

YU ISSN 0016-7789

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1977

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

20. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETO 1977	20. KNJIGA	Str. 1 do 320	LJUBLJANA
-----------	-----------	------------	---------------	-----------

GEOLOGIJA

Razprave in poročila

Izhaja enkrat na leto

Issued in one volume per year

Ustanovitelj revije

The journal founded by

GEOLOŠKI ZAVOD, LJUBLJANA

Izdajatelj

Published by

GEOLOŠKI ZAVOD, INŠTITUT ZA GEOLOGIJO,
SLOVENSKO GEOLOŠKO DRUŠTVO

Tiskovni svet

Printing council

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

Slavko Papler, direktor Geološkega zavoda v Ljubljani

Franc Cimerman, viš. kustos Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani

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

Ivan Mlakar, vodja geološkega oddelka Rudnika živega srebra Idrija

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

Stefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu v Ljubljani

Gabrijel Simečič, prof. gimnazije v p.

Uredniški odbor

Editorial board

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

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

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

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

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

Dr. Ljubo Žitnik, višji svetovalec za hidrogeologijo

In Inženirsko geologijo pri TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Geološkega zavoda v Ljubljani

Stefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu v Ljubljani

Glavni in odgovorni urednik

Editor

Stefan Kolenko, Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Tisk in vezava

Printed by

Tiskarna LJUDSKE PRAVICE, Ljubljana, Kopitarjeva 2

Letnik 1977 GEOLOGIJE sta sofinancirala

Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

VSEBINA — CONTENTS

Paleontologija in stratigrafija — Paleontology and Stratigraphy

<i>Pleničar, M.</i>	
Rudisti v krednih skladih Slovenije	5
Rudists from the Cretaceous Beds of Slovenia	25
<i>Paršič, J.</i>	
Nanoplankton v zgornjekrednih in paleocenskih plasteh na Gorškem	33
Nannoplankton from the Upper Cretaceous and Paleocene Beds in the Gorizia Region	58

Sedimentologija — Sedimentology

<i>Čar, J. in Čadež, F.</i>	
Klastični vložki v srednjetriadnem dolomitu na Idrijskem	85
Middle Triassic Dolomite Intercalated with Clastic Sedimentary Rocks in Idria Region	85

Petrologija — Petrology

<i>Hinterlechner-Rarnik, A. and Moine, B.</i>	
Geochemical Characteristics of the Metamorphic Rocks of the Pohorje Mountains	107

Tektonika — Tectonics

<i>Placer, L. in Čar, J.</i>	
Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja	141
The Middle Triassic Structure of the Idria Region	183
<i>Premru, U., Ogorelec, B. in Sribar, I.</i>	
O geološki zgradbi Dolenjske	167
On the Geological Structure of the Lower Carniola	190

Regionalna geologija — Regional Geology

<i>Miač, P.</i>	
Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico	193
Geologic Structure of the Drava Valley between Dravograd and Selnica	226
<i>Dozet, S.</i>	
Triadne plasti na listu Delnice	231
The Triassic Beds on the Delnice Sheet	231

Nastanek rudišč — Origin of Ore Deposits

Hamra, M.

The Adola Goldfield, Ethiopia	247
---	-----

Industrijski minerali in kamnine — Industrial Minerals and Rocks

Škerlj, J.

Murski prod kot naravni vir industrijskega kremenca	283
---	-----

The Mura Gravel Deposit as a Natural Resource of Industrial Quartz	283
--	-----

Čadež, F.

Sadra in anhidrit na Idrijskem	289
--	-----

Gypsum and Anhydrite Occurrences in Idria Region	289
--	-----

Nove knjige

Book Reviews

Brinkmanns Abriss der Geologie — Zweiter Band: Historische Geologie, 10./11. Auflage, neubearbeitet von Prof. Dr. Karel Krömmelbein	303
R. Blaschke, G. Dittmann, P. Neumann-Mahlkau, I. Vowinkel: Interpretation geologischer Karten	304
Günter Strübel: Mineralogie	305
Hansgörg Pape: Leitfaden zur Bestimmung von Erzen und mineralischen Rohstoffen	307
Sydney P. Clark Jr.: Die Struktur der Erde	308
J. E. Guest and R. Greeley: Geology on the Moon	310
Katica Drobne, 1977: Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie	311
Ulrich Lehmann: Paläontologisches Wörterbuch	313
Hans Murawski: Geologisches Wörterbuch	315

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Leto 1977 • 20. knjiga • Volume 20

GEOLOGIJA 20, 5—81 (1977), Ljubljana

UDK 56(116.3):564.175

Rudisti v krednih skladih Slovenije

Mario Pleničar

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

Iz skupne radiolitov je avtor opisal eno vrsto roda *Biradiolites* in tri vrste iz rodu *Pseudopolyconites*, iz kaprinidne skupine pa rod *Sabinia* z dvema vrstama. Vsi primerki so bili najdeni verjetno že pred prvo svetovno vojno na Nanosu in so shranjeni v Prirodoslovnem muzeju v Ljubljani. Od radiolitov je posebno zanimiv rod *Pseudopolyconites*, ki je bil sedaj določen tudi na slovenskem ozemlju. Pred tem so ga poznali samo v nahajališčih vzhodnega dela Balkanskega polotoka in v Severni Italiji (Monteago). Primerki rodu *Sabinia* prevladujejo v fosilni zbirki. S temi določitvami je avtor ugotovil, da pripada rudistna favna z Nanosa, ki jo hrani Prirodoslovni muzej v Ljubljani, moastrichtu in jo je mogoče primerjati z nekaterimi nahajališči v Srbiji.

Vsebina

Uvod	5
Opis favne	8
Familia Radiolitidae	8
Genus <i>Biradiolites</i>	8
Genus <i>Pseudopolyconites</i>	9
Familia Caprinidae	12
Genus <i>Sabinia</i>	12
Sklep	15
Rudists from the Cretaceous Beds of Slovenia	25
Literatura	30

Uvod

V razpravi Hipuriti Nanosa in Tržaško-komenske planote (M. Pleničar, 1975) sem omenil, da mi je številne primerke hipuritov z območja Nanosa dal na voljo za paleontološko obdelavo višji kustos Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani Franci Cimerman. Med temi primerki pa je bilo tudi nekaj radiolitov in kaprinid, ki sem jih shranil za posebno razpravo. Pokazalo se je, da bi mogli nekateri primerki radiolitov z Nanosa pripadati zanimivemu rodu *Pseudopolyconites*, o katerem so B. Milanović, A. Grubić in M. Sladić-Trifunovićeva napisali več razprav v letih 1935 do 1971.

Primerki v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani so bili očitno zbrani konec preteklega ali v začetku sedanjega stoletja, torej pred približno 70 leti. V razpravah F. Kossmata iz tistih let so z območja Nanosa omenjeni tudi radioliti, ki jih je sam Kossmat našel v grušču med Razdrtim in Podnansom (Št. Vidom). Od zbranih vzorcev je določil naslednje rudiste: *Sphaerulites angoides* Lapeirouse, *Biradiolites cornupastoris* d'Orbigny in *Apricardia* sp. (F. Kossmat, 1905). Z istega območja in verjetno tudi v grušču je nabiral fosile že G. Stache ter določil vrste: *Hippurites sulcatus* DeFrance, *Radiolites acuticostatus* d'Orbigny, *R. mammillaris* Matheron in *Sauvagesia* sp. d'Orbigny (G. Stache, 1889).

Rod *Pseudopolyconites* tedaj še ni bil znan. Primerke tega rodu so verjetno šteli k rodu *Sphaerulites*.

B. Milovanović (1935) je rod *Pseudopolyconites* določil na podlagi primerkov iz severne Srbije. Ta rod je značilen za mastricht. Utemeljitelj novega rodu je poudaril dve njegovi značilnosti. Prva je dolg ligamentni stebriček s tankim dolgim pecljem in široko glavo, ki je pogosto razvejana, včasih pa oglata, kljukasta ali uvalna. Druga značilnost je ovoj zunanje lupine, ki sestoji iz dolgih cev. Za ta ovoj iz cev je Milovanović prvotno domneval, da predstavlja ostanke serpul, ki so živele kot zajedalci, ali pa v simbiozi z radiolitom. Pozneje je ugotovil, da te cevke niso serpule, temveč so sestavni del lupine radiolita. Seveda so zbiralci fosilov ta cevasti ovoj navadno odbijali z lupin, da bi tako dobili »čisto« površje lupine.

Spremljevalna favna rodu *Pseudopolyconites* so v Srbiji *Pironea polystyla* slavonsica (Hilber) Kühn, *Yvoniella maestrichtiensis* Milovanović, *Soufia reticulata* Boehm, razne vrste rodu *Lapeirouseia*, rod *Sabinia* in razni hipuriti, od katerih je pomembna vrsta *Hippurites ultimus* Milovanović. Pozneje se je izkazala za značilno tudi vrsta *Hippurites braciensis* Sladić-Trifunović.

B. Milovanović (1935 in 1957) je označil rod *Pseudopolyconites* kot izrazito aberanten rod. Prvotno je bil ta rod najden le na območju Srbije, kmalu pa so ga odkrili tudi drugod, npr. v Hasan Celebis v Mali Aziji (B. Milovanović in M. Sladić, 1957, str. 188, pripomba pod črto) in v Brezniškom v Bolgariji (A. Pamukčijev, 1965).

