown that the price of mercury is changing cyclically, in relation with the influence of recurring economic fluctuations, and that it is now at the lowest part of the cycle. This indicates the need of intensified geological exploration for ore bodies with higher mercury content, that would ensure the mine to work economically. Therefore in 1973 the exploration was concentrated within the narrower limits of the ore deposit, to accelerate the opening and development of the Ljubevč mine district. Simultaneously reconnaissance exploration of the Novaki area in the east of Cerkno and of the Bevkov Vrh in the east of Otalež were continued, where geological mapping in scale 1:10.000 was carried out. From two profiles in Bevkov Vrh and from four in Vojsko, 630 samples were taken for geochemical analysis.

UDK 553.495:622.013.34

Geološko rudarske raziskave uranovega rudišča Žirovski vrh

Egon Lukacs

Geološki zavod, Ljubljana, Dimičeva 16

Naloga vsebuje določitev rudnih rezerv urana v ležišču Žirovski vrh ter proučevanje geološke zgradbe nahajališča in njegovega nastanka. Velik del rudnih rezerv na Žirovskem vrhu je kategorije C₂. Ker rudne rezerve te kategorije niso zadostna osnova za odpiranje rudnika, je treba prekategorizirati del teh rezerv v kategorije A + B + C₁.

Pred dobrimi desetimi leti je bilo v srednjepermskih grōdenskih plasteh najdeno nahajališče urana Žirovski vrh. Na območju Slovenije pa so bili registrirani še številni drugi uranski pojavi.

Grōdenske plasti sestojе iz peščenjaka, meljevca, skrilavca in konglomerata. Kamenine so povečini rdeče, posamezni horizonti, zlasti v spodnjem delu zaporedja, pa so zelenkasto sivi. Uran je vezan izključno samo na te zelenkasto sive plasti. Prvi pojavi urana so bili najdeni na izdankih s sekundarnimi minerali. Neoksidirano, primarno rudo so odkrili kasneje z vrtinami in rudarskimi deli.

V spodnjem, zelenkasto sivem delu grōdenskih plasti na Žirovskem vrhu razlikujemo tri sedimentacijske makrocritme, ki imajo obliko dvojne poleglegube, oziroma tako imenovane strukture »S«. Rudni horizont, debel 30 do 60 m, leži približno v sredini tretjega ritma. V rudnem horizontu so trije do pet rudnih pasov, od katerih sta dva ekonomsko pomembna in sta običajno ločena z diskontinuiranimi vložki rdečega skrilavega peščenjaka. Tudi v krovni in talnini rudnega pasu ležijo prekinjeni vložki rdečega peščenjaka. Ruda je torej v tesni zvezi s spremembo faciesa. Na podlagi novjših raziskav smo prišli do sklepa, da je bil uran v ležišče prinesen že med sedimentacijo, a je bil kasneje na novo razvrščen. Mineraloške raziskave pa kažejo, da je uranova svetlica najvažnejši mineral v ležišču.

Rudne rezerve so računane po statističnih metodah, pri katerih so izhodišče podatki o debelini orudenih intervalov in poprečne vsebnosti urana v teh intervalih. Zaradi velikega števila vrtin je tako narejen račun dovolj natančen in so rudne rezerve v določenem prostoru ocenjene z zadostno sigurnostjo. Ni pa dovolj natančno določeno prostorsko razprostiranje posameznih rudnih teles. Zato bodo pred pričetkom odkopavanja potrebna dodatna vrtanja in druge spremljajoče raziskave.

Raziskave smo razširili tudi na okolico rudišča, da bi ugotovili raztezanje rudnega pasu proti severozahodu in s tem možnost povečanja rudnih rezerv.

Mining Geological Exploration of the Uranium Ore Deposit Žirovski Vrh

Egon Lukacs

Geološki zavod, Ljubljana, Dimičeva 16

The aims of the exploration were to determine the uranium resources of the Žirovski Vrh ore deposit, and to study the geological structure of the deposit as well as its origin. A large part of the Uranium Resources are of the Estimated Additional category (inferred, C_2 according to Yugoslav classification). As resources of this category are no satisfactory basis for opening the mine, additional exploration had to be carried out that would allow their transfer into Reasonably Assured category (measured and indicated, $A + B + C_1$). The exploration was also expanded outwards the limits of the known deposit, to determine the extension of the mineralized zone in north-western direction.

The uranium resources have been calculated by statistical methods that are based on data about the thickness of the ore bearing intervals and their average uranium ore content. The dense grid of exploratory bore holes guarantees a sufficiently accurate calculation, and therefore the ore reserves in the explored area are determined in an adequately accurate degree. On the other hand, the extensions of the individual ore bodies are not exactly determined, and therefore, before starting mining operations, additional drilling and (similar auxiliary exploration) will be necessary.

UDK 553.495:622.7

Predkoncentracija uranove rude z radiometrično separacijo

Pavel Benedik

Geološki zavod, Ljubljana, Dimičeva 16

Naloga je vsebovala poskusno predkoncentracijo uranove rude z Žirovskega vrha z radiometričnimi separatorji. Cilj je, izločiti čim več jalovine z nizko vsebnostjo urana in s tem zmanjšati količino vhodne surovine za hidrometalurški proces, da se znižajo stroški pridobivanja uranovega koncentrata.

Poskus predkoncentracije uranove rude obsega naslednje faze. Ruda se odstrelji, naloži na vagončke, izmeri se sevanje na radiometričnih vratih in se na ta način določi količina urana v rudi. Ruda z vsebnostjo pod 300 gr U/t se odvrže v jalovino. Potem se ruda seje na zrnatost — 50 mm, 50 do 75 mm, 75 do 100 mm in 100 do 250 mm. Ruda pod 50 mm se oddeli za hidrometalurško predelavo. Ruda 50 do 75 mm in 75 do 100 mm se separira na polindustrijskem separatorju. Rudo nad 100 mm smo ročno separirali, ker nismo imeli ustreznega separatorja. V letu 1973 smo tudi merili težo in sevanje posameznih kosov, da smo konstruirali krivuljo kontrastnosti, ki je važna za določevanje sposobnosti za separiranje.

Ruda iz raznih delov rudišča Žirovski vrh se različno obnaša pri separiranju. Določili smo intenzivnost sevanja rude, ki vsebuje 395, 591 in 1100 g U/t. Treba bo izmeriti intenzivnost sevanja še na vzorcih rude z vsebnostjo 1500 g U/t in 2000 g U/t. Poleg standardnih frakcij bomo raziskali tudi frakcije —50 do 30 mm. S temi dopolnilnimi podatki bomo v sodelovanju s podjetjem, ki izdeluje radiometrične separatorje, izbrali in projektirali najbolj ustrezen način predkoncentracije uranove rude.

Na polindustrijski napravi smo raziskali 16 vzorcev iz raznih delov rudišča v skupni teži 256 157 kg. Ker smo nekatere vzorce pred raziskavami zmanjšali z vzorčevanjem, predstavljajo raziskani vzorci 311 341 kg rovne rude. Utežni procent debele rude se je zelo spreminjal od vzorca do vzorca in se je gibal v mejah od 23,3 ut. % pri vzorcu št. 2 do 52,4 ut. % pri vzorcu št. 7. V povprečju pa je bila klasa +50 mm zastopana v raziskani rudi z 42,3 ut. %. Ta vrednost bi bila znatno večja, če bi pri pridobivanju prvih sedmih vzorcev uporabili ustrezno metodo odstreljevanja. Vsebnost urana v rudi je bila v mejah od 252 g U/t pri vzorcu št. 2 do 2250 g U/t pri vzorcu št. 11. Vsebnost urana v rudi je vplivala na tehnološke rezultate, posebno na izkoristek urana v predkoncentratih, ki so bili pri nizki vsebnosti urana v rudi, razumljivo, nizki, Utežni izkoristek jalovine, računani na vložek v radiometrično separacijo, se giblje od 30,6 % pri vzorcu št. 6 do 69,5 % pri vzorcu št. 1. Utežni izkoristki jalovine, računani na rovno rudo, so nižji in so odvisni od utežnega % klase +50 mm v rudi. Vsebnost urana v jalovini se giblje od 78 g U/t pri vzorcu št. 2 do 368 g U/t pri vzorcu št. 12. Visoke vrednosti urana v jalovini nekaterih vzorcev so rezultat previsokega naravnega občutljivosti detektorjev radiometra.

Po dognanjih pri raziskavah v letu 1973 lahko trdimo, da bomo lahko z radiometrično separacijo rude z vsebnostjo okoli 1100 g U/t držali vsebnost urana v jalovini pod 150 g U/t in odvrgli v jalovino 28 do 30 utežnih % rovne rude.

Preconcentration of Uranium Ore by Radiometric Sorting

Pavel Benedik

Geološki zavod, Ljubljana, Dimičeva 16

The uranium ore from the Žirovski vrh ore deposit was experimentally preconcentrated by the use of radiometric sorters. The aim was to eliminate as much as possible of waste or poor grade ore to reduce the quantity of ore feed for hydrometallurgical processing, and consequently reduce the costs of the uranium concentrate production.

The experiment consists of several phases; the uranium ore is mined, filled into mine cars, transported to the radiometric gate where the radiation of the complete carload is measured and in this way the uranium content of the ore is determined. Ore below the cut-off grade of 300 grams of uranium per ton is rejected. The remaining ore is screened to grades minus 50 mm, 50—75 mm, 75—100 mm and 100—250 mm. Ore of minus 50 mm grain size is fed for hydrometallurgical processing. Ore of the 50—70 mm and 75—100 mm grades is sorted in a pilot sorter. Ore above 100 mm size has been sorted by hand, as till now no adequate sorting machinery was available. In 1973 the weight and radiation of the ore was also measured piece by piece. From the results the contrast curve that is of essential importance for the determination of sortability was constructed. It was found, that ores from different parts of the mine differ in sortability. The radiation intensity was determined in ore samples containing 395, 591 and 1100 grams of uranium per ton of ore.

UDK 550.8:553.3/6 (234.321.43)

Geološka prospekcija Pohorja z obrobjem

Jožef Škerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Namen raziskav je, oceniti vrednost nahajališč mineralnih surovin, posebno nekovinskih rudnin, na Pohorju in v njegovem obrobju. Raziskovalna dela so obsegala prospekcijsko mineralnih pojavov, vrtanje, jamsko kartiranje in preiskavo kvalitete vzorcev. V letu 1973 je avtor raziskoval predvsem skarne Male in Velike Kope ter terciarne bazene Holmeca, Leš in Mežice. V bazenih Holmeca in Leš je našel zanimive pojave belih glin. Sedaj preiskuje njihovo kvaliteto. Poleg tega je izdelal ekonomsko-tehnično analizo pegmatitov kot nosilcev glinencev in kremenca. Dobljeni rezultati opravičujejo nadaljnje geološke raziskave belih glin, pegmatitov in skarnov, da se določi njihovo ekonomsko vrednost. Poleg tega je treba nadaljevati prospekcijsko v drugih geološko zanimivih območjih Pohorja.

Terciarni bazeni Holmeca, Leš in Mežice se nahajajo na širšem obrobju Pohorja in jih karakterizirajo podobne geološke razmere. Terciar teh bazenov sestoji iz različnih miocenskih sedimentov, ki vsebujejo plasti kvalitetnega premoga. Eksploatacijo premoga so med drugo svetovno vojno ustavili. Terciar omenjenih bazenov je močno porušen, kot so pokazala rudarska dela v Holmecu in Lešah.

Po nekaterih starejših podatkih so gline v terciarnem bazenu Holmeca dobre kvalitete; kažejo 31 SK. To je bil osnovni razlog, da smo začeli s splošno prospekcijsko obeh bazenov. Na odvalu starega premogovnika v Holmecu smo med drugim materialom opazili glino, ki se nam je že na prvi pogled zdela zanimiva. Nekateri vzorci so pokazali 30 SK do 34 SK. Kljub detajlnemu iskanju po terenu in v vrtinah podobnega glinastega materiala nismo uspeli najti. Pri nadaljnji prospekcijski smo na lokaciji Rogel naleteli na stara površinska eksploatacijska dela, v katerih so, po pripovedovanju prebivalcev, stari keramiki iz Pliberka pred sto leti kopali belo glino. Z nadaljnjim prospekcijskim vrtanjem smo ta beli glinasti material našli na treh lokacijah. Podoben material smo uspeli odkriti tudi v Lešah. Preliminarni keramični testi so pokazali, da bi ta bela glina bila eventualno uporabna kot keramična surovina. Zato smo nadaljevali z raziskavami kvalitete.

Na območju Male in Velike Kope so že zdavnaj znani skarni v dacitu. V zvezi z njimi so rudišča magnetita, ki so jih odkopavali v osemnajstem in devetnajstem stoletju. Poleg magnetita opazimo pojave hematita, halkozina ali bornita in halkopirita, azurita, galenita in sfalerita. Na podlagi starih podatkov in naše prospekcijske mislimo, da koncentracija in število mineralnih pojavov opravičujeta bolj detajlna prospekcijska dela.

Ob skarnih smo našli tudi pojav belega metamorfoziranega dolomita, ki bi bil mogoče uporaben v industriji. Obdelali smo tudi manjši pojav kaolinizacije v dacitu, ki pa nima ekonomskega pomena.

V letu 1974 smo ekonomsko-tehnično ocenili tudi vrednost pegmatitov na Pohorju, ki smo jih raziskovali v letih 1965, 1972 in 1973. Številni pojavi pe-

gmatita na Pohorju so nosilci glinencev, kremenca in sljude. Tehnološki poizkusi bogatenja v Metalurškem inštitutu v Ljubljani in v laboratoriju rudnika Mežica so pokazali, da je iz teh pegmatitov mogoče dobiti komercialne produkte glinenca, kremenca in sljude. Posebej je pomembno, da smo pri tem dobili tudi proizvod s 14,5 % $K_2O + Na_2O$, v katerem je razmerje $K_2O : Na_2O = 2,4 : 1$. Vsebina železa pa znaša v tem produktu samo 0,03 %. Glede na velike mase pegmatitov in možnosti obogatjenja bi bilo treba raziskave nadaljevati.

Geological Prospections of the Pohorje Mountains and their Surroundings

Jožef Škerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The scope of the prospection was an assay of the economic value of mineral deposits in the Pohorje region, with special regard to industrial minerals. The investigations included geological prospection of the mineral occurrences, drilling, underground mapping, and qualitative analyses of the obtained samples. In 1973 special attention was given to the skarn of Mala and Velika Kopa, and to clay of the Holmec and Leše Tertiary basins. In the Holmec and Leše basins interesting occurrences of white clay were discovered. Their qualities are analysed now.

An economical and technological feasibility study was carried out of the pegmatites of Ravne, Šumik and Slovenska Bistrica areas.

The obtained results justify further geological investigations of white clay, pegmatites and skarns, for determination of their economic value; the prospection of other areas of the Pohorje region, that are of geological interest, should be continued as well.

UDK 553.62:551.782:62174:551.495

Raziskave livarskih peskov v okolici Moravč

Valentin Lapajne

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

V okolici Moravč severovzhodno od Ljubljane so znana nahajališča kremenovega peska, ki jih že vrsto let izkorišča podjetje »Termit« iz Domžal. Sistematske geološke raziskave peska potekajo že od leta 1952. V zahodnem delu moravške kadunje leže na triadni podlagi miocenski laporasti in peščeno-glinasti sedimenti, debeli do 250 m. Med njimi nahajamo kremenov pesek v treh slojih v posamičnih debelinah 5 do 30 m. V spodnjem sloju je pesek drobozrnat in malo zaglinjen, v srednjem in zgornjem pa srednjezrnat in grobozrnat ter bolj zaglinjen. Pesek ustrezne granulacije uporabljajo v livarstvu, grobega za filtre, drobozrnatega pa v gradbeništvu. V sedanjí fazi raziskav se avtor ukvarja predvsem s hidrogeološkim problemom odkopavanj peskov pod dolinskim nivojem na območju glavnega peskokopa Drtija. Obenem raziskuje strukturo ležišča in računa rezerve peska. Vzporedno se preiskujejo tudi tehnološke lastnosti peska.

Prve večje geološke raziskave v Moravčah segajo v leto 1948. Takrat je v moravški kadunji iskal premog Rudnik rjavega premoga Zagorje. Z nekaj globljimi strukturnimi vrtnami, ki so dosegle triadno podlago, je bila ugotovljena sinklinalna zgradba tega območja. Leta 1952 je Geološki zavod pričel sistematsko raziskovati kremenov pesek v zahodnem delu moravške kadunje. Z vrtnjem so bila raziskana nahajališča Drtija—Dobrava in Hribce—Gorica v južnem sinklinalnem krilu, Podstran—Soteska in Vahtenperk—Gabrje v severnem sinklinalnem krilu ter Hudej—Ples v vzhodnem delu kadunje.

Podlaga zahodnega dela kadunje sestoji iz triadnega apnenca in dolomita. Kadunja je zapolnjena z miocenskimi laporastimi in peščeno-glinastimi sedimenti skupne debeline do 250 m. Plasti imajo smer zahod-vzhod. Severno krilo sinklinale je precej strmo, južno pa povsem položno. Proti vzhodu se kadunja močno zoži in poplitvi.

Usedline moravške kadunje predstavljajo skrajni zahodni del laškega terciarja. Njihova bazalna plast sestoji iz miocenskega kremenovega peščenjaka z laporasto-apnenim ali dolomitnim vezivom. Na peščenjaku leži ponekod laporasta glina, ki tvori talnino kremenovega peska. Kremenov pesek nahajamo v treh slojih, debelih 5 do 30 m, ki se med seboj razlikujejo po zrnavosti in stopnji zaglinjenosti. V spodnjem sloju je pesek drobozrnat in malo zaglinjen, v srednjem in zgornjem sloju pa srednjezrnat in grobozrnat ter bolj zaglinjen.

Spodnji in srednji sloj sta v severnem krilu ločena z vložkom laporaste gline, talnini podobne. Ta vložek se proti jugu izklini, tako da se oba sloja pojavita v južnem krilu kot enoten sloj. Srednji in zgornji sloj sta ločena med seboj s plastjo peščene gline. V zgornjem sloju so nekatere vrtnine prevrtale kremenov peščenjak z apnenim vezivom. Neposredno na zgornjem sloju sledi lapor in nato kremenov peščenjak z apnenim vezivom. Spodnji in srednji sloj sta proti vzhodu razkrita. Pesek v južnem in vzhodnem krilu je zaradi poplitvenja kadunje v splošnem bolj grobozrnat in onečiščen kot pesek v severnem krilu.

Moravški kremnov pesek je po velikosti ležišča in po njegovi legi v gospodarskem prostoru Slovenije zelo pomemben. Uporabljajo ga v livarstvu, manjše količine pa tudi v gradbeništvu ter kot filter pesek. Ima tako širok razpon zrnivosti, da ga je možno s postopki bogatenja prilagoditi vsem sedanjim in bodočim zahtevam uporabnikov. Parametre livarske kvalitete je podal že S. Bačar (1966). Ugotoviti moremo določene variacije kvalitete v ležišču. Predvsem je opazna spremenljivost zrnivosti ter kemizma surovine. V spodnjem sloju prevladuje pesek s srednjo velikostjo zrn (SV) 0,19 do 0,25 mm ter količino odpranih snovi 17 do 24 %. Srednji in zgornji sloj vsebujeta pesek s srednjo velikostjo zrn 0,26 do 0,37 mm ter količino odpranih snovi 24 do 28 %. V južnem krilu ter v vzhodnem delu ležišča, kjer sta spodnji in srednji sloj združena, ima surovina srednjo velikost zrn 0,22 do 0,23 mm, odpranih snovi pa je 16 do 20 %. S. Orehek je preiskala tri orientacijske vzorce iz peskokopov Drtija in Soteska. Vzorci so pokazali, da prevladujejo med težkimi minerali v pesku ilmenit, magnetit, hematit in limonit. Skupna količina teh mineralov v frakcijah 0,06 do 0,6 mm znaša 0,80 do 1,28 %. Največ jih je v frakciji 0,2 do 0,06 mm. Na podlagi serijskih delnih kemičnih analiz opazamo, da odstotek Fe_2O_3 v pranjem pesku niha med 0,161 in 0,183 % v spodnjem sloju, 0,226 in 0,261 % v srednjem sloju ter znaša v zgornjem sloju 0,639 %. Odstotek Fe_2O_3 v frakcijah < 0,06 je nekoliko višji kot v frakcijah > 0,063 mm. Prani pesek spodnjega in srednjega sloja vsebuje 95 do 98 % SiO_2 , zgornji pa le okrog 91 %. V splošnem ga je v grobih frakcijah nekoliko več kot v drobnejših.

Polindustrijski poskus flotacije je napravil Metalurški inštitut v Ljubljani na dveh vzorcih peska spodnjega sloja iz nahajališča Podstran-Soteska in na dveh vzorcih iz Vahtenperka. Flotacijski poskus je pokazal, da se dá pesek iz nahajališča Podstran-Soteska nekoliko bolj očistiti od škodljivih železovih mineralov kot pesek iz Vahtenperka. S flotacijo se dá količina železovih mineralov nekoliko znižati in bi pesek morda lahko uporabili za izdelavo embalažnega stekla.

S hidrogeološkimi raziskavami v zahodnem delu moravške kadunje smo ugotovili, da je voda v terciarnih sedimentih izolirana od triadne vode. Vodne količine v plasteh peska nad dolinskim nivojem so majhne. Kolikor bi se odkopaval pesek pod dolinskim nivojem, bi se pa količina vode v odkopih močno povečala.

Raziskave sedanje faze, ki potekajo od leta 1973, so osredotočene na najbolj perspektivno nahajališče Drtija-Dobrava. Naša naloga je bila, raziskati ležišče kremenovega peska v južnem sinklinalnem krilu zahodnega dela moravške kadunje, tj. v zahodnem delu peskokopa Drtija. Težišče raziskovalnih del je bilo na strukturnem vrtnanju ter reševanju hidrogeološke problematike. Ugotovili smo položaj in debelino peščenega sloja ter debelino odkrivke. Od črpalnih poskusov pričakujemo podatke o vodnih količinah, ki bi dotekale v bodoče odkope pod dolinskim nivojem. Doslej vemo le, da obstajata dva vodonosna horizonta — spodnji, v sloju peska, in zgornji, v peščenoprodnatih krovinskih glini, ki ustvarja značilna močišča na površju. Med seboj sta ločena z debelejšim horizontom zelene delno plastične gline. Po laboratorijskih preiskavah bomo lahko ocenili tudi kvaliteto peska v tem globljem delu. Preliminarni orientacijski podatki kažejo, da bi bila krovinska glina primerna za proizvodnjo ekspandiranih agregatov. Tehnološke raziskave peskov pa še niso končane.

Exploration of Molding Sands in the Moravče Area

Valentin Lapajne

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

At Moravče in the northeast of Ljubljana is a well known deposit of quartz sand, that is being exploited for a number of years by the company "Termit" Domžale. Systematical exploration of the sands started already in 1952. It has been found that in the western part of the Moravče syncline Miocene marl and sandy clayey sediments of a thickness up to 250 m are deposited on the Triassic bedrock. In these sediments quartz sand is found in three layers with individual thicknesses between 5 and 30 m. The fine sand of the lower layer is associated with few clay; in the middle and upper layer the sand is medium and coarse grained respectively, with a somewhat higher clayey component. According to grain size the sand is used for different purposes: in molding processes, the coarse sand for filters, the fine one in building industry.

In the present stage of the exploration the hydrogeological aspect of the possibility to quarry the sands below the bottom of the valley in the area of the main quarry Drtija is dealt with. At the same time the sand reserves of this area are determined, and the structure of the sand deposit is studied. Technological analyses of the sand are carried out simultaneously.

Literatura

Bačer, S., 1966, Geologija nahajališča kremenovega peska v Moravčah. Livarski vestnik 4, XIII, Ljubljana.

Bačer, S., 1966, Separiranje kremenovega peska v pralnici Moravče. Livarski vestnik 4, XIII, Ljubljana.

Bačer, S., 1966, Kakovost kremenovega peska iz Moravč. Livarski vestnik 4, XIII, Ljubljana.

Kühnel, W., 1933, Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krain. Prirodoslovne razprave 2, 61 do 111, Ljubljana.

UDK 553.61:691.4+553.62:551.782

Geološke raziskave gline in kremenovega peska v Globokem

Janez Štern in Valentin Lapajne
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Naloga obsega večletne raziskave nahajališč nekovinskih mineralnih surovin na ozemlju Globoko—Bizeljsko. Poročilo za leto 1973 vsebuje predvsem rezultate geomehanskih raziskav za projekt površinskega kopa v Globokem ter tehnoloških preiskav kremenovega peska iz istega nahajališča. V drugem delu poročila so podani še prvi rezultati detajlnih geoloških raziskav nahajališča kremenovega peska pri Bizeljskem.

Prvenstveni namen vseh teh raziskav je, oceniti rezerve keramične gline ter kremenovega peska za livarstvo in gradbeništvo. Na ta način se bo razširila surovinska baza rudnika Globoko, sedanjega obrata Salonit, Anhovo, ki že dlje časa uporablja surovine iz Globokega, od nedavnega pa tudi z Bizeljskega.

Raziskovali smo geološki profil severnega krila velike, tektonsko le malo deformirane panonske sinklinale na ozemlju Globoko—Bizeljsko. Na triadni podlagi kadunje leže diskordantno obrežni apneni sedimenti mlajšega miocena. Slede pliocenski ostrakodni lapor ter v glavnem peščene plasti rhomboidea z lečami laporja in proda. Na območju bivšega premogovnika Globoko njihov zgornji del vsebuje lignit. Zaporedje plasti je prekrito s prodnatim zasipom, ki ga delno prištevajo v najmlajši pliocen in pleistocen (belvederski prod), delno pa v holocen. Plasti abichi in rhomboidea s peski in glinami ter z verjetno veliko debelino prek 400 m so osrednji predmet naših geoloških raziskav. Doslej teh sedimentov še nismo mogli podrobneje stratigrafsko razčleniti in proučiti tudi po sedimentološko-genetskih vidikih. Vrednotimo jih predvsem glede na njihove tehnološke lastnosti.

Z dosedanjo prospekcijsko starejšega dela pliocenskih plasti abichi-rhomboidea severovzhodno od Globokega smo našli številna nova nahajališča kremenovega peska. Največje med njimi leži južno od Bizeljskega. Za debelejši, spodnji del zaporedja abichi-rhomboidea je značilno pogostno ciklično menjavanje peščenih, meljnih in lapornato glinastih sedimentov. V več nivojih zaporedja najdemo vmes tudi pomembnejše plasti in večje leče kremenovega peska. Redkokatere so debelejšje od 15 m, le nahajališče Bizeljsko se odlikuje po večjih dimenzijah. Prirodni in oprani pesek nima višje tehnološke kvalitete. Povečini bo uporaben za proizvodnjo gradbenega materiala, delno pa najbrž tudi v livarstvu. Prevladuje bolj ali manj rjavkast fino-zrnat in drobozrnat pesek z različno primesjo glinastega melja. Opran ima srednjo velikost zrn le okrog 0,15 mm. Bolj grobozrnat je pesek v velikem ležišču pri Bizeljskem. Od nečistoč vsebuje pesek predvsem veliko sljude, precej barvastih »težkih« mineralov, ponekod tudi znatne količine kalcita.

Na ožjem območju Rudnika Globoko je zgornji del zaporedja rhomboidea (?) razvit kot sladkovodni, delno pa kot brakični premogonosni horizont. Plasti vpadajo blago (okrog 15°) proti jugu. Njihova smer je E-W. V večji debelini so znane na dolžini okrog 800 m in se izklinjajo v obe smeri približno po 1 km. V globoškem produktivnem horizontu se med plastmi kremenovega peska in

gline javlja lignit. Pred več kot 10 leti so lignit nehali odkopavati in so se preusmerili na jamsko pridobivanje kremenovega peska in keramične gline. Po novi zamisli bodo preostale količine teh surovin odkopavali v površinskem kopu. Za potrebe projekta sedaj raziskujejo nahajališča z vrtanjem. Po osnovnih geoloških podatkih dosežejo produktivne plasti kremenovega peska, gline in lignita pri Globokem največjo skupno debelino okrog 80 m. Na njih leži do 25 m debel prodnato glinast pokrov, ki predstavlja za odkopavanje nevšečno jalovino.

V mladopliocenskem premogonosnem zaporedju pri Globokem si konkordantno sledijo naslednje glavne plasti kamenin:

— Na zelenkasti laporasti glini leži okrog 2 do 3,5 m debel »glavni sloj« lignita.

— Sledi plast bolj ali manj zaglinjenega kremenovega peska in melja. V osrednjem delu nahajališča doseže v globini 70 do 80 m debelino 20 do 25 m, proti površju pa se na zahodu stanjša na nekaj metrov. Plast je v spodnjem delu bolj meljasta in glinasta ter onečiščena. Zgornji del plasti predstavlja produktivni sloj bolj kvalitetnega drobnozrnatega kremenovega peska, uporabnega v livarstvu. Na območju površinskega kopa doseže sloj debelino 10 m, proti zahodu pa se postopoma stanjša v korist odebeljenih spodnjih meljastih plasti.

— V krovlini kremenovega peska in melja leži zaporedje različnih glin, med njimi je tudi uporabna za boljšo grobo keramiko. Sestava in debelina glinastih plasti se zelo spreminjata. Tudi skupna debelina zaporedja glin precej niha. Na eksploatacijskem območju na vzhodu se giblje v globini 50 do 70 m med 35 in 55 m, na zahodu pa se tanjša podobno kot kremenov pesek.