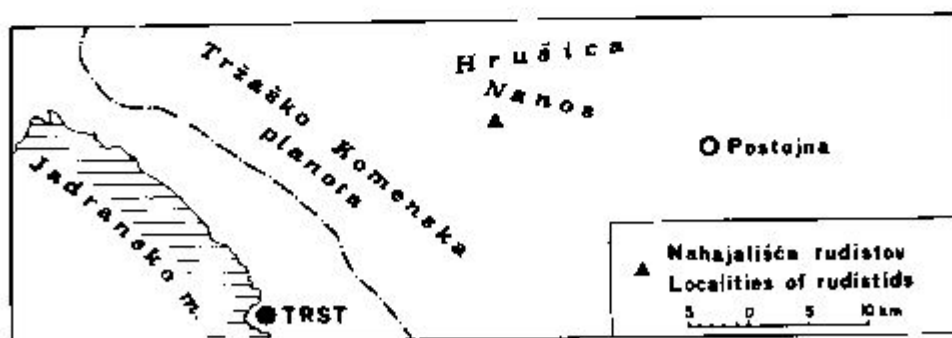
Plasti z rodovima *Pironea* in *Pseudopolyconites* sta B. Milovanović in A. Grubić (1966) pozneje imenovala »vrbovačke plasti« ali pa tudi »pironejško-pseudopolikonitski senon«. V že citirani razpravi iz leta 1966 sta B. Milovanović in A. Grubić navedla tudi druga tedaj znana nahajališča pseudopolikonitov v Dinaridih: Gučevo, Dragačevo, Brač, Hvar in širša okolica Titograda. V isti razpravi je omenjeno tudi severnoitalijansko nahajališče Maniago, kjer nastopajo pseudopolikoniti skupaj z vrsto *Pironea polystyla* slavonsica (Hilber) Kühn. Znano nahajališče rudistov pri Maniagu je raziskoval že F. Klinghardt leta 1921. Tudi ta paleontolog je zanemaril cevasti ovoj na lupini in prištel primerke, ki spadajo k rodu *Pseudopolyconites*, k raznim drugim rodovom. To napako je A. Grubić korigiral leta 1964 in našel tudi tam primerke rodu *Pseudopolyconites* (B. Milovanović in A. Grubić, 1971).

M. Sladić-Trifunovićeva je leta 1967 uvrstila v značilno spremljevalno favno »pironejško-pseudopolikonitskega senona« še vrsto *Hippurites bra-*

ciensis Sladić-Trifunović (M. Sladić-Trifunović, 1967). Rod *Pseudopolyconites* je omenil med zgornjesenonsko favno Hercegovine tudi T. Šlikovič (1971).

Na območju Slovenije rod *Pseudopolyconites* doslej ni bil znan. Le počasi smo spoznavali njegovo spremljevalno favno. Tako je omenil H. Wiontzek (1933) v dolini Soče najdeno vrsto *Pironea machaitschi* Wiontzek. Leta 1971 sem našel v Stranicaх pri Konjicah na Štajerskem v kredni krpi, ki so jo šteli v »gosavsko kredno« vrsti *Hippurites ultimus* Milovanović in *Hippurites braciensis* Sladić-Trifunović (M. Pleničar, 1971). Leta 1975 sem ugotovil, da se vrsta *Hippurites braciensis* dobi tudi na območju Nanosa (M. Pleničar, 1975). Omeniti moram, da so na območju Nanosa skladi tektonsko zelo premaknjeni in leže celo v inverznem zaporedju. Obstaja možnost, da so ob cesti Podnanos—Nanos, kjer je bila najdena večina krednih fosilov, različni horizonti v posrednem stiku zaradi močne nagubanosti; zato je tam težko plasti točno horizonzirati. Nahajališče ima samo tolikšno vrednost, da lahko v njem registriramo fosile, ki se pojavljajo na tem območju, teže pa jih razvrstimo po posameznih horizontih. Žal so tudi zbiralci fosilov na Nanosu napravili pri primerkih rodu *Pseudopolyconites* enako napako kot drugi paleontologi, ker so odbili vso lupino s cevkami. Tako so se nam ohranile le nepopolne lupine tega zanimivega rodu. Iskanje istih fosilov v novejšem času ni prineslo uspeha. Verjetno so fosile, ki jih hrani Prirodoslovni muzej v Ljubljani, našli ob priliki gradnje ceste na Nanos, ko so predrla kak rudistni greben in ga s cesto popolnoma uničili. Podobno uničenje rudistnega grebena smo doživeli v zadnjem času v Stranicaх pri Konjicah, vendar smo rešili vsaj del fosilnih ostankov. Zelo verjetno v zbirko Prirodoslovnega muzeja niso prišli vsi tedaj najdeni fosili; znaten del se je porazgubil pri privatnikih in morda po drugih muzejih in zbirkah takratne avstrijske monarhije. Ni izključeno, da bi našli nekaj tega materiala tudi na Dunaju. Seveda je možno, da so bili fosili nabrani tudi v grušču na pobočjih Nanosa, podobno kot sta jih nabirala tam že G. Stache in F. Kossmat.

Poleg radiolitov iz rodu *Pseudopolyconites* so bili najdeni na Nanosu tudi primerki rodu *Biradiolites* in kaprinid iz rodu *Sabinia*. Slednji celo prevladujejo v zbirki, vendar sem med njimi določil le dve vrsti (sl. 1).



Sl. 1. Nahajališča rudistov na Nanosu

Fig. 1. Localities of rudistids on the Nanos mountain

Skupno sem določil 16 primerkov, ki pripadajo naslednjim rodovom in vrstam:

- Biradiolites cf. leycheertensis* Toucas
- Biradiolites* sp.
- Pseudopolyconites laskarevi* Milovanović et Sladić
- P. cf. balcanicus* Milovanović et Sladić
- P. cf. ovalis* Milovanović
- Pseudopolyconites* sp.
- Sabinia serbica* Kühn et Pejović
- S. slovenica* n. sp.
- Sabinia* sp. div.

Opis favne

Classis LAMELLIBRANCHIATA

Ordo Rudistae Lamarck 1819

Familia Radiolitidae Gray 1868

Genus *Biradiolites* d'Orbigny 1847

Biradiolites cf. leycheertensis Toucas 1907

Tabla 1, sl. 1

1907 cf. *Biradiolites leycheertensis*; A. Toucas, str. 107, tab. 20, sl. 16, 16a, 17, 18, 19.

1970 cf. *B. leycheertensis*; J. Philip, tabla 3, sl. 3, 4, 5.

Fosilni material: Spodnja lupina iz zbirke rudistov z Nanosa v Prirodoslovnem muzeju v Ljubljani.

Opis: Spodnja lupina je visoka 10 cm, v prečnem prerezu je ovalna s premeri $5,5 \times 3,4$ cm. V prečnem prerezu je vidna lamelasta struktura lupine.

Škržna sifonalna brazda je ozka. V njej so lamele intenzivno nagubane proti bazalnemu delu lupine. Na obeh sosednjih grebenih so lamele nagubane proti komisurnemu delu lupine. Analna sifonalna brazda je širša od škržne. Tudi v njej so lamele nagubane proti bazalnemu delu lupine.

V prečnem prerezu lupine ni videti notranjih elementov, ker je lupina močno prekrystalizirana. Vidni sta dve položni vzboklini, ki nakazujeta analno in škržno gubo. Ligamentne gube ni videti.

Podobnosti in razlike: Lupina je podobna primerku, ki je upodobljen v delu A. Toucas iz leta 1907 na tabli 20, slika 18 in 18a. Nekaj sličnosti v zgradbi sifonalne cone in pri obliki prečnega prereza spodnje lupine najdemo tudi pri primerku, katerega sliko je podal v svoji doktorski disertaciji J. Philip leta 1970 na tabli 3, sl. 3 in 4. Slike v delu A. Toucas so nekoliko nejasne; zato ne moremo kaj več govoriti o eventualnih razlikah med primerki v njegovem delu in našim primerkom z Nanosa. Prav zaradi nejasnih slik in prekrystalizirane notranje zgradbe sem določil naš primerek le kot confer.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *Biradiolites leycheertensis* je značilna za senonske sklade, in sicer za santonsko in kampanško podstopnjo Francije. Sedaj smo to vrsto določili tudi na območju Nanosa. Po spremljevalni favni bi lahko sklepali, da se celo v maastricht.

Biradiolites sp.

Fosilni material: Zgornja lupina in delno ohranjena spodnja lupina z Nanosa v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani.

Opis: Ohranjena je majhna zgornja lupina s premerom 3 cm in višino 0,5 cm ter precej velika delno ohranjena spodnja lupina višine 14,2 cm. Na prečnem prerezu je ovalna s premeri $10 \times 7,4$ cm.

Na spodnji lupini opazujemo nagubane lamle, ki predstavljajo tudi sifonalni del. Lupina je slabo ohranjena; zato je težko oceniti, za katero od obeh sifonalnih gub gre. Tudi notranjost lupine je močno prekristalizirana in se na prečnem prerezu ne vidi nikakih notranjih elementov. Po obliki gub priraslih lamel na zunanji strani lupine sklepam, da gre za rod *Biradiolites*.

Genus *Pseudopolyconites* Milovanović 1935*Pseudopolyconites laskarevi* Milovanović et Sladić 1957

Tabla 1, sl. 2, tabla 2, sl. 1

1957 *P. laskarevi*; B. Milovanović, M. Sladić, str. 204–209, sl. 20, 21, tab. 6, sl. 8.

1971 *P. laskarevi*; M. Sladić-Trifunović, str. 193–208, tab. 1, sl. 1–3, tab. 2, sl. 1–4, tab. 3, sl. 1–3.

Fosilni material: V zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani je spodnja lupina.