Na vzhodu nahajališča je v spodnjem delu zaporedja glin značilna modrikasto zelena laporasta glina. Njena debelina je 13 do 25 m in se proti zahodu hitro izklini. Plast laporaste gline, posebno v spodnjem delu, vsebuje številne pole in leče lignita.

— Plasti gline v zgornjem delu zaporedja kažejo v večjem delu nahajališča dokaj enakomerno debelino okrog 20 m. Samo v teh plasteh nahajamo pri Globokem tudi keramično glino. V spodnjem delu zgornjega zaporedja glin leži 3 do 4 m debela plast svetle peščene keramične gline. Nad njo sledi 3 do 5 m debel sloj temne plastične »vezilne« gline. Običajno jo prekriva močno lignitasta plast, nad njo pa sledi še blizu 10 m debela plast gline, ki je še ne izkoriščajo.

— Premogonosno zaporedje plasti pri Globokem je prekrito s pleistocenskim zasipom heterogenega glinasto-peščenega proda in puste ilovice v debelini do 25 m.

Za orientacijsko preiskavo tehnoloških lastnosti gline smo uvedli laboratorijsko metodo osnovnega keramičnega testa. Z njim so zajete predvsem osnovne fizikalne lastnosti surovine v rovnem stanju, med plastičnim oblikovanjem, med sušenjem in po sušenju ter po žganju pri vsaj dveh različnih temperaturah, ali za primerjalne serije vzorcev pri enakih temperaturah in pogojih. Serijski testi obsegajo predvsem naslednje določitve: vizualne lastnosti rovine surovine in alternativno tudi določitev odstotka prirodne vlage, odstotek vlage optimalnega plastičnega oblikovanja, opazovanja med oblikovanjem in sušenjem vzorcev pod enakimi pogoji, videz preizkusnih teles po sušenju ter žganju pri različnih temperaturah, barva žganih vzorcev po tabelah C. E. C., meritve linearnih skrčkov po sušenju in žganju ter določitve odstotkov žarilne izgube

in vpijanja vode žganih vzorcev. Po potrebi je test možno razširiti še s primerjalnimi določitvami indeksa plastičnosti po Pfeifferkornu, orientacijskih preizkusov trdnosti suhih in žganih vzorčnih teles ter njih specifične prostorske teže. Vzorčne serije žgemo po možnosti v proizvodnih pečeh neposredno v keramični industriji.

Primer Globoko kaže, da je po osnovnem keramičnem testu možno racionalno oceniti vsebino določenega glinišča in smotrno izbrati vzorce surovine za podrobne keramično-tehnološke preiskave v specializiranih organizacijah.

Pri nadaljnjih geoloških raziskavah bo treba reševati tudi hidrogeološko problematiko talne vode v ležišču Globoko. Njen nivo je bil le orientacijsko določen. S podrobnimi keramično-tehnološkimi preiskavami bo treba usmeriti optimalno izkoriščanje glin v krovninskem delu produktivnih plasti površinskega kopa.

Pri sestavljanju poročila smo uporabili elaborate iz arhiva Geološkega zavoda in Zavoda za raziskavo materiala in konstrukcij.

Geological Exploration of Clay and Quartz Sand at Globoko

Janez Štern and Valentin Lapajne

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

In the region of the abandoned coal mine Globoko and at the Bizelj-sko village projects are in design for new open-pits of quartz sand and clay excavations. For this reason the reserves of quartz sand and clay are assessed, and their technological qualities are examined.

The report deals with the first results of the detailed exploration. The clay is used for ceramic purposes, the sand from Globoko for casting-molds and that from Bizeljsko predominantly in the building material industry. Both rough materials are already used in the Anhovo factory.

UDK 552.52:551.735/736:691.42

Permokarbonski glinasti skrilavci v SR Sloveniji

Janez Štern

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Pri prospekcijski keramičnih surovin je avtor nabral številne vzorce paleozojskih glinastih skrilavcev. V geološki laboratorij je uvedel metodo osnovnega keramičnega testa neplastične keramične surovine. Po veljavnih keramičnih normativih je določil važnejše fizikalne lastnosti surovine pri polsuhem oblikovanju, po sušenju in žganju pri vsaj dveh različnih temperaturah. Rezultati raziskav obsegajo videz vzorcev po oblikovanju, sušenju in žganju (opredelitev barve črepinje po tabelah C. E. C.), meritve linearnih skrčkov po sušenju in žganjih ter določitve žarilne izgube in vpijanja vode različno žganih vzorčnih teles.

Avtor je dobil prvi regionalni pregled permokarbonskih kamenin v Sloveniji glede na uporabnost za proizvodnjo grobe keramike. Doslej je našel dve večji nahajališči takih surovin. Terenske in laboratorijske raziskave se še nadaljujejo.

Da bi preverili avtorjevo zamisel o surovinah za proizvodnjo grobe gradbene keramike z barvasto črepinjo, smo v letu 1973 pričeli orientacijsko raziskovati permokarbonske glinaste skrilavce v Sloveniji. Delali smo po geoloških in tehnoloških metodah. Pri terenskem vzorčevanju je sodeloval Valentin Lapajne, pri laboratorijskem pa tudi Nuša Krošl-Kuščer.

Po metodi osnovnega keramičnega testa smo pod višjimi pritiski oblikovali poskusna telesa iz polsuhih fino zmletih vzorcev. Nekatere izbrane vzorce smo preiskali pri segrevanju pod talilnim mikroskopom in rezultate prikazali v obliki talilnih krivulj. Tipičnim vzorcem smo informativno določili mlevne karakteristike (Bondovi indeksi) obenem z izhodiščno petrografsko sestavo in granulacijo zmlete kamenine.

Za primerjavo smo preizkusili posamične vzorce obetavnih surovin tudi iz karbonskih, triadnih (ladin-karn), jurskih in starejšeterciarnih plasti.

Po dosedanjih ugotovitvah sta najbolj perspektivni nahajališči permokarbonskih glinastih skrilavcev na Bregu (ob Savi) pri Radečah in pri Blagovici zahodno od Trojan. Za nadaljnjo raziskavo in morebitno predelavo v grobo-keramične proizvode klinkerske kvalitete pridejo v poštev tudi karbonski skrilavci na Prontu pri Idriji in partnaški skrilavci z območja Mežice, ki imajo še to ugodno lastnost, da pri hitrem žganju močno povečajo prostornino.

Po podatkih naših orientacijskih testnih preiskav je o kvaliteti preiskanih surovin mogoče povzeti naslednje ugotovitve:

Površinski vzorci so si na velikih prostranstvih litološko in keramično precej podobni. Ugodno se oblikujejo po polsuhem postopku. Običajno prenesejo nekoliko višje temperature žganja kot globinski vzorci. Po žganju pokažejo večje skrčke ter značilne zelo temno rdečkasto rjave barve. Keramična različnost površinskih vzorcev pride do izraza le pri večjem nihanju kremenovopeščenih primesi. To regionalno uniformnost keramičnih parametrov povzročajo učinki površinskega preperevanja, ki sežejo v globino nad 15 m. Smotno je torej

vzporejati kvalitativne podatke predvsem za čim bolj sveže vzorce glinastih skrilavcev iz globljih delov nahajališč.

Orientacijske kvalitativne značilnosti le malo preperelih in povsem svežih permokarbonskih glinastih skrilavcev poznamo doslej le iz vrtin v nahajališču Breg in deloma tudi že iz Blagovice. Sklepati moremo, da bo iz glinastih skrilavcev obeh nahajališč mogoče pri temperaturi žganja 1100 do 1150 °C proizvajati izdelke boljše gradbene grobe keramike klinkerske kvalitete z barvasto črepinjo. Obstaja možnost, da bi proizvodi izpolnjevali pogoje kvalitete po JUS B. 1200—1210, oziroma po DIN 105, ob primerni tehnologiji pa morda celo skladno z DIN 18155, Bl. 4. V obeh nahajališčih, posebno pa pri Blagovici, so glinasti skrilavci v veliki debelini (30 do 60 m) in na večjem območju zelo enakomerni in homogeni. Surovina iz ležišča Breg je nadpoprečno bogata s finozrnatim kremenom. To se odraža v nekoliko zmanjšani trdnosti robov in pršenju surovih oblikovancev ter v anomalnih oziroma enakomernih raztezkih po žganju. Problematično posebnost surovine skušamo obvladati pri intenzivnih tehnoloških preiskavah.

Po dosedanjih podatkih najbrž glinasti skrilavci iz Blagovice tehnološko ne bodo problematični. Edino nevšečnost bi lahko predstavljal piriť, posebno v zelo svežih različnih kamenine. Tudi s surovino iz Blagovice bomo nadaljevali laboratorijske in polindustrijske tehnološke preiskave.

Tako na lokalnosti Breg kot tudi pri Blagovici so izpolnjeni vsi glavni pogoji za pridobivanje surovine v površinskem kopu. Na razpolago so tudi zadostne rezerve za dolgoročno oskrbo eventualnega predelovalnega objekta kapacitete okrog 50 t klinkerja dnevno. Na obeh krajih, posebno pa pri Bregu, je mogoče predelovalne objekte postaviti v ugodnih pogojih in blizu surovinske baze. Ekonomsko geografska lega nahajališča Breg je po prvi oceni nekoliko ugodnejša. Potrebne bodo še detajlne dopolnilne geološke raziskave obeh nahajališč, posebno ko bodo z nadaljnjimi tehnološkimi preiskavami dokončno določili uporabnost surovine. Vzporedno s temi deli pa bo smotno nadaljevati tudi z začeto regionalno prospekcijsko glinastih skrilavcev v SR Sloveniji, ki je do sedaj dala množico podatkov in tudi obetajoče praktične rezultate.

Carboniferous-Permian Shales in S. R. Slovenia

Janez Štern

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

A first regional review of Carboniferous-Permian rocks of Slovenia with regard to their applicability for rough ceramics has been obtained. Up to now two larger deposits of such rocks have been found. Detailed technological studies are continuing; the report about the results will follow after their conclusion.

In the course of the prospection for ceramic industry raw materials, numerous specimens of Paleozoic clayey shales were taken, to confirm the authors' hypothesis about their applicability in the manufacture of rough ceramics. In

the geological laboratory a method of fundamental ceramic testing assaying of non-plastic ceramic raw materials was introduced. Conforming to current ceramical norms, the essential physical qualities of the raw materials are determined during the half-dried shaping stage, and after drying and firing as well, at two different temperatures at least in every stage. The assessments contain the appearance of the specimens after shaping, drying and firing (the colour of the sherds is determined after the C. E. C. normatives), measurements of linear shrinkage after drying and firing, determination of ignition loss and water absorbtion of differently fired test specimens.

UDK 550.8:553.6

Geološka prospekcija ozemlja občine Lenart

Jožef Škerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

V gospodarsko nerazviti občini Lenart primanjkuje osnovnega gradbenega materiala. Raziskovalna dela so obsegala prospekcijsko mineralnih pojavov, raziskovalno vrtanje in druga sledilna dela ter preiskavo kvalitete vzorcev. Avtor je ugotovil, da na območju občine obstajajo možnosti industrijskih rezerv opekarske gline, apnenca, peska, mivke in prod, ki bi bile uporabne v gradbeništvu. Na podlagi vrtanja je določil rezerve 1 milijona m³ prod kategorije C₁. Izdelal je register pojavov mineralnih surovin in gradbenega materiala, ki bo osnova za planiranje nadaljnjih raziskav.

Pregledali smo izdanke gradbenega materiala in vzeli vzorce za preiskave kvalitete. Bolj detajlno so bila raziskana samo nekatera nahajališča prod, ker je ta surovina v sedanji fazi priprav za asfaltiranje cest pomembna za gospodarstvo občine.

Prod. Na območju občine Lenart najdemo na več krajih gramoznice in peskokepe. V odprtih profilih smo ugotovili, da prod prehaja lateralno in vertikalno v pesek, pa tudi v mivko. Nehomogenost materiala se odraža v velikosti prodnikov in v vsebini glinastih in peščenih primesi, kar negativno vpliva na kvaliteto posameznih nahajališč.

Pesek in mivka ležita v glavnem v krovlini prod in največkrat predstavljata jalovino posameznih nahajališč, kar pa močno vpliva na ekonomiko eksploatacije. V nekaterih nahajališčih sta pesek in mivka čista.

Za sedaj ocenjene rezerve prod po posameznih lokacijah znašajo v kategoriji C₁: Selce—Zavrh 700 000 m³, Račica 170 000 m³, Čagona 150 000 m³, skupaj 1 020 000 m³. Obstajajo možnosti, da se te rezerve povečajo.

Opekarske gline. Na tem območju so že prej izkoriščali glino za izdelavo opeke ter za lončarstvo in pečarstvo. Še pred zadnjo vojno so bile te obrti precej razvite.

Pregledali smo naslednje lokacije: Zamarkova (De Monte); Zgornja Senarska (delavnica Perko); Čagona (Lubec); Lenart (Polanec).

Danes se glina odkopava samo še na lokaciji Zamarkova—De Monte, kjer obratuje manjša opekarna. S preiskavami vzorcev smo ugotovili, da je material v zgornjih delih površinskega kopa primeren le za izdelavo opeke slabše kvalitete, medtem ko glina v spodnjem delu povsem ustreza za opekarstvo. Sodimo, da na tej lokaciji obstaja tudi možnost zadostnih rezerv. Ostale lokacije za sedaj ne pridejo v poštev za detajlnejše raziskave.

Apnenec. Od Dupleka na Dravi se pas apnenca razprostira proti severozahodu v območje Strme gore in južno od Lenarta. Uporabljali so ga za okrasni kamen in ga tudi predelovali v apno. Še danes najdemo na več krajih sledove teh dejavnosti.

Na Strmi gori pri Hrastovcu zavzema apnenec približno površino 3 km². Gre za litotamniški apnenec spodnjega in delno srednjega torton, ki leži na la-

porju in vpada položno proti jugovzhodu. Njegove debeline samo s površinskimi raziskavami ni mogoče določiti. Da bi ocenili uporabnost tega materiala v industriji apna, smo kemično analizirali dva vzorca iz hrastovškega kamnoloma. Kemična sestava apnenca ustreza za apno v gradbene namene ter za nevtralizacijo v kemijski industriji in metalurgiji. Njegova slaba lastnost pa je majhna trdnost, kar se negativno odraža pri izdelavi apna in onemogoča uporabo v okrasne namene. Ta negativna lastnost pa je morda vezana samo na izdanke in cone neposredno pod površjem.

Na podlagi vseh dobljenih podatkov smatramo, da je treba nadaljevati geološke raziskave omenjenih surovin na teritoriju občine Lenart.

Geological Prospection of the Lenart Community Area

Jožef Škerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Lenart is a community of Slovenske Gorice in development and deficient in basic building materials. Investigations were carried out including prospection for mineral occurrences, drilling and other exploratory works, as well as determination of the quality of the obtained specimens. It was found that within the limits of the Community there exist probable reserves in industrially feasible quantities of clay for brick manufacture, as well as limestone, fine and coarse sand, and gravel, that all could be used for building purposes. By drilling, probable reserves of one million cubic meters of gravel have been determined. A register of mineral raw material and building material occurrences was established, that will serve as a basis for planning of further investigations.

UDK 550.8:553.5(497.12)

Geološke raziskave okrasnega kamna na ozemlju Slovenije v letu 1973

Jožef Vesel

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Namen raziskav je bil, določiti primerne lokacije kakršnegakoli naravnega kamna, ki bi bil po svojih geoloških, mehanskih in tehničnih lastnostih primeren za pridobivanje v okrasne namene. V letu 1973 je avtor pregledoval izdanke in opuščene kamnolome na območju Rovte—Škofja Loka—Jezersko in v Beli krajini. Detajlne raziskave so obsegale geološko kartiranje v merilu 1:200 do 1:1000, raziskovalno vrtanje, pol-industrijski ali industrijski poizkus pridobivanja, obdelave in poliranja ter laboratorijske petrografske, paleontološke in geomehanske preiskave. Ugodne geološke strukture in zadovoljive tehnične lastnosti so pokazali rdeči apnenec v Lesnem Brdu in Matkovem kotu, črni apnenec v Volaki in pisani konglomerat v Kamnitniku. Orientacijsko je avtor vzorčeval pisani apnenec na Jezerskem in pisani konglomerat v Rovtah. Ugodne rezultate pričakuje tudi v nahajališču zgornjekredne apnene breče pri Zelebeju ter rudistnega apnenca pri Gradacu, Vranovičih in Suhorju v Beli krajini.

Okolico Rovt in Jezerskega smo raziskali orientacijsko, nahajališča Hotavlje, Volaka, Kamnitnik in Matkov kot pa bolj detajlno. V kamnolomu Hotavlje smo izvrtali tri vrtine skupne globine 59 m. Vrtanje je pokazalo, da se uporaben apnenec nadaljuje še za 10 do 15 m od odkopne fronte v jugozahodnem delu kamnoloma.

V Volaki prihaja na širšem območju na površje črni ploščasti apnenec karnijske stopnje. Nahajališče je v bližini nariva permokarbonskega temno sivega sljudnatga skrilavca in peščenjaka na triadnih plasteh. Izdanki črnega apnenca predstavljajo izpostavljene dele, ki so po eroziji permokarbonskega pokrova prišli na površje.

Kamnitnik smo detajlno geološko kartirali in izvrtali strukturno vrtino globine 15 m. Pisani apneni konglomerat oligocenske starosti so v preteklosti uporabljali za gradbeni material v Škofji Loki in okolici. Zaloge zadostujejo za ponovno odpiranje opuščenega kamnoloma v primeru večjega povpraševanja.

Rožnati in rdeči pisani apnenec v Matkovem kotu je verjetno grebenskega izvora in ga po starih podatkih uvrščamo v silur. Območje opuščenega kamnoloma smo detajlno kartirali in raziskali tudi s tremi vrtinami skupne globine 52,50 m. Poizkus obdelave in poliranja, kakor tudi petrografske preiskave kažejo na visoko vrednost tega apnenca v okrasne namene; problem pa je zelo velika razpokanost, ki praktično onemogoča pridobivanje blokov.

Na Jezerskem in v Rovtah smo s prospekcijsko našli nekatere lokacije, primerne za nadaljnje raziskave, kar je pokazalo poskusno poliranje vzorcev.

Na območju Lesno Brdo—Drenov grič je bilo težišče raziskav v opuščenem »Vodnikovem kamnolomu« na Lesnem Brdu. Z eno vrtino pa smo preverili neposredno talnino črnega apnenca v kamnolomu Drenov grič. Na Lesnem Brdu nahajamo rdeče pisani apnenec karnijske starosti. Nahajališče ima obliko grebena. Dolgo je okrog 300 m in široko 60 m. Plasti apnenca so debele okrog 60 m.

Na obeh koncih se rdeči apnenec lečasto izklini oziroma proti severu preide v temno sivi apnenec enake starosti. Plast rdečega apnenca se v bližini še nekajkrat ponovi; navrtali pa smo ga tudi na globini 15 do 25 m v kamnolomu Drenov grič. Rezerve, ki smo jih izračunali na podlagi petih vrtin, poprečno globokih 30 m, so zadostne za odpiranje kamnoloma. Predvideva se na podlagi jeder iz vrtin, da bi bilo možno pridobiti okoli 12 % blokov, kar je treba preveriti s poskusnim odkopom.

V Beli krajini smo s prospekcijsko širšega območja našli štiri nahajališča, kjer bi bilo smotno nadaljevati z detajlnimi raziskavami. V Želebeju je svetlo zelenkasto siva kompaktna apnena breča, podobna kot v kamnolomu Reštovo na hrvaški strani.

Vzhodno od Gradaca in pri Vranovičih je svetlo sivi rudistni apnenec, ki se zelo lepo polira. Podoben je okrasnemu apnencu v opuščnem kamnolomu pri železniški postaji v Gradacu, ki je bil nekdanje zelo iskan. Podoben apnenec je tudi med Suhorjem in Novo Lipo, vendar so školjke v njem močno deformirane in je v splošnem manj kompakten.

Na vrednost naravnega okrasnega kamna vsekakor najbolj vpliva tektonika in v zvezi z njo razpokanost in zdrobljenost, ki skupaj s plastovitostjo in zakraselostjo običajno zelo zniža izkoristek ali celo onemogoča pridobivanje blokov. Za geološke razmere v Sloveniji je značilna močna tektonska porušenost, ki je pri ekonomski oceni nahajališč okrasnega kamna večkrat odločilnega pomena. Izkoristek blokov se običajno podaja iz letnih bilanc proizvodnje blokov in gibanja rezerv; to velja za obratujoče kamnolome. V bodoče bi bilo treba čim točnejši izkoristek blokov in plošč iz blokov podati že v raziskovalni fazi in ga z industrijskimi poizkusi le preveriti.

Geological Exploration of Ornamental Stone in Slovenia in 1973

Jožef Vesel

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The scope of the exploration was to determine convenient locations of any natural rocks, that would be, according to their geological, mechanical and technical qualities, suitable for dimension stone for ornamental purposes in the building industry. In 1973 outcrops and abandoned quarries were studied in the areas of Rovte—Škofja Loka—Jezersko and in the Bela Krajina.

Detailed surveys were carried out in scale 1:200 up to 1:1000, including exploratory drilling, pilot studies of quarrying methods, treatment and polishing, as well as petrographical, paleontological and geomechanical analyses. Favourable geological structures of rocks with satisfactory technical qualities were found in red limestones of Lesno Brdo and Matkov Kot, black limestone from Volaki, and variegated conglomerate of Kamnitnik. Reconnaissance sampling was carried out of variegated limestone at Jezersko and conglomerate at Rovte.

Satisfactory results are expected from the Upper Cretaceous deposit of calcareous breccia near Žlebe, and of the rudistid limestone from the deposits near Gradac, Vranoviči and Suhor in Bela krajina.

When assessing the feasibility of starting quarrying dimension stone, the most important factor is the portion of the whole mass that can be obtained in blocks of suitable size. The rocks of the explored deposits are fissurated, therefore in the average only 12 per cent of the total mass would produce dimension stone. Therefore a study of the excess of fines that could be sold as by-products should be carried out.

UDK 55:06(047)

O delovanju Slovenskega geološkega društva v letih 1970 do 1974

Dušan Kuščer

Inštitut za geologijo, Ljubljana, Aškerčeva 20

V letih 1970 do 1974 je Slovensko geološko društvo priredilo 43 predavanj in 18 ekskurzij. Oktobra 1971 je skupno z Geološkim zavodom Ljubljana in Inštitutom za geologijo univerze v Ljubljani organiziralo mednarodno posvetovanje o alpskih rudiščih.

Na rednem občnem zboru 11. decembra 1971 so člani društva izvolili naslednji odbor za triletno mandatno dobo: predsednik Dušan Kuščer, tajnik Saša Orehek, blagajnik Franc Drobne, referent za predavanje Dušan Novak (do leta 1973). V letu 1973 je prevzela to funkcijo Katica Drobne, referent za ekskurzije Mario Pleničar, referent za šolstvo Gabriel Simčič. Člani odbora: Ivan Mlakar, Ivo Štrucl, Tone Grimšičar in Avgust Čebulj.

Po sklepu jugoslovanskega geološkega kongresa bo 8. jugoslovanski geološki kongres priredilo Slovensko geološko društvo v jeseni 1974 in je zato izvolilo naslednji pripravljalni odbor:

Predsednik: Dušan Kuščer

Tajnik: Ferdo Miklič

Blagajnik: Saša Orehek

Referent za predavanja: Franc Cimerman

Referent za ekskurzije: Mario Pleničar

Referent za tisk: Katica Drobne

Predsedniki sekcij:

— mineralogija, petrologija, geokemija

Valerija Osterc

— paleontologija, sedimentologija, stratigrafija

Stanko Buser

— geotektonika, geofizika

Karel Grad

— inženirska geologija, hidrogeologija

Ljubo Žlebnik

— ekonomska geologija

Matija Drovenik

Občni zbor SGD je podaljšal mandatno dobo dosedanjemu odboru od 2 na 3 leta zaradi 8. jugoslovanskega geološkega kongresa.

Pregled prireditev od leta 1970 do 1974

A. Posvetovanja in kongresi

Drugo mednarodno posvetovanje o alpskih rudiščih, Bled od 4. do 8. oktobra 1971. Na posvetovanju je bilo 31 predavanj in 3 ekskurzije v Mežico, Žirovski vrh in Idrijo.

Osmi jugoslovanski geološki kongres, Bled od 1. do 5. oktobra 1974. Skupno je do tega poročila prijavljenih 121 predavanj in organiziranih 7 ekskurzij.

B. Predavanja

8. 1. 1970 — Načrt Mohole. Film je pojasnjeval J. Duhovnik
20. 1. 1970 — A. Hrovatič: Izkušnje pri vrtanju s širokim profilom (s filmom)
27. 1. 1970 — Okamenela reka. Voda — naš prijatelj in sovražnik. Predvajanje geoloških filmov
17. 2. 1970 — J. Duhovnik in K. Grad: O uranovih rudiščih v Franciji in na Madžarskem
7. 4. 1970 — Razgovor o hidrogeološki terminologiji
21. 4. 1970 — J. Mlakar: Krovna zgradba idrijskega rudišča
3. 11. 1970 — Ž. Babić: Nekaj zanimivosti o hidrogeoloških raziskavah v Iraku (z diapozitivi)
15. 12. 1970 — S. Buser: Spoti po Turčiji (z diapozitivi)
5. 1. 1971 — S. Buser: Geologija bakrovega rudišča Murgul v Turčiji (z diapozitivi)
2. 2. 1971 — S. Orehek in D. Novak: Spotovanje po Alžiriji (z diapozitivi)
2. 3. 1971 — K. Grad: Razvoj verrucana v Tirolah
4. 12. 1971 — I. Gams: Kras nekdaj in sedaj (z diapozitivi)
Skupno s Prirodoslovnim društvom
18. 1. 1972. — A. Grimšičar: Geološke razmere ob novi avtocesti Maribor—Celje*
7. 3. 1972 — D. Kuščer: Geološko kartiranje v Alžiriji (z diapozitivi)
4. 4. 1972 — C. Šlebingner: Termomineralni izviri na Slovaškem
9. 5. 1972 — A. Grimšičar: Kriteriji za določanje kvalitete kamnine
23. 5. 1972 — V. Gregorač: Siracusa, Etna in Stromboli (z diapozitivi)
5. 12. 1972 — I. Gušić: Stratigrafsko značenje mezozojskih dasikladaceja s obzirom na nova taksa u Jugoslaviji*
5. 12. 1972 — V. Kochansky-Dévidé: Trogkofelska stopnja na Hrvaškem*
22. 12. 1972 — M. Drovenik in I. Mlakar: Geologija in orudenjenje Idrijskega rudišča
5. 1. 1973 — R. Rebek: Geološke raziskave v Novi Gvineji in Indoneziji
9. 1. 1973 — M. Herak: Noviji rezultati o istraživanju triasa Hrvatske*
23. 1. 1973 — A. Ramovš: Pomembnejše biostratigrafske karakteristike v triasu Slovenije*
20. 2. 1973 — J. Lapajne: Geofizikalne raziskave na Krasu*
27. 2. 1973 — K. Grad: Razvoj psevdofiljskih skladov v osrednji Sloveniji
13. 3. 1973 — I. Štručl: O sedimentnih strukturah mežiških orudenenj

20. 3. 1973 — V. Klein: Prikaz morfostrukturnih odnosa na področju Julijskih i Savinjskih Alpa**
17. 4. 1973 — U. Premru: Raziskave triasa v Posavskih gubah**
8. 5. 1973 — F. Drobne, Z. Mencej, in D. Novak: Hidrogeološke značilnosti porečja Savinje in Sotle
15. 5. 1973 — F. Drobne, Z. Mencej, in D. Novak: Hidrogeološke značilnosti porečja Drave in Mure
22. 5. 1973 — Z. Boškov-Štajner: Stratigrafski principi prema internacionalnoj podkomisiji za stratigrafsku klasifikaciju (ISSC)*
20. 11. 1973 — M. Pleničar: Gosavski skladi Slovenije**
4. 12. 1973 — M. Iskra: Svinec in cink v spodnjetriadnih plasteh Posavskih gub**
18. 12. 1973 — D. Ravnik: Na južnoameriški »strehi sveta«**
8. 1. 1974 — K. Drobne: Med koralnimi grebeni pod Sinajem
22. 1. 1974 — S. Buser: Geološke razmere na listu Celovec (devon, karbon, perm)
5. 2. 1974 — S. Buser: Geološke razmere na listu Celovec (trias, jura in tektonika)
19. 2. 1974 — R. Gospodarič: Fluvialni sedimenti v Križni jami (z barvnimi diapozitivi)
2. 3. 1974 — A. Polšak: Istraživanje paleotemperaturnih odnosa u krednom sedimentacijskom bazenu Dinarida na temelju kisikove izotopne metode
19. 3. 1974 — F. Novak: Posebnosti znanstvenega, strokovnega in poljudno-znanstvenega jezika (s primeri iz geološke literature)
16. 4. 1974 — V. Osterc: Pomen nekovin in njih uporaba v narodnem gospodarstvu Slovenije
14. 5. 1974 — J. Kunaver: Geomorfolog na pobočjih Makaluja (z barvnimi diapozitivi)
21. 5. 1974 — F. Drobne in sodelavci: Inženirskogeološka študija tunelov skozi Karavanke
28. 5. 1974 — U. Premru: Neotektonika južnovzhodne Slovenije