Opis: Lupina je konično ovalna. Manjka ji zunanji ovoj iz cevk in tudi obe zunanji plasti, to je kortikalna in prizmatska plast. Ohranjena je le notranja porcelanska plast. Na podlagi notranje zgradbe, zlasti po obliki ligamentne gube in kardinalnega aparata, lahko trdimo, da gre za vrsto *Pseudopolyconites laskarevi* Milovanović-Sladić.

Prečni prerez spodnje lupine, napravljen 2 cm pod komisuro, je skoraj krožne oblike s premerom 7,2 cm. Na tem prerezu nista vidni analna in škružna brazda; na njuni legi sklepamo le po izbočenih delih preostalega dela porcelanskega sloja lupine.

Ligamentna guba ima na prečnem prerezu lupine raven zelo tanek pecelj, dolg 15 mm, in močno odebelelo asimetrično glavo. Ligamentna guba je z glavo vred dolga 19 mm. Oblika glave je podobna kot pri nekaterih primerkih iz Tijanjske reke v zahodni Srbiji, ki jih je obdelala M. Sladić-Trifunović (1971). Zlasti so podobni našemu primerku prerezi na tabl. 1, sl. 2 in na tabl. 2, sl. 2, 3 in 4. Glava ima obliko dvojne upanke z močno zavitim kljunom. Taka oblika ligamentne gube se močno loči od ligamentnih gub vseh doslej znanih radiolitov na območju Slovenije.

Akcesorni komori sta jasno vidni. Zobni alveoli za zobe zgornje lupine in glavni zob spodnje lupine ločijo akcesorni komori od prostora za bivanje (bivalne komore). Vidni sta tudi sprednja in zadnja mišična apoŕiza.

Podobnosti in razlike: Primerek je podoben nekaterim individuum iz Tijanjske reke v zahodni Srbiji. Nekaj sličnosti kaže tudi z vrsto *Pseudopolyconites timacensis*. Zlasti je pri obeh podobna lega kardinalnega aparata. Vendar se obe vrsti ločita po obliki glave ligamentne gube. Pri vrsti *P. laskarevi*

je ta asimetrična in ima na koncu zaviti kljukici v obliki opanke. Pri vrsti *P. timacensis* je glava ovalna in izrazito simetrična.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *P. laskarevi* je, podobno kot druge vrste rodu *Pseudopolyconites*, značilna za maastricht. Doslej so jo našli v vzhodni in zahodni Srbiji (B. Milovanović et M. Sladić-Trifunović, 1971). Sedaj smo jo določili z območja Nanosa.

Pseudopolyconites cf. *balkanicus* Milovanović et Sladić 1957

Tabla 2, sl. 2

1957 cf. *P. balkanicus*; B. Milovanović et M. Sladić, str. 216—219, sl. 18, 19, tab. 3, sl. 3.

Fosilni material: Kameno jedro zgornje lupine in dela spodnje lupine je shranjeno v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani. Primerek je bil najden na Nanosu.

Opis: Lupini nista ohranjeni, ampak le kameno jedro. Prečni prerez kamenega jedra spodnje lupine, napravljen 2 mm pod komisuro, je ovalen s premerom 5,3 cm v smeri LE in 6,2 cm prečno na to smer. Na prečnem prerezu se vidijo še ohranjeni sledovi kardinalnega aparata. Zelo dobro je vidna ligamentna guba, dolga približno 1 cm. Tanek pecelj se ob koncu razširi v razcepljeno glavo. Kraka glave sta neenako dolga, zato je glava asimetrična.

Čeprav imamo le kameno jedro, vendar lahko rečemo, da analna in škržna guba nista izrazito razviti.

Akcesorni komori sta sorazmerno majhni (znatno manjši kot pri prej opisani vrsti *P. laskarevi*). Tudi zobni alveoli sta majhni. Mišični apofizi sta slabše vidni, vendar sta tudi drobni. Precej velika je bivalna komora.

Zgornja lupina je koničasto izbočena s konico potisnjeno proti zadnjemu delu kardinalnega aparata. Višina zgornje lupine znaša 2,3 cm.

Podobnosti in razlike: Če gledamo prečni prerez kamenega jedra spodnje lupine, je ta precej podoben opisu vrste *P. balkanicus*, zlasti na priloženi sliki 19 v delu B. Milovanovića et M. Sladićeve (1957). Zaradi slabo ohranjenega jedra ustrezne primerjave niso možne.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *P. balkanicus* je značilna za maastricht. Doslej je bila najdena v vzhodni Srbiji. Sedaj smo jo določili še pri nas z območja Nanosa.

Pseudopolyconites cf. *ovalis* Milovanović 1935

Tabla 3, sl. 1, 2

1935 cf. *Pseudopolyconites ovalis*; B. Milovanović, str. 24—34, sl. 9, 10, 11, 12, 13 in 14.

Fosilni material: Kameno jedro spodnje lupine iz zbirke rudistov z Nanosa v Prirodoslovnem muzeju v Ljubljani.

Opis: Kameno jedro spodnje lupine je dolgo 14,5 cm. To je vitka, rahlo upognjena lupina. Na kamenem jedru se še vidijo ostanki prirastnih lamel. Na ovalnem prečnem prerezu te lupine, napravljenem približno 2 cm pod komisuro (tabla 3, sl. 2), vidimo ligamentno gubo z dokaj močnim pecljem in zelo široko nesimetrično ovalno glavo. Na prerezu 7 cm pod komisuro ima ligamentna guba

kratek in tenek pecelj, glavo pa v obliki majhne kljukice, ki leži poševno na pecelju. Ligamentno gubo obdaja še tanek ovoj notranje plasti lupine.

Aksesorni komori trikotne oblike sta simetrično razviti in se stikata pod ligamentno gubo. Zobni alveoli sta veliki in jasno vidni. Imata podolgovato usločeno obliko. Zelo se približujeta ligamentni gubi, kar je značilno za vrsto *P. ovalis* (glej B. Milovanović, 1935, str. 79). Zob spodnje lupine ni viden. Njegovo mesto je verjetno na spodnjem stikališču obeh alveol zob zgornje lupine. Tam je videti prazen trikotni prostor.

Mišični apofizi sta ob strani pod zobnimi alveolami. Njune konture so precej jasne. Prednja mišična apofiza je precej močnejša od zadnje.

Lupina ni v celoti ohranjena, temveč le njen notranji del. Zgradba analne gube ni vidna, ker je lupina prekrystalizirana. Prav medlo se vidi srednja lamelasta cev. Škržna guba ni razvita, ali pa je lupina na tem delu poškodovana.

Podobnosti in razlike: Naš primerek je še najbolj podoben vrsti *P. ovalis*, ki jo je upodobil B. Milovanović (1935). Od Milovanovićeve vrste se loči naš primerek po obliki ligamentne gube. Naš primerek ima le kratek precej debel pecelj v primeri z Milovanovičevim primerkom, ki ima dolg in tanek pecelj. Oblika ligamentne gube je skoraj bolj podobna tisti pri vrsti *P. serbicus* Milovanović 1935 (sl. 19), le da je pecelj pri našem primerku krajši tudi od pecelja pri vrsti *P. serbicus*. Lega in oblika zobnih alveol, kakor tudi mišičnih apofiz in aksesornih komor se precej ujemata z Milovanovičevim primerkom vrste *P. ovalis*.

Mnogo podobnosti ima naš primerek tudi s prerezi nekaterih vrst rodu *Sphaerulites*, zlasti z vrsto *S. foliaceus* Lamarck, *S. patera* Arnaud in *S. boreauxi* Toucas (A. Toucas, 1907, sl. 22, 26 in 28). Vendar imajo vse te vrste okrogle prečne prereze in drugačne oblike lupin. Njihove spodnje lupine so kratke in debele; školjke so zato v celoti okroglaste. Vitkih in ozkih lupin pri omenjenih vrstah rodu *Sphaerulites* ne poznamo.

Pseudopolyconites sp.

Tabla 4, sl. 1, 2

Fosilni material: Spodnja in zgornja lupina v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani. Nahajališče: Nanos.

Opis: Zaradi slabo ohranjene zunanje lupine (v glavnem je ohranjena tudi tukaj le porcelanska plast) nismo mogli točno določiti vrste. Verjetno gre za novo vrsto, katere značilnosti so izredno majhni aksesorni komori in droben kardinalni aparat. Da gre za rod *Pseudopolyconites*, sklepamo po ligamentni gubi, ki ima v raznih prerezi različne oblike: od ovalne simetrične glave na dolgem tenkem pecelju do kljukaste glave kot jo vidimo na nekaterih prerezi pri vrsti *Pseudopolyconites* laskarevi v razpravi B. Milovanoviča in M. Sladičeve iz leta 1937 (npr. na sl. 12) ali pri vrsti *Pseudopolyconites* deschaseuxi na sliki 15 v isti razpravi.

Zobni alveoli stojita simetrično na obeh straneh ligamentne gube.

Prerez lupine je izrazito ovalen s premerom 5,2 cm v smeri LE in 2,8 cm pravokotno na to smer. Na prečnem prerezu vidimo izrazito podolžno sekundarno brazdo, medtem ko sta gubi E in S le slabo razviti; šibki sta tudi njima ustrezni brazdi.

Zgornja lupina je skoraj ploščata, le rahlo izbočena. Spodnja lupina je koničasta. Ohranjena je v dolžini 8 cm. Domnevam, da je celotna dolžina školjke znašala okoli 10 cm.