C. Ekskurzije

19. 4. 1970 — Ljubljana—Pivka—Ribnica v Brkinih—Škocijanske jame—Lokve—Lipica—Sežana—Ljubljana (R. Gospodarič, R. Pavlovec in M. Wraber)
24. 5. 1970 — Medvode—Katarina (K. Grad)
13. in 14. 6. 1970 — Ljubljana—Kamnik—Črna—Gornji Grad—Nova Štifta—Nazarje—Logarska dolina—Potočka zijalka pod Olševo—Solčava—Ljubljana (F. Osole, R. Pavlovec in M. Wraber)
20. 9. 1970 — Ljubljana—Col—Gorica—Čedad—Stara gora—Landerska jama—Kobarid—Tolmin—Idrija—Ljubljana (R. Pavlovec, R. Savnik in M. Wraber)

O predavanju je bil objavljen povzetek v:

* GEOLOGIJI 16,

** GEOLOGIJI 17.

11. 10. 1970 — Ljubljana—Trojane—Šempeter—Arja vas—Celje—Laško—Rimske Toplice—Hrastnik—Trbovlje—Litija—Ljubljana (F. Drobne, D. Kuščer in M. Miškon)
15. 11. 1970 — Skozi Postojnsko jamo v Pivško jamo (R. Gospodarič in L. Žlebnik)
13. 3. 1971 — Sprehod po zbirkah katedre za geologijo in paleontologijo ljubljanske univerze (A. Ramovš)
25. 4. 1971 — Polhov Gradec—Sv. Lovrenc (K. Grad in M. Župančič)
16. 5. 1971 — Bohinj (A. Grimšičar in M. Wraber)
19. in 20. 6. 1971 — Šempeter—Solčava—Logarska dolina—Sv. Duh—Potočka zijalka—Črna—Mežica (M. Brodar in M. Pleničar; srečanje slovenskih in hrvaških geologov)
10. 10. 1971 — Ljubljana—Črni vrh—Col—Predmeja—Lokve—Nova Gorica—Ljubljana (S. Buser in M. Župančič)
14. 11. 1971 — Ogled Zoisove zbirke v Prirodoslovnem muzeju v Ljubljani (E. Faninger)
15. 4. 1972 — Slovenska Bistrica—Rimski kamnolom na Pohorju (S. Grafenauer)
7. 6. 1972 — Novo mesto—Šentjernej—Pleterje—Dolenjske Toplice—Žužemberk—Ljubljana (M. Pleničar)
7. 10. 1972 — Goriška Brda (D. Kuščer, R. Pavlovec in G. Simčič)
7. 4. 1973 — Okolica Idrije (J. Mlakar)
23. 6. 1973 — Delnice—Čabar—dolina Kolpe (M. Herak; srečanje slovenskih in hrvaških geologov)
18. in 19. 5. 1974 — Celje, trasa hitre ceste Levec—Hoče—Šentilj, ogled mezozojskih in terciarnih plasti v okolici Zg. Kungote. Drugi dan ogled mineralnih vrelcev v okolici Slatine Radenci, termalnih vrelcev v Moravcih in raziskovalnih del za hidroelektrarno »Srednja Drava«. Ekskurzijo so vodili: A. Grimšičar, M. Pleničar, F. Drobne in L. Žlebnik. (Srečanje slovenskih in hrvaških geologov).

Prethodna analiza morfostrukturnih odnosa u području Julijskih i Savinjskih Alpa

Vilko Klein
INA-Naftaplin, Zagreb

U okviru predavanja dat je prikaz rezultata prethodne morfostrukturne analize područja Julijskih i Savinjskih Alpa proveden u toku 1971—1972 na osnovi topografskih karata mjerila 1:100 000 i 1:200 000 primjenom morfografske metode. Obzirom na izloženo obrada ima prospekcionu značaj.

Iz rezultata obrade proizlazi da područje sjeverne i sjeverozapadne Slovenije izgrađuju sistemi blok-reljefnih jedinica slabije ili jasnije izraženih geometrijskih ocrti, što ukazuje na njihov morfostrukturni značaj. Svrstanost ovih jedinica u nizove predstavlja daljnji dokaz morfostrukturnosti reljefa istraživanog područja. Tako jedinice Istočno-Julijske Alpe, Karavanke sa Savinjskim Alpama i Pohorjem formiraju morfostrukturni niz pružanja istok-zapad. Zbog aktivnosti rasjeda dinaridskog pravca pružanja, blok-reljefna jedinica Istočno-Julijske Alpe može se smatrati i kao ishodišna jedinica morfostrukturnog niza Notranjsko-Lika, pravca pružanja sjeverozapad-jugoistok.

Neke opće morfografske sličnosti koje postoje između platoa Pokljuka i Grintavec, indiciraju da su na njihovo oblikovanje morali djelovati približno slični spletovi endogenih sila.

Intenzitet neotektonskog izdizanja u području morfostrukturnog niza Julijske Alpe—Pohorje raste od istoka prema zapadu, suglasno općem porastu energije reljefa. Naprotiv, prostorno odvojene podjedinice Pokljuka i Grintavec pokazuju suprotan porast intenziteta vertikalnih pomaka, to jest prema istoku.

Ukoliko eroziono-denudacioni nivoi blok-reljefnih jedinica Dobrča i Storžič predstavljaju direktan nastavak poključkog ravnjaka, onda su se pretpostavljena horizontalna kretanja uz savski rasjed morala odigrati prije općeg zaravnjavanja istraživanog područja unutar vremenskog razdoblja gornjeg neogena.

Istočne Julijske Alpe unutar sebe sadržavaju amfiteatralan, potkovast prostor otvoren prema istoku. On je suglasan sa sinklinalnom građom jedinice. Ovakav odnos indicira da se je ova strukturna jedinica u kvartaru izdizala manje više kao cjelina. Suglasan morfološki odnos uvjetovao je da se unutar kotlinastog dijela jedinice formirao grandiozni cirk za vrijeme općeg zahlađenja u kvartaru. Naprotiv, intenzivno izdignuto jezgro Savinjskih Alpi, rezultiralo je formiranjem radijalno raspoređenih glacijalnih dolina oko inverzno izdignutog platoa Grintavec, sa kojeg su se glečeri spuštali na niže. Visoko izdignut plato koncentrično obrubljuje niže položen sistem blok-reljefnih jedinica.

Naknadnim analizama rasta reljefa moći će se egzaktnije diskutirati o načinu razvoja morfostrukturnih planova unutar istraživanog područja, a po izvršenim korelacijama prema geološkoj građi o paleostrukturalnoj predisponiranosti tog razvoja.

Preliminary Analysis of Morphostructural Relations in the Area of Julian and Savinja Alps

Vilko Klein

Ina-Naftaplin, Zagreb, Proleterskih brigada 18

Within the frame of the lecture presented were the results of a preliminary morphostructural analysis of the area of Julian and Savinja Alps, made in course of 1971 and 1972. The exploration was based on topographic maps drawn to the scale of 1:100 000 and 1:200 000, by the application of the morphographic metod. With respect to the above said, the surveys conducted may be considered as a reconnaissance work.

The results of analyses show that the area of Northern and Northwestern Slovenia is made up of a system of block-mountain units displaying slightly or strongly pronounced geometric features, which is indicative of their morphostructural character. The distribution of these units into ranges is a further proof of the morphostructural nature of the relief being considered. Thus, the units of Eastern Julian Alps, the Karavanke with Savinja Alps and the Pohorje Mountains form a morphostructural belt extending east-west. Owing to the activity of faults following general direction of the Dinarides, the block-mountain unit of Eastern Julian Alps may be regarded as a starting unit for the northwest-southeast trending Notranjsko—Lika morphostructural range.

Some general morphographic similarities existing between the Pokljuka and Grintavec plateaus, make it evident that their formation must have resulted from similar combinations of endogenous forces.

The intensity of neotectonic uplifting in the region of the Julian Alps-Pohorje morphostructural belt increases from east to west, in harmony with the general increase of the relief energy. On the contrary, the spatially separated sub-units Pokljuka and Grintavec show the opposite increase of intensity in vertical movement, i.e. toward the east.

In so far as the erosional-denudational levels of the Dobrča and Storžič block-mountain units represent the direct continuation of the Pokljuka plateau, the presumed horizontal movements along the Sava river fault must have taken place before the general leveling of the area explored in the course of Upper Neogene.

Eastern Julian Alps include within themselves an amphitheatric, horseshoe-like area open toward the East, in agreement with the unit's synclinal structure. Such a relation shows that this structural unit was being uplifted during Quaternary more or less as a whole. As a result of corresponding morphological relation, an impressive cirque was being formed within the horseshoe-like area during generally prevailing glaciation in Quaternary. Contrary to this, the intensely uplifted core of the Savinja Alps, brought about the formation of radially distributed glacial valleys around the inversely raised plateau Grintavec, from which the glaciers were moving slowly downward. The highly uplifted plateau concentrically surrounds the lower lying system of block-mountain units.

Subsequent analyses of the relief's growth will make it possible to discuss more exactly the way of development of the morphostructural plans within the area explored, while the correlation regarding geological structure will give an insight into paleostructural control of this development.

Literatura

- Abramakov, G. A., Polkanova, L. P. 1970, Rol morfografičeskogo analiza pri strukturnogeomorfologičeskikh isledovanijah na njeft i gaz. VNIGNI, TRUDI, Vipusk 99, Moskva.
- Bakirov, K. H., Proničeva, M. V. 1971, Krupnie morfostrukture Pri-kaspijskoj vpadini. VNIGNI, TRUDI, Vipusk 113, Moskva.
- Hinterlechner, A., Pleničar, M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf. Geologija 10, Ljubljana.
- Melik, A. 1963, Slovenija, Geografski opis, I. del, Mat. Slov., Ljubljana.
- Meščerjakov, Ju. A. 1965, Strukturna geomorfologija ravninih stran. JZDVO »NAUKA«, Moskva.
- Oluic, M., Grandić, S., Haček, M., Hanich, M. 1972, Tektonska gradja vanjskih Dinarida Jugoslavije. Nafta, Zagreb, 23 (1972), 1—2, Zagreb.
- Rakovec, I. 1934, Prispevki k tektoniki in morfogenezi Savinjskih Alp. Geog. vestnik X, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1937, Morfogeneza in mladoterciarna tektonika vzhodnega dela Julijskih Alp. Geog. vestn. XII—XIII, 1936—37, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1954, Pregled tektonske zgradbe Slovenije (s karto). Prvi geol. kong. FNR Jugoslavije, Bled.
- Sikošek, B., Maksimović, B. 1971, Geotektonska rajonizacija Jadranskog pojasa. Nafta, Zagreb, 22 (1971, 4—5) Simpozij o istraživanju nafte i plina na Jadranu i u zoni vanjskih Dinarida, Zadar, Zagreb.

Gosavski skladi Slovenije

Mario Pleničar

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

Gosavske sklade omenjajo na Slovenskem pri Stranicah in Zrečah blizu Slovenskih Konjic, dalje pri Slovenj Gradcu, na Jesenkovem vrhu in južno od Antonskega potoka na Pohorju, pri Domžalah in blizu Šmarjete na Dolenjskem. Sklade pri Stranicah in Zrečah so opisali Teller (1899) ter Hamrla in Žlebnik (1957). Žlebnik je odkril hipuritni greben v teh skladih pri Stranicah. Iz tega grebena so bile določene hipuritne vrste: *Hippurites (Vaccinites) ultimus* Milovanović, *H. (Vacc.) braciensis* Sladić-Trifunović, *H. (Vacc.) latus* var. *major* Toucas, *H. (Vacc.) archiaci* Douvillé, *H. (Orbignya) cf. castroi* Vidal in *H. (Orb.) radiosus* Des Moulins (Pleničar, 1971) in radioliti *Sauvagesia slovenica* Pleničar in *Sauvagesia* sp. (Pleničar, 1973). Vrsti *H. ultimus* in *H. braciensis* sta značilna zastopnika »vrbovačkih skladov«¹ Srbije, torej maastrichta. Kredni skladi pri Gosau so v maastrichtu razviti le lapornato in ne več grebensko, zato tam ne dobimo v zgornjem delu rudistnih oblik iz maastrichta, značilnih za »vrbovačke sklade«. Poleg vrst *H. ultimus* in *H. braciensis* so za »vrbovačke sklade«¹ značilni še rodovi *Pironea* in *Pseudopolyconites*, ki pa jih pri nas ne dobimo. Naše nahajališče pri Stranicah in Zrečah je torej prehodno med značilnimi gosavskimi skladi in »vrbovačkimi skladi«¹.

V pohorskih nahajališčih na Jesenkovem vrhu in južno od Antonskega potoka dobimo vrste *H. collicatus*, *H. inaequicostatus*, *H. tauriscorum* in *Radiolites styriacus*. Te vrste kažejo na kampan, nahajališče pa je bolj podobno pravim gosavskim nahajališčem. Pri Stranicah in Zrečah kot tudi na Pohorju smo dobili v rdečkastem laporju poleg grebenov globotrunkane. Pri Zrečah so pogostne tudi korale iz rodu *Cyclolites*.

Kredni skladi pri Domžalah blizu Ljubljane niso razviti v značilnem gosavskem faciesu. Te sklade sta obdelala Žlebnik (1952) in Ramovš (1972). Sestojе iz apnene breče, rjavkastega peščenega apnenca in laporastega apnenca z globotrunkanami. Nahajališče pri Šmarjeti na Dolenjskem pa še ni dovolj preiskano, da bi mogli soditi o tem, ali res spada v gosavski facies ali ne.

Iz povedanega vendarle sledi, da pomenijo gosavski skladi Slovenije prehodni tip med pravimi gosavskimi plastmi zgornje krede in »vrbovačkimi plastmi«, ki so značilne za nekoliko južnejše alpske province.

The Gosau Beds of Slovenia

Mario Pleničar

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

The Gosau beds have been mentioned in Slovenia near Stranice and Zreče, farther near Slovenj Gradec, at Jesenkov vrh and to the south from Antonski potok on Pohorje mountains, near Domžale and at Šmarjeta in Lower Carniola.

The beds near Stranice and Zreče were described by Teller (1899), Hamrla and Žlebnik (1957). A hippuritid reef in these beds has been discovered first by Žlebnik near Stranice. From this reef the following hippuritid and radiolitid fauna has been determined: *Hippurites* (*Vaccinites*) *ultimus* Milovanović, *H. (V.) braciensis* Sladić-Trifunović, *H. (V.) latus* var. *major* Toucas, *H. (V.) archiaci* Douvillé, *H. (Orbignya)* cf. *castroi* Vidal, *H. (O.) radiosus* Des Moulins, *Sauvagesia slovenica* Pleničar and *Sauvagesia* sp. (Pleničar, 1971, 1973). The specimens *H. ultimus* and *H. braciensis* are typical representatives of the "beds of Vrbovac" in Serbia, so of the Maastrichtian. The Cretaceous beds of the Maastrichtian age near Gosau have been developed only marly and no more reefly. For that reason we can't find the typical forms of rudistids from Maastrichtian, characteristic to "Beds of Vrbovac". Besides the specimens *H. ultimus* and *H. braciensis* still the genera *Pironea* and *Pseudopolyconites* are characteristic for "Beds of Vrbovac".

Our locality near Stranice and Zreče has a intermediate signification between the typical Gosau beds and the "Beds of Vrbovac" in Serbia.

In the localities at Jesenkov vrh and to the south from Antonski potok one can find the specimens *H. colliciatu*s, *H. inaequicostatus*, *H. tauriscorum* and *Radiolites styricus*. These species are characteristic for Campanian and the localities are like to the typical localities at Gosau.

Near Stranice and Zreče as well in Pohorje mountains there are preserved globotruncanas in the marl besides the reefs. Near Zreče there are also corals from genus *Cyclolites*.

The Cretaceous beds at Domžale near Ljubljana there haven't been developed in the typical Gosau facies. These beds have been explored by Žlebnik (1952) and Ramovš (1972). There occur limestone breccia, calcarenite and marly limestone with *Globotruncanae*.

The locality at Šmarjeta in the Lower Carniola hasn't been still explored enough.

We can conclude from that: Slovenia is lying in the intermediate area between the Upper Cretaceous beds of Gosau type and "Beds of Vrbovac" type, characteristic for the most southern alpid provinces.

Svinec in cink v spodnjetriadnih plasteh Posavskih gub

Miran Iskra

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

V Posavskih gubah razlikuje avtor genetsko dve vrsti svinčevo-cinkovih rudišč. V prvo vrsto šteje rudišča v paleozojskih klastitih, ki jih karakterizira mineralna parageneza značilna za nizkotemperaturna, polimetalna, epigenetska, hidrotermalna nahajališča (Knapovže, Pleše, Trojane, Marija Reka, Litija in dr.). V drugo skupino uvršča orudene spodnjeskitske dolomitne plasti z enostavno primarno sulfidno paragenezo svinca in cinka, ki se nahajajo v jugovzhodnem delu Posavskih gub na okrog 26 km dolgem pasu med Mokronogom in Bohorjem. Po načinu pojavljanja in rudnih paragenazah se rudišča v skitskih plasteh dovolj razlikujejo od mlajšepaleozojskih in jim avtor pripisuje singenetski nastanek.

Na južnem krilu antiklinale med Radečami in vrhom Bohor nahajamo v spodnjeskitskem dolomitu svinčevo in cinkovo rudo pri Trebelnem, na Ledini pri Sevnici, v Zabukovju in na Bohorju. Južno od teh pojavov so podobna orudjenja v skitskem dolomitu na območju Mokronoga in Tržišča. V teh nahajališčih gre za stratiformni tip rude. Najdemo rudne sledove, v katerih prevladujejo cinkovi minerali v koncentracijah pod 1 % metala, in rudna telesa, kjer so poleg cinkovih mineralov tudi svinčevi, ponekod približno v enakih količinah. Za vsa ta nahajališča v spodnjeskitskih plasteh je značilna enostavna rudna parageneza s primarnim sfaleritom, galenitom in piritom ter sekundarnimi minerali, ki so nastali pri njihovi oksidaciji. Stopnja oksidacije je v posameznih nahajališčih različna, kar je odvisno od njihove lege in geološke zgradbe.

Večji del spodnjeskitskega rudonosnega dolomita je nastal med diagenozo. Različno količinsko razmerje svinca in cinka je posledica njune diferenciacije med migracijo v sedimentacijskem ciklu in pri poznejših procesih. Skupen izvor svinca in cinka bi lahko iskali v premeščanju prvotnih polimetalnih rudišč in kamenin s povišanimi količinami kovin zaradi vodne erozije. Vulkanski procesi skupaj s sedimentacijo bi tudi mogli biti vir metalnih koncentracij v procesu sedimentacije. Pri dosedanjem poznavanju svinčevo cinkovih nahajališč v spodnji triadi Posavskih gub nimamo dokazov za določen plutonizem, ki bi posredno ali neposredno vplival na nastanek rudišč.

Celotno predavanje z navedbo literature bo objavljeno v publikaciji I. Savetovanja o istraživanju olovo-cinkovih mineralizacija na teritoriju SFRJ, ki je bilo med 22. in 24. novembrom 1973 v Zvečanu.

Lead and Zinc in the Lower Triassic Beds of the Sava Folds

Miran Iskra

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

According to their origin, the author distinguishes two types of lead-zinc ore deposits in the Lower Triassic beds of the Sava folds. The first group are ore deposits in Palaeozoic clastic rocks, and are of a composition characteristic for low-temperature, polymetallic, epigenetic, hydrothermal deposits (Knapovže, Pleše, Trojane, Marija Reka, Litija and others). To the second group are assigned mineralized Lower Scythian dolomite beds with a simple primary sulphidic composition of lead and zinc. These deposits occur in the southeastern part of the Sava Folds, in an about 26 km long zone between Mokronog and Bohor. Their types of appearance and mineral composition differ from those of Upper Palaeozoic age; the author considers their origin as syngenetic.

Na južnoameriški »STREHI SVETA«

Danilo Ravnik

Naciones Unidas, Cochabamba, Bolivia

Avtor je po projektu Združenih Narodov dve leti delal na bolivijskem Altiplanu pri raziskavah podtalne vode. Med predavanjem je prikazal v 180 barvnih diapozitivih to visokogorsko planoto (med 3600 in 4200 m), razpeto med Vzhodnimi in Zahodnimi Andskimi Kordiljerami. Tu leži najvišje plovno jezero na svetu Titicaca in največje salare južne Amerike Uyuni in Coipasa. Altiplano predstavlja le dobro šestino celotnega nacionalnega ozemlja Bolivije, na njem pa živi 35 % vsega prebivalstva. To je brezdrevesna rahlo hribovita planota, pokrita predvsem z ostro travo ali nizkim grmičevjem. Na skromnih poljih uspevajo krompir, čigar domovina je prav tu, bob in grah, oves, oka ter polžitarici quinoa in kanahui. Kljub sicer skromni flori pa raste na redkih krajih Altiplana največja ananasovka na svetu, puja, ki s svojim do 8 m visokim socvetjem predstavlja pravega orjaka.

Bolivija je poleg Peruja edina latinskoameriška država, kjer prevladuje indijanski živelj. Altiplano poseljujeta v glavnem dve indijanski plemeni, Aymara in Quechua, ki govorita svoje jezike. Quechua so bili vladajoče pleme nekdanjega inkovskega imperija Tawantinsuyo, čigar sledovi so še vidni sem in tja po Boliviji (ceste, ostanki naselij in stavb). Posebno pomembna je predinkovska megalitska kultura Tiwanaku, ki je imela svoje žarišče v bližini jezera Titicaca. Vzcvetela je v tretjem stoletju pred n. š. in skrivnostno izginila konec 10. stoletja naše ere. Slikovita geometrična ornamentika njihove keramike ter izdelanost in velike dimenzije gradbeniških elementov so ji vtisnili žig nenavadnosti. Precej pa se še najde paleolitskih ostankov (kamenito orodje in orožje), ki segajo do 20 tisoč let pred našim štetjem. Prave bisere predstavljajo tudi ostanki kolonialne umetnosti.

Bolivija ima precejšnje rudno bogastvo. Prav na Altiplanu in v obeh Andskih Kordiljerah leže številna rudišča kositra, wolframa, srebra, cinka, bakra, bizmuta, svinca, antimona, soli in žvepla, v jugovzhodnih nižinah pa še nafta in plin. Rudišča so triadne in terciarne starosti.

Živalstvo Bolivije prav tako kaže značilnosti južnoameriške celine. Tu žive kameloidi llama, alpaka, vicuña in guanaco; slednji dve sta že zelo redki. Tudi druge živali novega sveta kot kondor, tekači suri in nandu, tapir, razni pasavci in drugi so že precej izginili.

Sicer v tropskem pasu ležeča Bolivija pokaže svojo pravo sliko v manjših višinah, kjer si slede klimatski pasovi zaporedoma prav do »zelenega pekla« amazonkinega porečja severno od vzporednika 12,5°. Tu so doma razni gumovci in vrsta dragocenih tropskih lesov in zdravilnih rastlin.

Ta andska dežela, ki združuje vse osnovne značilnosti Latinske Amerike, je za vsakogar iz Starega sveta nepozabno doživetje.

On the South-Amerika »ROOF OF THE WORLD«

Danilo Ravnik

Naciones Unidas, Cochabamba, Bolivia

The author, who participated in a United Nations project for ground water investigations on the Bolivian Altiplano, made comments on 180 coloured slides, showing the natural, cultural, and human features of this picturesque Andean high plateau.

Bolivia, the largest country in Latin American with predominantly Indian population is a rich mining country and has enormous wood potential in the Oriente. The surroundings of the Lake Titicaca are the cradle of the mysterious megalithic culture of Tiwanaku. This noble Precolombian culture is known all over the world by fine geometric ornaments on their pottery, gigantic sculptures, and perfectly elaborated building elements.

The breathtaking scenery of this Andean country with all characteristics of Latin America, its climatic diversity, and its remnants of luxurious colonial art is an adventure for everybody coming from the Old World.

Literatura

- Ahlfeld, F. E. 1969, Geografia fisica de Bolivia, La Paz-Cochabamba.
 Ahlfeld, F. E. 1972, Geologia de Bolivia, La Paz-Cochabamba.
 Barton, R. 1968, A short history of Bolivia. La Paz-Cochabamba, 1968.
 Ibarra Grasso, D. E. 1969, La verdadera historia de los Incas. La Paz-Cochabamba.
 Koepcke, C. 1966, Andenländer Südamerikas. Peru, Bolivien, Ekuador, Kolumbien. Nürnberg.
 Lester, K. - McKeel, J. 1972, Discover Bolivia. La Paz-Cochabamba.
 Mason, J. A. 1969, The ancient civilizations of Peru. Penguin books, 1969.
 Prescott, W. H. 1961, History of the conquest of Peru. New York.
 Sandner, G. — Steger, H. A. 1973, Fischer Länderkunde, Latein Amerika. Frankfurt a/Main.



NOVE KNJIGE BOOK REVIEWS

UDK 048.1

Otto F. Geyer: **Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde.** — Erster Band: Paläontologische Grundlagen I, Das geologische Profil, Stratigraphie und Geochronologie. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1973. VIII + 279 str., 166 slik in 7 tab.

Izšla je prva knjiga pomembnega Geyerjevega dela: Osnove stratigrafije in vede o facijah. Obsega poglavja: Osnove paleontologije, geološki profil ter stratigrafija in geokronologija. Druga knjiga, ki naj bi prvi kmalu sledila, pa bo posvečena paleoekologiji, paleogeografiji in vedi o facijah. Takšna zasnova celotnega dela pove, da gre za obširen uvod v geologijo in paleontologijo, to je za snov, ki ji je v učbenikih geologije in paleontologije, kar po vrsti, posvečenega le malo prostora, pa čeprav predstavlja osnovo za razumevanje in uspešno dojetje enega in drugega predmeta.

V poglavju o osnovah paleontologije, ki zajema najboljširnejši del knjige, podaja avtor najprej zgoščen informativni pregled najpomembnejših živalskih in rastlinskih skupin. Pregleden opis skupine sklepa navadno njena časovna razširjenost in ekološke razmere, značilnosti pa ponazarjajo pregledne slike in skice.

Posebni del tega poglavja je posvečen sledovom fosilov, njihovi razčlenitvi in ekološkemu pomenu. Skice ponazarjajo glavne skupine. Sledijo procesi fosilizacije, za tem najvažnejše o taksonomiji in nomenklaturi, poglavje pa sklepajo metode prepariranja.

Drugo poglavje je posvečeno geološkemu profilu. Snemanje in izdelava geološkega profila predstavljata osnovo za vsakršno geološko delo na terenu. Avtor obravnava plastovitost usedlin, njihov različen možen položaj in prvotne strukture. Nato ponazori snemanje profila in njegovega opisa ter merjenje debeline skladov, ki so v različnem položaju glede na površje ozemlja. Ta del sklepa podpoglavje o tekstovnem in grafičnem prikazu profilov z najpomembnejšimi litološkimi znaki.

V zadnjem poglavju so podane osnove stratigrafije in geokronologije. Pisec najprej pojasnjuje posamezne pojme in principe stratigrafije, se ustavi nekoliko dlje pri litostratigrafiji in njenih osnovnih pojmi (litostratigrafske kategorije, stratotip in litostratotip), podpoglavje pa sklepa s stratigrafskimi vodilnimi fosili (kratka življenjska doba in velika geografska razširjenost, njihova facialna odvisnost).

V podpoglavju o kronostratigrafiji je najprej govora o kronostratigrafskih kategorijah, ki jih do stopnje predstavlja pregledna tabela; za tem avtor razglablja o coni v različnem pomenu, predstavlja biostratigrafsko metodiko, piše še o vrzelih v skladovnicah in o kondenzaciji ter nazadnje še o geokronologiji.

Na koncu vsakega podpoglavja je navedena obširna literatura, ki bo kaŕipot uporabniku te knjige k nadaljnjim literaturnim virom. Knjigo sklepa register z okoli 3200 gesli. Vsa poglavja lepo dopolnjujejo instruktivne in didaktiĉno dobro izbrane originalne slike in skice, ki dajejo knjigi ŕe posebno vrednost.

Delo je pisano jasno, razumljivo, vseskozi pregledno, kje prej preskopo kot preobŕirno. Za njegovo uporabo je treba poznati samo nekaj osnovnega znanja iz sploŕne in historiĉne geologije in iz sedimentne petrografije. Knjiga bo zelo dobrodoŕla ŕtudentom geologije in paleontologije, pa tudi biologije in geografije, v niĉ manjŕi meri pa geologom, paleontologom, biologom in geografom, uĉiteljem geoloŕkega in paleontoloŕkega dela naravoslovja na srednjih ŕolah, in konĉno tudi vedno ŕtevilnejŕim ljubiteljem narave, predvsem zbiralcem kamenin in okamenin, in vsem tistim, ki jih zanima sestava Zemlje in njena paleontoloŕka zapuŕĉina skozi veĉ kot 600 milijonov let dolgo dobo.

Anton Ramovŕ

Dr. G. Dohr, Hannover: **Applied Geophysics** — Introduction to Geophysical Prospecting. Zaloŕba Ferdinand Enke Publishers Stuttgart, 1974. Obseg: 72 strani, 125 slik, velikost knjige 19 × 12 cm, vezana v platno. Iz nemŕĉine jo je v angleŕŕino prevedel George H. Kirby.

Knjiga je prva v zbirki *Geology of Petroleum*, edited by Heinz Beckmann, Clausthal. Sledili ji bodo ŕe trije zvezki, in sicer *Geological prospecting for petroleum*, *Petroleum Engineering in Subsurface storage of oil and gas*.