Podobnosti in razlike: Po vseh opisanih znakih se naš primerek še najbolj približuje vrsti *Pseudopolyconites laskarevi*, kolikor ne gre za novo podvrsto ali celo vrsto.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek pripada rodu *Pseudopolyconites*, ki je značilen za maastricht Srbije, Hercegovine, Bolgarije, Romunije, Turčije, Severne Italije (Maniago) in sedaj je bil določen tudi z območja Nanosa.

Familia Caprinidae Fischer

Genus *Sabinia* Parona 1908

Sabinia serbica Kühn et Pejović 1959

Tabla 5, sl. 1, 2

1959 *Sabinia serbica*; O. Kühn et D. Pejović, str. 983—989, sl. 3, 4, tab. 3, sl. 4, 5, 6, tab. 4, sl. 7, 8.

Fosilni material: leva in desna lupina v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani z oznako nahajališča »Nanos«.

Opis: Zgornja lupina je vzbočena, visoka 1,5 cm, z ovalnim prečnim pre rezom 8 × 7 cm. Spodnja lupina je visoka 8 cm in se konično zožuje. Zunanja plast lupin ni ohranjena. Vidne so prirastne linije. Na prečnem prerezu zgornje lupine je vidna struktura dela lupine. V njej se menjavata prizmatska in lamelasta plast. Lepo je ohranjena notranja plast s kanali, ki so povečini okrogli, le v centralnem delu delno oglati. Razporejeni so radialno. V perifernem delu prehajajo v zelo ozke podolgovate kanale, ki so tudi radialno razporejeni in so podobni kot pri rodu *Colverzia*.

Ligamentna guba je dolga 10 mm. Na 1 mm debelcem peclju je trikotno razširjena glava, ki je srpasto ukrivljena. Lupina je na območju kardinalnega aparata močno prekrizalizirana; sledovi zob zato niso jasno vidni. Vidna pa je lega prostora za bivanje, obdanega z utrjevalnim obročem, kar je značilno za vrsto *Sabinia serbica* Kühn et Pejović. Ob obroču sta vidna prednji in zadnji mišični odtis.

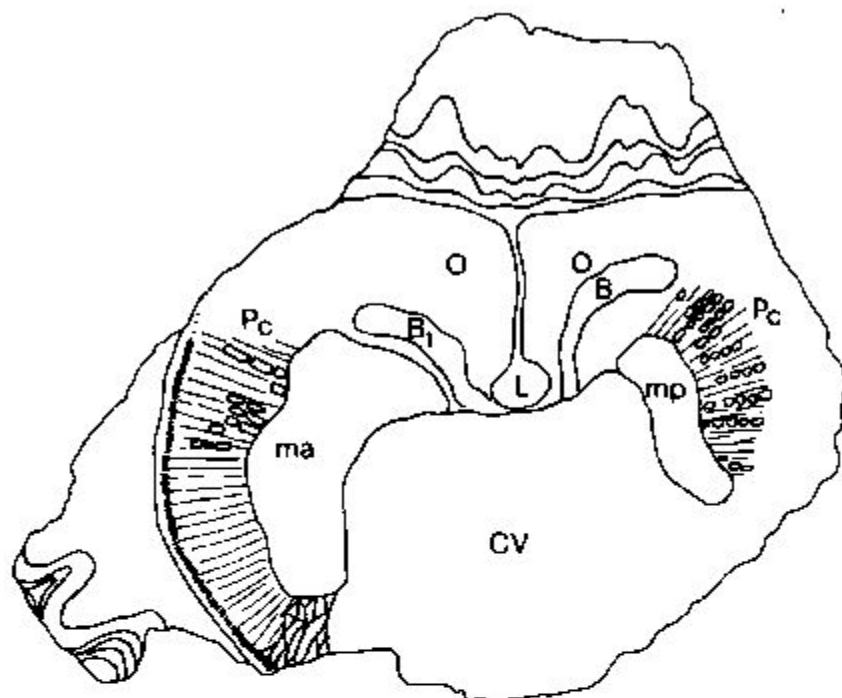
Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *Sabinia serbica* je značilna za santonske plasti zahodne Srbije (okolica Valjeva) (O. Kühn et D. Pejović, 1959, str. 986). Ker verjetno izvirajo naši vzorci iz istih plasti na Nanosu kot vrste iz rodu *Pseudopolyconites*, kar domnevamo po enaki vrsti apnenca, iz katerega so lupine, sklepamo, da sega ta vrsta rodu *Sabinia* v maastricht.

Sabinia slovenica n. sp.

Sl. 2 in tabla 6, sl. 1, 2

Derivatio nominis: *slovenica* po Sloveniji, kjer je bil primerek najden.

Holotypus: Zgornja in spodnja lupina, tab. 6, sl. 1, 2, inv. št. 1613 v paleontološki zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani.



Sl. 2. *Sabinia slovenica* n. sp. Prečni prerez čez zgornjo lupino. Naravna velikost (gl. tab. 6. sl. 2).

L = ligamentna guba, O = akcesorna komora, B₁ = prednji zob, B = zadnji zob, Pc = plast s kanali, ma = prednja mišična apofiza, mp = zadnja mišična apofiza, Cv = prostor za bivanje.

Fig. 2. *Sabinia slovenica* n. sp. Transverse section through the upper valve. Natural size (see Plate 6, Fig. 2).

L = ligamental ridge, O = accessory cavity, B₁ = anterior tooth, B = posterior tooth, Pc = layer with canals, ma = myophoria anterior, mp = myophoria posterior, Cv = mantle cavity.

Diagnosis: Zgornja lupina je vzbočena, spodnja pa koničasta, vendar je široka in se hitro zožuje. Školjka je torej zelo široka in nizka.

Zunanja plast lupine ima delno prizmatsko, delno lamelasto strukturo. V notranji plasti s kanali opazujemo drobne kanale, ki imajo pravokotne prečne prereze. Razporejeni so radialno. V perifernem delu lupine preidejo kanali s pravokotnimi prerezi v ozke in drobne kanale, razporejene radialno, podobno kot pri drugih vrstah iz rodu *Sabinia*.

Velike mišične apofize obkroža plast s kanali, ki imajo pravokoten prečni prerez. Ligamentna guba je izredno močno razvita. Na dolgem in tankem, rahlo proti sprednji strani zavitemu peclju je velika ovalna glava, skoraj popolnoma simetrična.

Akcesorni komori imata trikotno obliko. Ligamentna guba ju popolnoma loči. Prednji in zadnji zob ležita simetrično. V prečnem prerezu sta ta dva zoba

podolgovata in polkrožno usločena. Ligamentna guba sega skoraj do prostora za bivanje živali. Od njega jo loči le tanka plast.

Mišični apofizi sta veliki. Sprednja je znatno večja od zadnje. Prostor za bivanje je velik, pravokoten in sega v centralnem delu lupine do zunanje plasti lupine.

Fosilni material: Spodnja in zgornja lupina z *Nanosa* v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani.

Opis: Primerek z *Nanosa*, ki ima obe lupini, je visok skupno 9 cm. Od tega znaša višina zgornje lupine 1,5 cm, spodnje pa 7,5 cm. Zunanja plast lupine je ohranjena le na dveh mestih. Vidna je na prečnem prerezu zgornje lupine (tab. 6, sl. 2). Sestoji iz kortikalne zunanje plasti ter iz prizmatske in notranje prizmatske plasti. V prizmatski plasti opazujemo delno tudi lamelasto zgradbo. Lahko bi rekli, da gre za »mešano strukturo«, kot jo omenjata O. Kühn in D. Pejovičeva (1959, str. 986) pri vrsti *Sabinia serbica*. Lamelle so, kolikor jih vidimo, nagubane. Delno je zunanja lupina prekristalizirana in zato struktura tam ni vidna.

Notranja plast s kanali je zelo lepo ohranjena. Vidimo izrazito radialno razporejene kanale s pravokotnim prečnim prerezom, ki prehajajo v enako radialno razporejene periferne ozke in dolge kanale.

Notranjo zgradbo, to je kardinalni aparat in komore, smo opisali že pri diagnozi. Zoba spodnje lupine ni videti. Komore so zapolnjene z raznim drobirjem. Kardinalni aparat je delno prekristaliziran; zato tudi konture posameznih elementov niso povsem ostre, vendar so še razločne. Ligamentna guba je dolga 25 mm, od tega glava 4 mm in pecelj 21 mm. Debelina peclja znaša 1 mm. Pecelj izhaja iz notranje prizmatske plasti zunanjega sloja lupine. Na ventralnem delu, ki leži nasproti ligamentne gube, je lupina morda delno prekristalizirana, vendar kaže, da tam ni bila razvita plast s kanali.

Podobnosti in razlike: *Sabinia slovenica* n. sp. je podobna po obliki alveol, mišičnih apofiz in zgradbi zunanje lupine vrsti *Sabinia serbica* Kühn et Pejovič 1959. Po obliki in razvrstitvi kanalov in prostoru za bivanje ima mnogo podobnosti z vrsto *Hacobjanella armenica* Atabekjan 1976, ki je bila doslej najdena samo v Armeniji. Razlike pri kanalih med vrstama *S. slovenica* in *H. armenica* so v tem, da so kanali pri slovenski vrsti mnogo drobnejši, torej podobni po velikosti kanalom pri pravih sabinijah, in da prehajajo v perifernem delu lupine v ozke drobne podolgovate kanale, česar ne vidimo pri rodu *Hacobjanella*.

Ligamentna guba je pri vrsti *S. slovenica* povsem svojevrstna in ni podobna nobeni znani vrsti sabinij, niti ni podobna ligamentni gubi pri vrsti *H. armenica*.

Mišični apofizi imata pri vrsti *H. armenica* in naši vrsti *S. slovenica* skoraj enako lego in obliko.

Največja razlika med vrsto *H. armenica* in našo vrsto *S. slovenica* pa je v tem, da armenska vrsta sploh nima razvitih akcesornih komor, medtem ko sta pri naši vrsti ti komori dobro vidni na obeh straneh pecija ligamentne gube in imata trikotno obliko kot pri vrsti *S. serbica*.

Prostor za bivanje je pri vseh doslej znanih vrstah rodu *Sabinia* ovalen, medtem ko je pri vrsti *H. armenica* skoraj pravokoten, enako kot tudi pri naši vrsti *S. slovenica*.

Če pogledamo fotografijo vrste *H. armenica*, bi skoraj lahko rekli, da je temna ploskev, ki jo je A. A. Atabekjan označil kot rombično oblikovani glavni zob, v resnici glava ligamentne gube. Po obliki bi ta glava torej bila podobna kot pri vrsti *S. serbica*, vendar je precej večja. Glavni zob bi predstavljala morda svetla podolgovata lisa pod ligamentno gubo (v Atabekjanovem delu označena na risbah 2 in 3 med pIV in AII) (A. A. Atabekjan, 1976). Če bi tako interpretirali slike 1b in 1v na tablici 2 v Atabekjanovi razpravi, bi bili ligamentni gubi pri vrsti *H. armenica* in *S. slovenica* precej podobni, le z razliko, da je pri prvi glava rombična, pri drugi pa ovalna.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek vrste *Sabinia slovenica* n. sp. je bil zelo verjetno najden blizu primerkov rodu *Pseudopolyconites*; zato bi lahko sklepali, da pripada maastrichtu. Na priloženem listku je seveda le oznaka nahajališča: Nanos. Vrsta matične kamenine je enaka kot pri vseh drugih primerkih iz tega najdišča v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani. Sorodni vrsti, s katerima sem primerjal našo novo vrsto, to sta *S. serbica* in *H. armenica*, izvirata tudi iz senonskih plasti, in sicer srbška iz santona in armenska iz koniaka ali santona. Možno je, da segajo te vrste v mlajše-senonske plasti.

Sabinia sp. div.

Tabla 7, sl. 1a, 1b, 2a, 2b, tabla 8, sl. 1a, 1b, 2, 3

1906 *Sabinia* sp.; C. F. Parona, str. 303.

Fosilni material: 8 primerkov lupin (delno kamena jedra) z oznako nahajališča Nanos v zbirki Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani. Od vseh so ohranjene zgornje in spodnje lupine.

Opis: Od ohranjenih primerkov, ki so delno kamena jedra, so notranji deli močno prekrystalizirani. Pri vseh primerkih je v prečnem prerezu spodnje lupine vidna ligamentna guba, pri nekaterih tudi zobne alveole z značilnimi brazdami in grebenčki, kar je značilno za alveole pri rodu *Sabinia*. Na nekaterih primerkih je videti mišične apofize in obris prostora za bivanje. Zunanja plast ni nikjer ohranjena. Plast s kanali je skoraj pri vseh primerkih prekrystalizirana ali le malo ohranjena. Po nekaterih znakih sodeč gre povečini za vrsto *S. serbica*. Morda so med njimi tudi juvenilne oblike. Primerki na tablah 7 in 8 lepo kažejo obliko celotne školjke (spodnja in zgornja lupina) in pa obliko nekaterih elementov kardinalnega aparata.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vsi primerki so z Nanosa, verjetno iz maastrichtskih plasti.

Sklep

Višji kustos Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani Franci Cimerman mi je poleg večje zbirke hipuritov prepustil v obdelavo še zbirko 16 primerkov drugih rudistov, za kar se mu lepo zahvaljujem. V obeh zbirkah, ki ju hrani Prirodoslovni muzej v Ljubljani, so primerki iz neznanega nahajališča na Nanosu. Med njimi sem našel prav zanimive vrste.

Med hipuriti, ki sem jih določil že leta 1975 (M. Pleničar, 1975), sem našel tudi vrsto *Hippurites* (*Vaccinites*) *braciensis* Sladić-Trifunović, ki kaže, da

so na Nanosu razvite zgornjesenonske plasti (kampan in maastricht). Sedaj sem to ugotovitev podprl še z nekaterimi drugimi vrstami, zlasti z vrstami *Pseudopolyconites* cf. *balkanicus* Milovanović et Sladić, *P. laskarevi* Milovanović et Sladić, *P. cf. ovalis* Milovanović, *Biradiolites* cf. *leychertensis* Toucas in *Sabinia serbica* Kühn et Pejović. Določil sem tudi novo vrsto *Sabinia slovenica*, ki je delno podobna vrstama *Sabinia serbica* Kühn et Pejović iz Srbije in *Hacobjanella armenica* Atabekjan iz Armenije. Vse našete vrste izvirajo iz zgornjesenonskih skladov.

Iz povedanega sledi, da imamo nekje na Nanosu, verjetno na njegovem južnem pobočju, razvite kredne sklade kampansko-maastrichtske starosti, imenovane po B. Milovanoviću, A. Grubiću in M. Sladiću-Trifunoviću »vrbovačke plasti«. V teh plasteh nastopajo drugod v Jugoslaviji in v nekaterih sosednjih deželah tudi vrste rodu *Pironea*, zlasti vrsta *Pironea polystyla* slavonica (Hilber) Kühn. Zato omenjeni raziskovalci imenujejo ta horizont tudi »pironejsko-pseudopolikonitski horizont«.

Zastopnikov rodu *Pironea* na Nanosu še nismo našli, kakor tudi ne primarnega nahajališča fosilne favne iz kampana in maastrichta. Te najmlajše kredne plasti bi bilo zanimivo najti predvsem zaradi paleogeografskih študij krede in mezozojskih skladov sploh. Tako bi naša nahajališča lahko vključili v širši prostor — v primeru zgornje krede na primer med severnoitalijanska nahajališča ter slavonska, hercegovska in srbska nahajališča.

Razvoj »vrbovačkih plasti« se bistveno razlikuje od alpskih nahajališč tipa »gosavske krede«; to velja za starost skladov kakor tudi za bogastvo in posebnosti favne. Gosavska kreda je nekoliko starejša in ni več doživela bujnega razvoja rudistov »vrbovačkih plasti« (B. Milovanović et A. Grubić, 1971). Ker sem našel v »gosavski kredi« Stranice pri Slovenskih Konjicah južno od Pohorja tudi dve hipuritni vrsti, značilni za »vrbovačke plasti«: *Hippurites* (Vacc.) ultimus Milovanović in *Hippurites* (Vacc.) braciensis Sladić-Trifunović, sklepam, da tudi tam ne gre več za pravo gosavsko kredo (M. Pleničar, 1971). Tudi južno od Pohorja in na samem Pohorju bo treba ponovno pregledati izdanke krednih plasti, da bi morda našli še druge vrste, značilne za »vrbovačke plasti«.

Tabla 1 — Plate 1

- 1 *Biradiolites* cf. *leychertensis*
Toucas
spodnja lupina, sifonalni del —
lower valve, syphonal side
1 : 1
- 2 *Pseudopolyconites* *laskarevi*
Milovanović et Sladić
spodnja lupina — lower valve
1 : 1

Tabla 1 — Plate 1



Tabla 2 — Plate 2



1

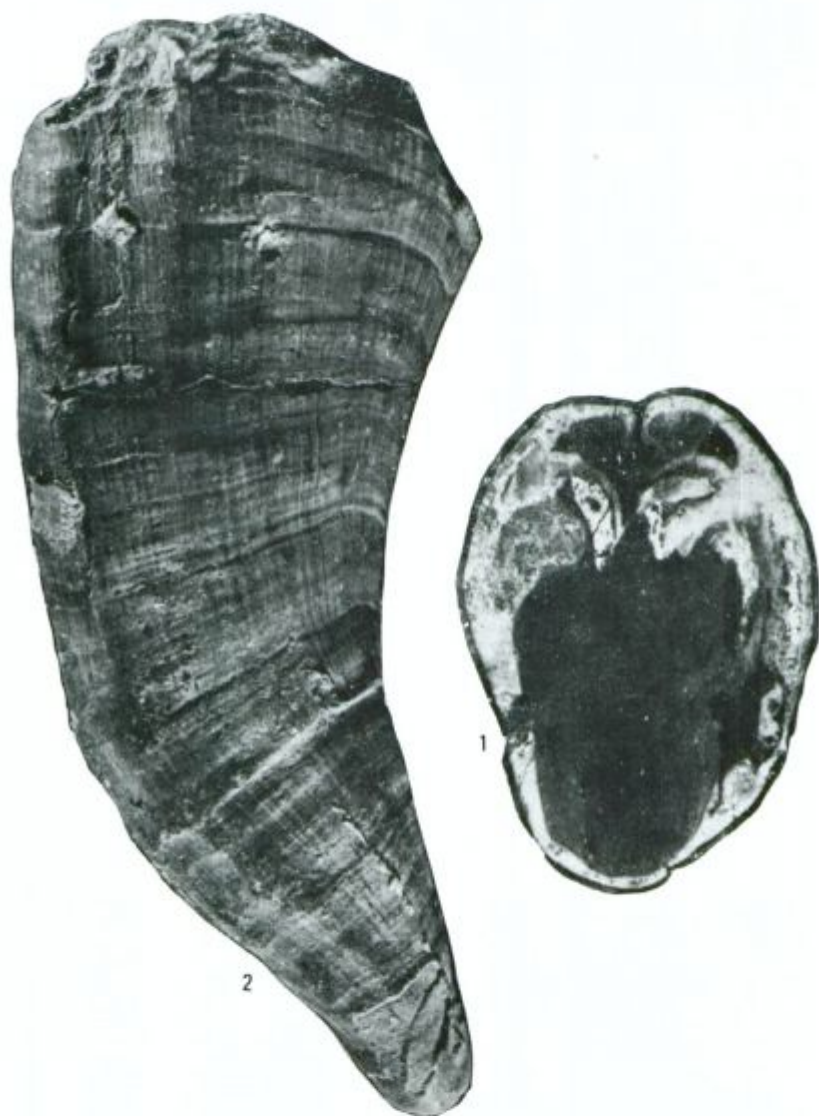


2

1 *Pseudopolyconites laskarevi*
Milovanović et Sladić
prečni prerez spodnje lupine —
transverse section through the
lower valve
1 : 1

2 *Pseudopolyconites cf. balcanicus*
Milovanović et Sladić
prečni prerez spodnje lupine —
transverse section through the
lower valve
1 : 1

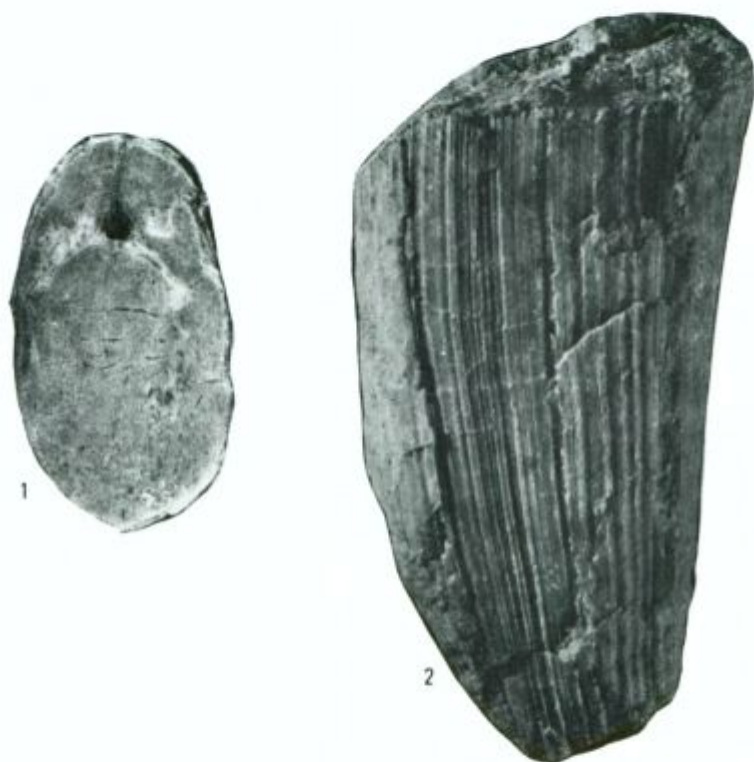
Tabla 3 — Plate 3



1 *Pseudopolyconites* cf. *ovalis* Milovanović
prečni prerez spodnje lupine — transverse section through the lower valve
1 : 1

2 *Pseudopolyconites* cf. *ovalis* Milovanović
spodnja lupina — lower valve
1 : 1

Tabla 4 — Plate 4



1 *Pseudopolyconites* sp.
prečni prerez spodnje lupine — transverse section through the lower valve
1 : 1
2 *Pseudopolyconites* sp.
spodnja lupina — lower valve
1 : 1



1 *Sabinia serbica* Kühn et Pejović
spodnja in zgornja lupina — lower and upper valve
1 : 1

2 *Sabinia serbica* Kühn et Pejović
prečni prerez spodnje lupine — transverse section through the lower valve
1 : 1

Tabla 6 — Plate 6



1 *Sabinia slovenica* n. sp.
spodnja in zgornja lupina — lower and upper valve
1 : 1

2 *Sabinia slovenica* n. sp.
prečni prerez spodnje lupine — transverse section through the lower valve
1 : 1

Tabla 7 — Plate 7



1 a, 2 a *Sabinia* sp.
spodnja in zgornja lupina dveh primerkov — lower and upper valve of two specimens
1 : 1

1 b, 2 b *Sabinia* sp.
prečna prereza spodnjih lupin istih primerkov — transverse sections through the lower valves of the same specimens
1 : 1

Tabla 8 — Plate 8



1a *Sabinia* sp.
spodnja in zgornja lupina — lower and upper valve
1 : 1

1 b Isti primerek — The same specimen
prerez spodnje lupine — transverse section through the lower valve
1 : 1

2, 3 *Sabinia* sp.
prečna prereza spodnjih lupin — transverse sections through the lower valves
1 : 1

Rudists from the Cretaceous Beds of Slovenia

Mario Pleničar

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

From the radiolitid group one species of the genus *Biradiolites*, three species of the genus *Pseudopolyconites* and two species of the genus *Sabinia* are described, one of them new: *Sabinia slovenica*. The samples were taken from the Maastrichtian beds of the Nanos Mount before the First World War. They are kept in the Natural History Museum of Ljubljana.

The genus *Pseudopolyconites* is considered to be particularly interesting as it was previously known from Serbia and Asia Minor in the east, as well as from Italy in the west of the Slovenian locality occupying an intermediary position. The most abundant forms determined belong, however, to the genus *Sabinia*.

Introduction

Numerous rudists found on the Nanos Mount are kept in the Paleontological Collection of the Natural History Museum of Ljubljana. Their hippuritid forms were already determined (M. Pleničar, 1975). The radiolitids and caprinids are in turn now. Some specimens from the Nanos area belong to the genus *Pseudopolyconites* identified by B. Milovanović (1935). It is known from the Maastrichtian beds of Vrbovac in Serbia (B. Milovanović, and A. Grubić, 1971). This genus is characterized by a long ligamental ridge with thin and long stem as well as a wide head of unusual hooked or oval form. A characteristic feature of the fossil shell is its cover consisting of tubes. B. Milovanović first took the tubes to be serpulid remnants, until he recognized its proper implication. It is noteworthy that lovers of fossils readily used to remove the tubular covering, so as to obtain clean surface of the shell. That is why the specimens, exposed in the museum, were kept waiting for their close determination so long.

The fauna accompanying the genus *Pseudopolyconites* in Serbia: *Pironea polystyla slavonica* (Hilber) Kühn, *Yvaniella maestrichtiensis* Milovanović, *Joufia reticulata* Boehm, genus *Sabinia*, *Hippurites* (Vacc.) *ultimus* Milovanović, and *Hippurites* (Vacc.) *braciensis* Sladić-Trifunović.

Later several species of the genus *Pseudopolyconites*, though associated with a different kind of fauna, were found also in Asia Minor (Hasan Celebia), Bulgaria (Prezniško), Yugoslavia (Hercegovina, islands of Brač and Hvar, the vic-

nity of Titograd) and at Maniago in northern Italy. In Slovenia, the genus *Pseudopolyconites* has now been identified for the first time, while the species of *Pironea machnitschi* Wiontzek, *Hippurites ultimus* Milovanović and *Hippurites braciensis* Sladić-Trifunović have been known previously. On Nanos, besides the genus *Pseudopolyconites*, the genera *Sabinia* and *Biradiolites* were identified, the former being more abundant (fig. 1).

Classis LAMELLIBRANCHIATA

Ordo Rudistae Lamarck 1819

Familia Radiolitidae Gray 1868

Genus *Biradiolites* d'Orbigny 1847

Biradiolites cf. *leychertensis* Toucas 1907

Plate 1, Fig. 1

1907 cf. *Biradiolites leychertensis*; A. Toucas, p. 107, Pl. 20, Figs. 16, 16a, 17, 18, 19.

1970 cf. *B. leychertensis*; J. Philip, Pl. 3, Figs. 3, 4, 5.

Fossil material: A lower valve from the Nanos Mount; Paleontological department of the Natural History Museum in Ljubljana.

Description: A lower valve 10 cm high, the transverse section oval with the diameters $5,5 \times 3,4$ cm. The valve has a lamellar structure. The siphonal band E is narrow. There are lamellae folded towards the basal part of the valve. On the adjoining ribs the lamellae are folded towards the commissure part of the valve. The siphonal band S is wider than the siphonal band E. There are lamellae, likewise folded towards the basal part of the valve.

On the transverse section of the valve there are no internal elements to be observed, as the shell is recrystallized. Two gently sloped convexities indicating the pillars E and S could be observed.

The *Biradiolites leychertensis* species is characteristic of the Santonian and Campanian of France.

Biradiolites sp.

Fossil material: An upper valve and a partly preserved lower valve from Nanos.

Description: The upper valve — the diameter is 3 cm, the height is 0,5 cm; the lower valve — the height is 14,2 cm, the transversal section oval with the diameters $10 \times 7,4$ cm. Only the siphonal zone is partly preserved. The internal elements are not visible.

Genus *Pseudopolyconites* Milovanović 1957

Pseudopolyconites taskarevi Milovanović et Sladić 1957

Plate 1, fig. 2, Plate 2, Fig. 1

1957 *P. taskarevi*; B. Milovanović, M. Sladić, p. 204—209, figs 20, 21, Plate 6, Fig. 6.

1971 *P. taskarevi*; M. Sladić-Trifunović, p. 193—208, Pl. 1, Figs. 1—3, Pl. 2, Figs. 1—4, Pl. 3, Figs. 1—3.

Fossil material: A lower valve from Nanos: the Natural History Museum Collection in Ljubljana.

Description: The valve is conical-oval. Both, the cover, and the two external layers of the shell are missing. The internal elements, visible on the transverse section of the lower valve, are preserved. The transverse section of the lower valve is round, the diameter being 7,2 cm. The bands E and S can be observed. The ligamental ridge L has a thin, straight stem, 15 cm in length, with a thick assymetrical head. Altogether, the ligamental ridge is 19 mm long. The head of the ridge L has a slipper-like shape, as with the specimens found at Tijanjska Reka in Serbia (Sladić-Trifunović, 1971). The accessory cavities are distinct enough. They are well separated from the mantle-shell cavity by the teeth sockets and by the tooth of the lower valve. Also the anterior and the posterior myophores can be seen. The *Pseudopolyconites laskarevi* species is characteristic of the Maastrichtian beds of Serbia.

Pseudopolyconites cf. balcanicus Milovanović et Sladić 1957

Plate 2, Fig. 2

1957 cf. *P. balcanicus*; B. Milovanović et M. Sladić, p. p. 216—219, Figs. 18, 19, Pl. 3, Fig. 3.

Fossil material: Fossil nucleus of an upper valve and of a partly preserved lower valve from the Nanos Mount.

Description: The transverse section of the lower valve was made 2 mm beneath the commissure. It is oval shaped, the diameters being 5,3 X X 6,2 cm. Traces of the cardinal apparatus can be observed. The ligamental ridge is 1 cm long. The stem widens into an assymetrical head split into two branches. The pillars E in S are not developed. The accessory cavities, the teeth sockets and the myophores are small, whereas the mantle-shell cavity is large.

The upper valve, distinct conical in shape, is 2,3 cm high, its top is bent towards the posterior part.

The *Pseudopolyconites balcanicus* species is characteristic of the Maastrichtian beds of eastern Serbia.

Pseudopolyconites cf. ovalis Milovanović 1935

Plate 3, Figs. 1, 2

1935 cf. *Pseudopolyconites ovalis*; B. Milovanović, p. p. 24—31, Figs. 9, 10, 11, 12, 13, 14.

Fossil material: A fossil nucleus of the lower valve from the Nanos Mount.

Description: A lower valve 14,5 cm high. The valve is slender and slightly twisted. Remnants of the adhering lamellae are conspicuous. Transverse section of the valve was made 2 cm beneath the commissure. The ligamental ridge has a short and wide stem and an oval assymetrical head. On a lower section the head is hook-like in shape. The ligamental ridge is enveloped by the interior layer of the shell.

The triangular accessory cavities joined under the ligamental ridge are asymmetrical. The teeth sockets lying close to the ligamental ridge are of an oblong shape. The tooth of the lower valve is not visible. The myophores under the teeth sockets are large. Only the anal pillar *S* is well marked.

The specimen from Nanos is in all elements similar to the *Pseudopolyconites ovalis* Milovanović species, unless the ligamental ridge, which resembles the *Pseudopolyconites serbicus* Kühn et Pejović species. It is similar in appearance to several species of the genus *Sphaerulites*, only the shape of the valve indicating that it belongs to a different genus.

Pseudopolyconites sp.

Plate 4, Figs. 1, 2

Fossil material: A lower and an upper valve from the Nanos Mount; Paleontological department of the Natural History Museum in Ljubljana.

Description: The valve is poorly preserved. The ligamental ridge is characteristic of the genus *Pseudopolyconites*. The accessory cavities and the cardinal platform are small. The teeth sockets are situated symmetrically on both sides of the ligamental ridge. The secondary band is distinct. The pillars *E* and *S* are weak. The upper valve is almost flat.

This specimen bears considerable resemblance to the species *Pseudopolyconites iaskarevi* Milovanović-Sladić.

Familia Caprinidae Fischer

Genus *Sabinia* Parona 1908

Sabinia serbica Kühn et Pejović 1959

Plate 5, Figs. 1, 2

1959 *Sabinia serbica*; O. Kühn et D. Pejović p.p. 983-989, Figs. 3, 4, Pl. 3, Figs. 4, 5, 6, Pl. 4, Figs. 7, 8.

Fossil material: A left and a right valve from the Nanos Mount; Paleontological department of the Natural History Museum in Ljubljana.

Description: An upper valve 1.5 cm high, with an oval transverse section, the diameters being 8×7 cm; a lower cone-shaped valve 8 cm high. In the structure of the shell the prismatic and the lamellar layer alternate. A layer with canals is preserved. In the central part the canals are rectangular, whereas in the external part they are oval in shape gradually changing into narrow elongate canals. They are arranged radially.

The ligamental ridge is 18 mm long. A thin stem widens into triangular head. The mantle-shell cavity is encircled by a fastening ring characteristic of the species *S. serbica* Kühn et Pejović.

The *S. serbica* species is characteristic of the Santonian beds of western Serbia.

Sabinia slovenica n. sp.

Fig. 2, and Plate 6, Figs. 1, 2

Derivatio nominis: slovenica — found in Slovenia.

Diagnosis: The upper valve is strongly convex, whereas the lower one is cone-shaped. In size and shape the shell is wide and low. The structure of the external layer is partly prismatic, partly lamellar. In the internal layer the canals have rectangular transverse sections, whereas in the external part they change into narrow, elongate canals. The canals are arranged radially. The ligamental ridge of great extent. At the end of thin and coiled stem there is a large oval asymmetrical head reaching almost to the mantle-shell cavity, with only a thin layer of shell between. The triangular accessory cavities are separated by the ligamental ridge. The teeth sockets are oblong and bent. The myophores are well developed, the anterior being still larger than the posterior one. The mantle-shell cavity is rectangular in shape and fairly wide.

Similarities and differences: By the shape of the teeth sockets and the myophores the *Sabinia slovenica* corresponds to the *Sabinia serbica* Kühn et Pejović. By the shape of the canals and that of the mantle-shell cavity it somewhat resembles the *Hacobjanella armenica* Atabekjan species, the canals of the *Sabinia slovenica* species, however, being finer than those of the latter. The ligamental ridge of the *S. slovenica* is rather unusual in shape. With the *Hacobjanella armenica* the accessory cavities are not developed.

Stratigraphical position: The specimens of the *Sabinia slovenica* were found together with the specimens of the genus *Pseudopolyconites* characteristic of the Maastrichtian beds.

Sabinia sp. div.

Plate 7, Figs. 1 a, 1 b, 2 a, Plate 8, Figs. 1 a, 1 b, 2, 3

1908 *Sabinia* sp., C. F. Parona, p. 303.

Fossil material: 6 examples of the upper and lower valves from the Nanos Mount.

Description: The valves are considerably recrystallized. For the most part the ligamental ridges are still visible, with some specimens even the teeth sockets, together with their bands and ribs characteristic of the genus *Sabinia*, can still be observed. The layer with the canals is for the most part recrystallized. The majority of the examples can probably be attributed to the *Sabinia serbica* species. There may occur also juvenile forms.

Stratigraphical position: All the examples belong to the Maastrichtian beds of Nanos.

Conclusion

Two Upper Cretaceous facies are discussed: the Gosau beds and the Vrbovac beds. The former appear to be restricted to the Alpine region, and the later to the Mediterranean belt. They are quite different in age, as results from their fossil contents. The Gosau beds are rich in Turonian, as well as in Lower and Middle Senonian rudistid forms. A corresponding Upper Senonian fauna is,

however, unknown from the Gosau facies. In the Upper Senonian time, on the contrary, favourable conditions set in for an exuberant development of rudists in the environment where the Vrbovac beds accumulated (B. Milovanović and A. Grubić, 1971). Recently an rudistid assemblage resembling that of the Vrbovac beds has been determined also from the Maastrichtian beds of the Nanos Mount in Western Slovenia adjacent Italy. Thereby an uninterrupted belt of the Vrbovac beds is supposed to extend from Northern Italy over Yugoslavia and Bulgaria to Asia Minor. Moreover, erosional remnants of these beds appear to occur also south of the Pohorje Mountains where so far two hippuritid species characteristic of the Vrbovac fauna were found: *Hippurites (Vaccinites) ultimus* and *Hippurites (Vaccinites) branciensis*. Years ago these beds had been considered to be of the Gosau facies (M. Plenićar, 1971).

Literatura

- Atabekjan, A. A. 1976, *Hacobjanella armenica* gen. et sp. nov. (Rudistae) iz konjak-santonjskih otloženij armjanskoi SSR. Izvestija Akademii nauk Armjanskoi SSR, nauki o zemle, 1, 29, 13—18, Taškent.
- Klinghardt, F. 1921, Die Rudisten. Teil I: Neue Rudistenfauna aus dem Maastrichtien von Maniago (Friaul) nebst stratigraphischen Anhang. Arch. f. Biontologie, 5, H. 1, Teil I, Berlin.
- Klinghardt, F. 1921, Die Rudisten. Teil IV. Atlas. Selbstverlag, Berlin.
- Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte Haidenschaft und Adelsberg. Wien.
- Kühn, O. et Pejović D. 1959, Zwei neue Rudisten aus Westserbien. Sitzungsber. Akad. Wiss., 1, 168, 10, 979—989, Wien.
- Milovanović, B. 1935, Novi rudisti Srbije. Glas Srpske akademije nauka, 166/82, 1—79, Beograd.
- Milovanović, B. 1936, Les nouveaux Rudistes de la Serbie. Bulletin de l'Acad. des sci. math. et nat., B, 3, 1—42, Beograd.
- Milovanović, B. 1937, Sur les excroissances tubulaires à la surface de la coquille du genre *Pseudopolyconites* Mil. Geol. anali Balk. pol., 14, 97—130, Beograd.
- Milovanović, B., Sladić, M. 1957, Nove vrste rudistnog roda *Pseudopolyconites*. Vesnik Zavoda za geološka i geotizička istraživanja N. R. Srbije, 13, 193—240, Beograd.
- Milovanović, B., Pejović, D., Sladić, M., Grubić, A. 1963, Le Crétacé supérieur à Rudistes de la Serbie Orientale. Résumés des Commun. VI Congr. Assoc. géol. Carpatto-Balkan, Warszawa-Krakow.
- Milovanović, B., Grubić, A. 1966, O nekim osobenostima senonskih rudistnih tvorevina u domenu mediteranske gornje krede Južne Evrope i Bliskog Istoka. Referati VI savetovanja, 1. dio: geologija, paleontologija, tektonika, inženjerska geologija, 423—438, Ohrid.
- Milovanović, B., Grubić, A. 1971, Le senonien supérieur à rudistes des Carpatides de la Serbie orientale (couches de Vrbovac). Glasnik Priir. muzeja, A, 25, 33—39, Beograd.
- Pamukčiev, A. 1965, Rudistna fauna ot mastrihta v Breznisko (II). Godišnik na Sof. Univ. tom. 58, knj. I, Geologija za 1963, 23—45, Sofija.
- Parona, C. F. 1908, Note sulla Fauna a rudiste della Pietra di Subiaco nella Valle dell' Arlene. Boll. Soc. geol. it., 27, Roma.
- Philip, J. 1970, Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Université d'Aix-Marseille, Thèse présentée à la Faculté des sciences de Marseille pour obtenir le grade de docteur des sciences naturelles, Marseille.

Pleničar, M. 1971, Hipuritna favna iz Stranice pri Konjicah. Razprave SAZU, 4. razr., 14, 241—264, Ljubljana.

Pleničar, M. 1975, Hipuriti Nanosa in Tržaško-komenske planote. Razprave SAZU, 4. razr., 18/4, 85—115, Ljubljana.

Sladić-Trifunović, M. 1967, *Hippurites bractensis* n. sp. i biostratigrafski značaj nekih senonskih hipurita, Geol. anali Balk. pol., 33, 139—155, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1971, *Pseudopolyconites laskarevi* Mil. Slad. iz zapadne Srbije (Dragačevo, Lisa), Glasnik Priir. muzeja, ser. A, knj. 26, 193—208, Beograd.

Slišković, T. 1971, Biostratigrafske karakteristike mlađeg senona u jugozapadnoj Hercegovini, Glasnik Zemaljskog muzeja, 10, 19—18, Sarajevo.

Stache, G. 1889, Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte, Abh. Geol. R. A., 1—170, Wien.

Temkova, V. 1962, Prilog za poznavanje na senonskite sloevi vo okolinata na s. Banjica T. Velesko. Trudovi na Geol. zavod na NR Makedonija, 9, 105—119, Skopje.

Toucas, A. 1907, Études sur la Classification et l'évolution des Radiolitidés. Mém. Soc. géol. F., Paléontologie, 14, Paris.

Wiontzeck, H. 1933, Rudisten aus der oberen Kreide des mittleren Isonzogebietes, Palaeontographica, 80, 1—40, Stuttgart.

UDK 561.258:551.763 + 551.781 (497.12) = 863

Nanoplankton v zgornjekrednih in paleocenskih plasteh na Goriškem

Jernej Pavšič

Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Aškerčeva 13

Avtor je preiskal nanoplankton v dveh profilih laporastega apnenca, ki leži med zgornjekrednim rudistnim apnencem in eocenskim ilišem. Prvi profil ustreza originalnemu podsabotinskemu profilu pri Novem mestu v Goriških Brdih, drugi pa se razteza ob severnem robu Vipavske doline. Na podlagi foraminifer je bilo določeno že prej, da gre za plasti zgornje krede in paleocena. To starost je potrdila sedaj tudi primerjava foraminifernih biocon s planktonskimi. Razlikovati je bilo mogoče dve zgornjekredni nanoplanktonski bioconi in pet paleocenskih. V paleocenski bioconi *Fasciculithus tympaniformis* je avtor določil med drugim tudi novo vrsto *Fasciculithus merleti*.

Uvod

Nanoplankton je že dobro desetletje v središču pozornosti mikropaleontologov in stratigrafov, ki se zanimajo za nadrobno stratigrafijo mlajšega mezozoika in terciarja. Skupina fosilnih planktonskih alg je kot starostni indikator posebno dobrodošla pri dragih globinskih vrtanjih, kjer so stratigrafski rezultati odvisni le od jedra. Nanoplankton najdemo v vseh morskih karbonatnih kameninah, vendar so za prepariranje primerni predvsem mehkejši vzorci. Zaradi hitre priprave vzorcev lahko pridemo kmalu do zanesljivih stratigrafskih rezultatov.

Paleontologi so v podsabotinskih plasteh širše okolice Gorice preučevali le planktonske foraminifere v zbruskih ali izolirane. Njihove raziskave pa niso dale zadovoljivega rezultata o starosti plasti. Zato smo leta 1976 začeli iskati v njih tudi nanoplankton. Že prvi poskusi so mnogo obetali, čeprav slabo ohranjena, vendar bogata nanoflora je omogočila, da smo postavili biocone in jih primerjali z bioconami planktonskih foraminifer.

Posebno zahvalo sem dolžan mentorju prof. dr. Antonu Ramovšu, ki je z zanimanjem spremljal moje delo in mi dajal mnoge koristne napotke. Nadalje se zahvaljujem prof. dr. Rajku Pavlovcu za pregled rokopisa. Zahvaljujem se tudi kolegom, ki so mi kakorkoli pomagali pri izdelavi naloge in tehničnemu sodelavcu Marjanu Grmu za izdelavo fotografij in slik.

Pri prepariranju nanoplanktona smo uporabljali ultrazvočno napravo Inštituta za tekstilno tehnologijo ljubljanske univerze. Za razumevanje se zahvaljujem asistentu ing. Viliju Bukovšku. Fotografirali smo pod scanning elektronskim mikroskopom na Inštitutu za biologijo ljubljanske univerze. Operaterki Olgi Urbančevi se zahvaljujem za vso prizadevnost in potrpežljivost.

Finančno je podprla delo Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo.

Ohranjenost nanoplanktona

V podsabotinskih plasteh je nanoplankton sorazmerno slabo ohranjen. Skeleti so nepopolni ali pa so značilni znaki zabrisani. Ohranjenost materiala se da oceniti pod elektronskim mikroskopom. Pri ocenjevanju ločimo raztapljanje in preraščanje kokolitovih elementov. Oba pojava navadno nastopata skupaj pri višji diagenezi. To so eksperimentalno dokazali C. G. Adelseck in drugi (1973). Stopnja preraščanja se veča z globino sedimenta (A. Matter in drugi, 1975). Po D. Bukryu (1971) je raztapljanje in preraščanje odvisno od optične osi kristala. Raztapljanju so bolj podvrženi manjši kristali, ki zapolnjujejo centralno polje ali grade centralne elemente, medtem ko se večji kristali povečini preraščajo.

V naših vzorcih smo opazovali oba primera spremenjenih oblik kokolitov. Pri bolj odpornih primerkih, kot je npr. *Watznaueria barnesae*, ne opazimo večjih sprememb strukture. Pri občutljivejših vrstah pa je raztopljen zunanji obroč. Vrsta *Prediscosphaera cretacea* (tab. 10, sl. 4) ima močno raztopljena zunanja obročja, ki sta se ohranila le fragmentarno. Pri vrsti *Cribrosphaera ehrenbergi* se kristali preraščajo. Pri vseh primerkih se bolj ali manj preraščajo predvsem elementi zunanjšega obroča, medtem ko je centralni del navadno manj spremenjen. Primerek na sl. 1 (tabla 10) pa kaže močno preraščanje zunanjšega obroča in centralnega dela.

Sistematika nanoplanktona

Zaenkrat se posamezne taksonomske enote še ne vrednotijo enotno. Zato sem priredil sistem delno po H. Manivit (1971), delno po K. Perch-Nielsen (1971).

Razred: COCCOLITHOPHICEAE Rothmaler 1951

Družina: *Zygodiscaceae* Hay et Mohler 1976

Zygodiscus Bramlette et Sullivan 1961

Glaukolithus Reinhardt 1964

Staurolithites Ceratini 1963

Tranolithus Stover 1966

Neococcolithes Sujkowsky 1931

Zygrabolithus Deflandre 1959

Heliorthus Brönnimann et Stradner 1960

Družina: *Eiffellithaceae* Reinhardt 1965

Eiffellithus Reinhardt 1965

Chiastorygus Gartner 1968

- Družina: *Podorhabdaceae* Noël 1965
Cretarhabdus Bramlette et Martini 1964
Prediscosphaera Vekshina 1959
Cribrosphaera Arkhangelsky 1912
- Družina: *Arkhangelskiellaceae* Bukry 1969
Arkhangelskiella Vekshina 1959
Broinsonia Bukry 1969
Kamptnerius Deflandre 1959
- Družina: *Coccolithaceae* Kamptner 1928
Biscutum Black 1959
Watznaueria Reinhardt 1964
Markalius Bramlette et Martini 1964
Chiasmolithus Hay et Mohler 1967
Cruciplacolithus Hay et Mohler 1967
Coccolithus Schwarz 1894
- Družina: *Prinsiaceae* Hay et Mohler 1967
Ericsonia Black 1964
Prinsius Hay et Mohler 1967
Toweius Hay et Mohler 1967
- Družina: *Syracosphaeraceae* Lemmermann 1908
Ellipsolithus