Avtor je vodja geofizikalnega oddelka podjetja Preussag AG, Erdöl und Erdgas, Hannover. V enajstih poglavjih, razvrŕĉenih po decimalnem sistemu in opremljenih z zelo ilustrativnimi slikami ter najnujnejŕimi elementarnimi metamatiĉnimi izrazi, obravnava: sploŕne pojme, refrakcijsko seizmiĉno raziskovanje, refleksijsko seizmiĉno raziskovanje, digitalne metode vrednotenja seizmiĉnih raziskovanj, posebne seizmiĉne metode, tehniko seizmiĉnih raziskovanj, gravimetrijo, magnetometrijo, geoelektriĉne metode, meritve v vrtnah ter razliĉne, redkeje uporabljene raziskovalne geofizikalne metode.

Namen knjige je, dati sploŕen pregled problematike in metod geofizikalnih raziskovanj, predvsem tistih, ki ŕluŕijo raziskovanju naftnih leŕiŕĉ. Zato poudarja seizmiĉne raziskovalne metode ter njih digitalno raĉunalniŕsko vrednotenje, ker jih pri raziskovanju naftnih leŕiŕĉ najveĉ uporabljajo. Druge geofizikalne raziskovalne metode so prikazane v osnovnih potezah. Knjiga je pisana v jasnem strokovnem slogu in se zato lepo bere; prav dobro izbrane slike in risbe pomagajo laŕŕjemu razumevanju in predstavi.

Ker so ŕolske knjige o geofizikalnih raziskovanjih ŕe preĉej zastarele, novi ĉlanki v strokovnih revijah pa za strokovnjaka zunaj geofizikalnega podroĉja preĉe komplicirani, je knjiga predvsem koristna poklicnim delavcem sorodnih ved: geologom, hidrogeologom, gradbenikom in rudarjem. Pomaga jim spoznati moderne metode geofizikalnih raziskovanj in moŕnosti njihove uporabe na razliĉnih raziskovalnih podroĉjih. Poleg vsebine na zaĉetku knjige jim bo pri orientaciji dobro rabil skupen avtorsko-stvarni register na koncu knjige, ki vsebuje 464 gesel.

Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd. 1 Festland — Meer. Druga prede-lana izdaja. Knjigo so napisali R. Brinkmann, H. Luis, M. Schwarz-

bach in E. Seibold, založila pa Ferdinand Enke Verlag v Stuttgartu, Stuttgart 1974, 532 str., 292 slik, 37 tabel.

Po komaj devetih letih, odkar je izšla prva izdaja prve knjige omenjenega učbenika splošne geologije, je razveselila geologe druga izdaja, ki je temeljito predelana in dopolnjena s spoznanji zadnjih desetih let, le malenkostno pa je spremenjena razporeditev posameznih poglavij, kar je narekovala bolj smotrna razčlenitev snovi.

Vsebina je razdeljena na 16 poglavij, ki združujejo tri, oziroma štiri dele. Po kratkem predgovoru sledi v prvem poglavju pregled geoloških dogajanj, kot so preperevanje, odnašanje, vodni krogotok, usedanje v morju, potresi in gorotvornost, plutonski in vulkanski procesi, spreminjanje kamenin in razdelitev Zemljine zgodovine, večidel do stopenj, v drugem pa predstavlja isti avtor (R. Brinkmann) geologijo kot znanstveno disciplino, njen kratek zgodovinski pregled in metode geoloških raziskovanj.

Po tem splošnem delu obdelujeta M. Schwarzbach in H. Louis kopno z geološkega vidika: v tretjem poglavju je na vrsti preperevanje (fizično in kemično) in tvorba tal; četrto in peto poglavje pa je posvečeno krogotoku površinske in talne vode ter geološkemu delovanju tekočih voda; pri slednjem so posebno poudarjena osnovna dejstva pri tvorbi dolin, prenašanje materiala v rekah in oblike rečnih usedlin, vpliv tektonskih dogajanj na pestrost oblik, nekaj strani pa je namenjenih kraškemu reliefu in njegovim značilnostim.

V šestem poglavju predstavlja M. Schwarzbach geološki pomen jezer: njihov nastanek, pogoje nastajanja usedlin v njih, tako mehanskih kot organogenih, piše pa še o slanih jezerih, o izvoru soli in usedanju soli v njih.

V sedmem poglavju se seznanimo z geološkim delovanjem ledu in s periglacialnimi ozemlji, z ledeniki in njihovim geološkim delovanjem: odnašanjem, ledeniškimi usedlinami in oblikami, ki jih ustvarja ledenik. Osmo poglavje obravnava geološko delovanje vetra: prenašanje in odnašanje, ter obenem puščave in oblike, ki so delo vetra.

Z morjem na splošno in morskimi sedimentacijskimi prostori seznanja bralce E. Seibold. Nekaterim splošnim pojmom v devetem poglavju sledi odnašanje, prenašanje in usedanje v morju, kjer nastaja večina usedlin in je življenjski prostor številnih organizmov. Večina materiala za usedline prihaja s kopnega. Precej prostora je posvečenega mehanskim (psefiti, psamiti in peliti), še več pa kemičnim komponentam v morskih usedlinah (apnencu, dolomitu, sulfatom in kloridom, železovim in manganovim spojinam, fosfatom, kremeni in redkim snovem). V poglavju je zbranih veliko zanimivih in pomembnih ugotovitev.

Za biostratigrafe je zelo pomembno trinajsto poglavje, v katerem obravnava Seibold organogene komponente v morskih usedlinah. Najprej podaja splošne življenjske pogoje v morju, način življenja in vplive nanj, nato pa fosilni material. Predstavlja važnejše grupe morskih organizmov med nevretenčarji, njihove življenjske pogoje in pomen pri nastajanju usedlin.

Zadnja tri poglavja predstavljajo morske regije; prvo obrežne regije in geološka dogajanja v njih, drugo plitvomske prostore, šestnajsto poglavje pa globokomorske prostore.

Na koncu vsakega poglavja je navedena še obširna novejša literatura, ki bo kažipot uporabniku knjige k nadaljnjim literaturnim virom. Knjigo sklepa

avtorski register in stvarno kazalo. Vsa poglavja dopolnjujejo številne instruktivne in didaktično dobro izbrane skice, diagrami in fotografije obdelovanih geoloških značilnosti, kar še povečuje vrednost knjige kot učbenika.

Delo je pisano zgoščeno, jasno, razumljivo in pregledno, snovno zelo smotno razporejeno in dobro povezano, brez vrzeli, čeprav so ga napisali štirje avtorji. Knjiga bo odličen učbenik študentom geologije, pa tudi geografije in drugih sorodnih disciplin. Neobhodno je potrebna vsakemu geologu, ki želi spopolniti in dopolniti svoje znanje o vsestranskih geoloških dogajanjih na kontinentih in v morju. Zelo dobrodošla bo pričujoča prva knjiga obsežne trilogije tudi vsem tistim, ki žele imeti kaj več znanja o geoloških dogajanjih.

Anton Ramovš

Wolfgang Dreyer: Gebirgsmechanik im Steinsalz, Struktur und Gebirgsbewegungen. Ferdinand Enke, Stuttgart, 1974. 205 strani, 75 slik.

Knjiga obravnava specialno področje mehanike hribin, in sicer mehaniko kamene soli in kamenin z drugimi minerali, ki jih srečujemo v rudnikih soli. Zaradi svojih posebnih mehanskih lastnosti se te kamenine obnašajo povsem drugače kot druge kamenine, kar opravičuje izdajo posebnega učbenika za mehaniko soli.

V uvodnem delu podaja avtor kratek pregled o razvoju hribinske mehanike soli in opozarja na pomen, ki ga ima ta del hribinske mehanike za rudarsko prakso v soliščih, predvsem v zvezi z gorskimi udari in izbruhi plinov. Drugi del knjige je najobsežnejši, saj zavzema skoro tri četrtine knjige. V njem podaja najprej pregled nahajališč soli s kratkim geološkim opisom. Bralec bi si v tem poglavju želel boljše ilustracijo solnih ležišč. Prikazujeta jih dve sliki; prva kaže razširjenost solnih ležišč po kontinentih, druga pa položaj severnonemških nahajališč. Obe pa nudita le splošen prikaz, saj sta brez imen solišč. V množici geografskih imen med tekstom se je zato le težko spoznati in iskanje položaja posameznih solišč, ki so v tekstu omenjena, zahteva od bralca precej časa. V naslednjih poglavjih obravnava avtor na kratko tektoniko solišč in teksturno analizo soli, žal tudi brez ilustracij. Najobsežneje je zadnje poglavje tega dela knjige, ki obravnava geofizikalne raziskave soli v laboratoriju in v rudniku. Pri laboratorijskih preiskavah gre predvsem za določevanje mehanskih lastnosti soli in spremljajočih kamenin ter za meritve hitrosti longitudinalnega in transversalnega valovanja v odvisnosti od napetosti v soli. Namen teh raziskav je predvsem ta, da bi dobili osnovo za prognozo grozeče nevarnosti gorskih udarov in izbruhov plina. Zanimivo je tudi poglavje, kjer so podrobneje opisani nekateri večji gorski udari in izbruhi plinov v nemških soliščih. Zadnji del knjige podaja metode meritev konvergence jamskih prog in kavern. Pri tem avtor analizira tudi vpliv globine, odkopnih izgub, širine proge in širine varnostnih stebrov na hitrost konvergence. V zaključnem poglavju tega dela obravnava obstojnost večjih kavern, ki jih izlužijo s pomočjo vrtin in služijo kot podzemeljski rezervoarji tekočih goriv.

Razen geoloških poglavij je knjiga dobro ilustrirana, kar je razumljivo, saj je namenjena predvsem kot uvod v mehaniko solišč in ne kot učbenik geologije solišč. Kljub temu, da obravnava hribinske razmere območij, ki so nam manj

znana, bo njen študij tudi za naše mehanike zanimiv, saj bodo v njej našli mnogo koristnih napotkov za laboratorijske meritve in meritve v jamskih prostorih.

D. Kuščer

Ivan Gams, **Kras**, zgodovinski, narodopisni in geografski oris. 359 strani, 60 slik, 87 risb in 9 prilog s fotografijami. Slovenska matica, Ljubljana, 1974.

Podnaslov lepo vezane in poceni knjige kaže, da je njena vsebina zelo pestra. Več nam o njej pove kazalo. Prvi del z naslovom »Kako je pokrajinsko ime Kras postalo mednarodni strokovni termin« podaja ob razpravljanju o rabi besede kras tudi kratek pregled zgodovine raziskovanja krasa pri nas. Naslednji trije deli: »Kras je delo vode«, »Jame, v katerih so nekdanje iskali vhod v podzemlje, danes pa razvedrilo, zdravje in novo spoznanje« ter »Zunanje obličje krasa« vsebujejo glavne podatke o nastanku kraških pojavov, poleg tega pa govorijo o tem, kaj so jame pomenile človeku v preteklosti. Poglavje »Človek na slovenskem krasu« opisuje, kako je človek vplival na vegetacijski pokrov na našem Krasu, ter razpravlja o pomenu kraškega turizma in o problemu onesnaženja kraških vod. Zadnji dve poglavji knjige »Kraški pojavi v Sloveniji« in »Kraški pojavi izven Slovenije« dajeta kratek geografski pregled glavnih kraških območij pri nas in drugje na zemlji.

Avtor je iz obsežne domače in tuje literature zbral številne podatke, ki so večini težko dostopni, ker so raztreseni po strokovnih revijah in knjigah. Kot sam pravi v uvodu, je knjigo v veliki meri namenil poglobljanju znanja, kaj vse kras pomeni. K nadaljnjemu študiju pa napoti bralca z obsežnim seznamom literature.

V poglavjih, ki so geologom bližja, nas že pri ne preveč natančnem pregledu moti poleg številnih napak, ki jih je zagrešil tiskarski škrat, več netočnih podatkov, napačno rabljenih strokovnih izrazov in napak, ki jih je zakrivila avtorjeva nepazljivost.

Nekatera znana krajevna imena so napačno pisana v tekstu in v seznamu zemljepisnih imen, med njimi tudi ime znanega nahajališča prazgodovinskega človeka Moustier, ki ga piše Mounstier. Po 36. risbi na 150. strani leži Crveno jezero ob Livanjskem polju, medtem ko je v resnici ob Imotskem polju. Na 273. strani pravi, da je v ledenih dobah tekla voda z Orjena na Glamočko polje, misli pa verjetno na Grahovsko polje. Na 53. strani trdi, da je Soča med Mostom na Soči in Solkanom alohtona kraška reka. V resnici je kar polovica tega odseka na flišu, s katerega prejema Soča več normalnih površinskih pritokov. Prav nerazumljivo pa je, da navaja avtor za delež krasa v Sloveniji trikrat različen podatek: v uvodu 43 % ali 8800 kvadratnih kilometrov, na 251. strani le 27 %, na 330. strani v angleškem povzetku pa 40 % ali 810 kvadratnih kilometrov. Očitno manjka v zadnjem podatku pri kvadratnih kilometrih ena ničla, toda kdor razmer ne pozna — in temu je angleški prevod namenjen — bo težko ugotovil, da gre za tiskovno ali avtorjevo napako, ne glede na to, da ta podatek ni v skladu s splošnim avtorjevim prikazom o veliki razširjenosti krasa v Sloveniji.

Avtor nepravilno uporablja tudi nekatere strokovne izraze. Napak je rabiti besedo piezometer za piezometriško gladino. Piezometer pomeni vrtino ali vodnjak, kjer je možno meriti nivo podtalnice. Napak je torej pisati o kanalih

v piezometru (33. stran), ko gre za kanale v višini piezometriške gladine. Uporabljati izraz »navpični rov« za jašek, s katerim so nameravali zajeti vodo, tudi ni pravilno (38. stran). Na 74. strani navaja avtor razmerje med kalcitom in magnezitom v kameninah, ki so po kemični sestavi med apnencem in dolomitom. Delež magnezija v dolomitu si lahko mislimo napisan kot $MgCO_3$, vendar ga ne smemo imenovati magnezit. Magnezit je mineral, ki je bolj ali manj čist magnezijev karbonat. Tega pa v kameninah na našem krasu ni. Tu najdemo le kamenine, ki sestojijo iz mineralov kalcita ali dolomita, ali iz zmesi obeh. Napak je tudi imenovati cement v karbonatnih kameninah amorfn maso (73. stran). V apnencih ne poznamo amorfnega karbonata, temveč je ta tudi v najfinejših frakcijah vedno kristaliziran kalcit. Napačno predstavo o sestavi apnencev daje tudi 18. risba na 74. strani in legenda pri tej risbi. Slika mikrita je zmazek, ki nikomur ničesar ne pove. Tudi pri drugih slikah na tej risbi bo malokdo uganil, da gre za mikroskopske slike zbruskov različnih vrst apnencev. Legenda k tej risbi navaja, da vsebuje mikrit 1 do 10 %, biomikrit pa 10 do 20 % kalcita. Če bi bilo v teh kameninah tako malo kalcita, potem to sploh ne bi bili apnenci. V resnici sestojijo tudi mikritni apnenci skoro iz samega kalcita. Na 73. strani navaja avtor kot sestavino apnenca tudi aragonit. Res je, da mnogi kameninotvorni organizmi izločajo aragonitni skelet, vendar je aragonit pri navadni temperaturi na zemeljskem površju nestabilen in se postopno spremeni v kalcit. Zato ima kalcijev karbonat v vseh starejših kameninah obliko kalcita. Kot primes nekaterih apnencev navaja tudi kvarcit. Kvarcit je ime kamenine, ki sestoji skoro iz samega kremenca. Nepravilno je torej govoriti o kvarcitu kot o primesi v apnencu. Verjetno je avtor mislil pri tem na kremenico, ki pogosto nastopa v apnencih v obliki roženca. Na 76. strani omenja marmorje, »ki so nastali z diagenezo iz apnencev«. Diagenetski procesi seveda lahko spremenijo strukturo apnencev, vendar ne toliko, da kamenine ne bi imele več apnenec. Marmorji nastajajo vedno le pri metamorfozi apnencev.

Netočen je tudi podatek o zaježitvi vode na Nikšičkem polju. Na 271. strani navaja, da so polje ojezerili z betonskim zidom okrog ponora. Cilindrična betonska pregrada, ki so jo napravili okrog glavnega ponora na vzhodnem delu polja, je služila samo za poskus, s katerim so skušali ugotoviti, kolikšen del vode se izgublja v druge, manjše panore. Za vsa tri akumulacijska jezera na Nikšičkem polju so vodo zaježili z dolgimi nasutimi pregradami v zahodnem delu Nikšičkega polja.

Pri razlagi hidrogeoloških pojavov na krasu navaja na 41. in 42. strani nekaj formul, po katerih naj bi lahko izračunali hitrost vodnega toka v kraških kanalih. Žal je večina formul napačnih. Po prvi med njimi naj bi bila hitrost vodnega toka linearno odvisna od širine kanala, kar naj bi veljalo za laminarni tok vode. Na 42. strani pa navaja Poiseuillevo formulo, po kateri naj bi hitrost laminarnega toka v kanalu s krožnim presekom naraščala s tretjo potenco radija. V resnici ne drži ne eno, ne drugo, temveč je hitrost odvisna od kvadrata radija. Tudi več drugih formul je pomanjkljivih, ker jim manjkajo določene količine, ali pa za količine niso podane enote. Iz teksta ni povsem razvidno, ali je avtor vzel te formule iz kakšne druge »strokovne« literature, ki navaja napačne formule, ali jih je napačno prepisal. Vsekakor bi bilo bolje, da bi navajanje teh formul opustil, saj jih ni uporabil niti za izvajanje kakšnih sklepov niti za razlago določenih hidroloških pojavov na krasu. Napačne po-

datke o pretakanju vode na krasu dajeta tudi XII. in XIII. shema na 8. risbi (48. stran), ki kažeta mešanje morja z vodo v kraških kanalih. Morje doteka zaradi večje specifične teže vedno po spodnjem kanalu in ne po zgornjem, kot kaže risba.

Nesmiselne so tudi formule, ki jih navaja na 38. in 39. strani. Po formuli na 38. strani naj bi bila verjetnost, da zadenejo z vrtino na kraški kanal podana s formulo $V = G \times K$, kjer pomeni V verjetnost, G globino vrtine in K kavernoost krasa. Po tej formuli ne bi bilo treba upoštevati oblike in velikosti kanalov. Jasno pa je, da oblika zelo močno vpliva. Če ima kanal obliko razpoke, bomo verjetno v sorazmerno majhni globini z vrtino presekali to razpoko. Če pa ima kanal obliko cevi, potem je verjetnost, da bo šla vrtina mimo kanala precej velika. Dejansko nam navedena formula pove lahko le naslednje: V je približna vrednost vsote dolžin vseh odsekov, s katerimi bo G metrov globoka vrtina prečkala prazne kaverne v krasu s kavernoostjo K . Kavernoost moramo pri tem izraziti z deli celote in ne v procentih, kot navaja avtor. Formula na 39. strani $G = \frac{1}{K}$ naj bi nam povedala, kako globoka mora biti vrtina,

da bomo s 100 % zanesljivostjo zadeli na kraški kanal. Prav nič ni treba znati matematične statistike, če hočemo ugotoviti, da to ne more držati. Predpostavljajmo, da imamo opravka s krasom s kavernoostjo 0,01 (tj. 1 %). V poljubnem, dovolj velikem prečnem preseku zavzemajo preseki kavern okrog 1 % celotne površine preseka, 99 % pa kompaktna skala. Po navedeni formuli naj bi v takem krasu zadeli s sto metrov globoko vrtino zanesljivo na eno izmed kavern, ne glede na njihovo velikost. Če bi bile kaverne široke npr. 10 m (tj. s presekom 100 m²), potem bi imeli v prečnem preseku zakrasele kamenine, velikem 100 m × 100 m (tj. 10 000 m²) eno samo kavno. Skozi kocko z robom 100 m, izrezano iz takega krasa, bi potekala poprečno ena sama taka kaverna. V tlorisu te kocke bi kaverna zavzemala pas, širok 10 m, tj. 1/10 tlorisa kocke. Verjetnost, da bi s 100 m globoko vrtino zadeli na to kavno, je torej tudi samo 1/10 tj. 10 % in ne 100 %, kot misli avtor. Če bi bile kaverne manjše, bi bila verjetnost seveda večja, toda nikdar 100 %.

Tudi pri podajanju kemičnih procesov pri raztapljanju apnenca je več nečnosti. Tako npr. geologom pripisuje, da imajo še vedno tektoniko za poglaviti vzrok za nastanek kraških pojavov (60. stran). Že bežen pogled v katerikoli osnovni učbenik geologije bi lahko prepričal avtorja, da nastaja kras tudi po geoloških teorijah zaradi raztapljanja apnenca. Težko je ugotoviti, na kaj misli avtor s stavkom na 63. strani: »Nato se kalcij veže s hidroksidi v vodi, pri čemer se poruši ravnotežje med vezanim in prostim CO₂ v vodi in v zraku«, saj je kalcij v vodi na krasu le v obliki ionov, ki se v nobenem primeru ne vežejo na hidrokside. Diagrami s kemičnimi simboli, ki naj bi ponazarjali raztapljanje oziroma izločanje apnenca pod vplivom CO₂, so le s črticami oziroma puščicami nesmiselno povezani kemični simboli (62. in 115. stran), ki nikakor ne morejo ponazoriti ravnotežij med spojinami oziroma ioni, od katerih je odvisno raztapljanje apnenca. Na 71. strani navaja formulo, po kateri je bila računana intenzivnost korozije, vendar ta formula očitno ni uporabna. Težko je ugotoviti, ali je formulo tiskarski škrat tako popačil, da ni mogoče ugotoviti njene prvotne oblike, ali je formula, ki jo je uporabljal avtor, v resnici napačna in so zato tudi podatki, ki jih navaja, napačni. Po formuli naj bi dobili množino raz-

topljenih karbonatnih kamenin, ki jih odnašajo kraške vode v $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{leto}$. Osnove formule so Ca in Mg trdote v nemških trdotnih stopinjah, ki jih deli z gostoto kalcijevega oziroma magnezijevega karbonata. Ker pomenijo nemške trdotne stopinje težo CaO oziroma MgO v 100 ml vode, bi morali najprej preračunati te trdote v ustrezne množine raztopljenega kalcita oziroma dolomita v litru vode in šele iz tega bi lahko dobili intenzivnost korozije. Tega formula očitvidno ne predvideva, saj avtor v razlagi k formuli izrecno navaja, da računa s trdoto v nemških trdotnih stopinjah.

Navajanje podatkov, ki jih črpa iz literature, je večkrat površno, nepopolno ali celo napačno. Ponekod navaja le starejše podatke in ne upošteva novejših, ki bi bili avtorju brez težav dostopni. Tako npr. ne navaja pravih podatkov o globini zajetij termalnih vod v dolomitnih vodonosnikih pri nas, ki jih ima povsem neutemeljeno za kraške vodonosnike. Vsekakor bi želeli tudi izvedeti, kje je v teh kameninah našel mineralno vodo (35. stran). Napačni so tudi podatki o številu vrulj, ki jih je v resnici mnogo več, kot jih navaja na 49. strani. Podobno velja za možnost zajetij brojnic in slanih obmorskih izvirov, pri katerih nikakor ne moremo trditi, »da boljšega načina, kot je ta, ki je še vedno slab in ima zelo omejeno uporabo« (tj. tisti, ki so ga uporabljali Feničani) »niso našli vse do danes« (50. stran). Vsaj zajetje Brojnice pri Trstu leta 1901 (po Boeganu, 1906: *Le sorgenti d'Aurisina*) bi lahko navedel, če že ni mogel upoštevati s polkrožno pregrado zajetega izvira Ayios Georgios pri Kiveriju na Peloponezu. Netočni so nadalje podatki o številu in rezultatih meritev pulzirajočih izvirov (zaganjalk) na Madžarskem, ki naj bi po avtorjevem zmotnem mnenju imeli celo zvezo z mikroseizmičnim nihanjem zemeljske skorje (52. stran). Netočno citira avtor tudi literaturo; bralec, ki bi želel na podlagi citatov poiskati v originalni literaturi podrobnejše informacije, bo zato pogosto v zadregi. Tako navaja na 16. strani dve deli geologa G. Stacheja iz leta 1958. Tudi v seznamu literature navaja pri obeh delih to letnico. V resnici je razprava o neogenu na Dolenjskem izšla leta 1858, razprava o eocenu na Notranjskem in v Istri pa v treh delih leta 1859, 1864 in 1867.

Raziskovanje krasa je zelo kompleksno področje. Ni ga strokovnjaka, ki bi ga obvladal v celoti. Zato zahteva obsežnejše delo o krasu sodelovanje več avtorjev, od katerih mora biti vsak strokovnjak na svojem področju. Avtor je bil očitvidno nekoliko preveč samozavesten, ko je mislil, da lahko tako obsežno in po vsebini pestro delo opravi sam. Tekst so sicer v celoti ali posamezne njegove dele pregledali nekateri naši znani geografi in geologi. Kljub temu je v njem ostala vrsta napak in netočnih podatkov. Navedli smo samo nekatere, ki smo jih našli že pri prelistavanju knjige. Zaradi njih knjiga ne bo mogla zavzeti tako vidnega mesta v naši strokovni literaturi, kot bi ga lahko pri bolj kritični obravnavi snovi.

D. Kuščer

Sodelavcem geologije

Vsebina in obseg dela

GEOLOGIJA objavlja originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved ter poročila o geoloških raziskovanjih, kongresih, posvetovanjih in publikacijah. Tekst naj ne bo daljši od 50 tipkanih strani ali 84.000 znakov. V to število nista všteta povzetek v tujem jeziku in literatura.

Prosimo vse sodelavce GEOLOGIJE, da skrbno izbirajo vsebino svojih člankov, posvete ustrezno pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Priprava rokopisa

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnimi presledki in s 3 cm širokim levim robom. Pri 28 vrsticah na vsaki strani in 60 tiskovnih znakih v vsaki vrsti dá 50 strani 84.000 tiskovnih znakov. Pri pregledu svojih rokopisov naj avtorji zlasti pazijo na pravilno pisanje znanstvenih in lastnih imen, znakov, formul in podobno. Osebna imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobičajnih okrajšav in nejasnih popravkov.

Članki morejo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu vsaj ene petine članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti izvleček v obsegu 700 do 1000 tiskovnih znakov v enem od svetovnih jezikov.

Če želi avtor drugačne pogoje glede obsega in povzetka svojega članka, je to možno v sporazumu z uredništvom.

Navajanje literature

Literaturo navajajte po abecednem redu avtorjev in kronološko na naslednji način: priimek avtorja, začetna črka avtorjevega imena, letnica, naslov dela (pri periodičnih izdajah tudi naslov revije in zaporedna številka zvezka), založba in kraj, kjer je delo izšlo. V literaturo vključujte samo uporabljena dela, bibliografijo pa le v izjemnih primerih glede na vsebino in pomen razprave. V citatih med tekstom navedite ime avtorja in letnico, ko je delo izšlo, po potrebi tudi stran.

Ilustracije

Karte, profili, skice, diagrami in druge podobne slike morajo biti narisani na prosojnem matričnem papirju. Za fotografske, mikrofotografske in rentgenske slike je

treba predložiti visokokontrastne originale na gladkem, svetlem papirju. Izjemoma imajo avtorji možnost objaviti tudi barvne slike. Na vsaki sliki mora biti ime avtorja in zaporedna številka slike. V glavnem naj bo slika pojasnilo teksta, zato mora biti med tekstom na ustreznem mestu navedena zaporedna številka slike. Napisi in legende k slikam naj bodo kratki, posebno še, ker morajo biti dvojezični.

Pri dosedanjih izdajah naše revije se je pokazalo, da avtorji pri slikah ne upoštevajo formata knjige, kar povzroča mnogo dodatnega dela pri urejevanju in tisku. Pri vseh slikah med tekstom upoštevajte, da je zrcalo revije $12,6 \times 19,2$ cm. V primeru, da je potrebna večja slika, naj njena širina po možnosti ne preseže 40 cm, višina pa naj ne bo večja kot 18 cm. Risba naj bo večja kot slika, ki bo po njej izdelana; razmerje naj bo 2 : 1. Pri tem je treba paziti na debelino črt ter na velikost številčk, črk in drugih znakov na risbi, da bosta njihova debelina in velikost tudi po zmanjšanju ustrezala; črke in številke na tiskani sliki morajo biti visoke najmanj 1 mm.

Celoten rokopis, vključno risbe, fotografije, izvleček in povzetek v tujem jeziku mora pripraviti vsak avtor sam. Če kdo želi, da mu risbe in druge priloge ter prevode poskrbi Geološki zavod, je to možno, vendar na račun avtorskega honorarja.

Rok za predložitev rokopisov

V 18. knjigi GEOLOGIJE, letnik 1975 bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca aprila 1975.

Korekture

Uredništvo bo pošiljalo krtačne odtise stavkov v korekturo avtorjem. Pri korekturah popravljajte samo tiskovne napake. Dopolnila so možna le na stroške avtorjev. Sodelavcem, ki živijo zunaj Ljubljane, bomo krtačne odtise pošiljali po dogovoru; njihove popravke bomo upoštevali le v primeru, da korekture vrnejo v dogovorjenem roku.

Posebni odtisi

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvode pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.

Avtorski honorar

Uredništvo bo obračunalo avtorske honorarje na podlagi odtisov lomljenega stavka, Geološki zavod pa jih bo izplačal najpozneje ob izidu publikacije. Prosimo, da vsak avtor svojemu rokopisu priloži naslov svojega bivališča in številko žiro računa.

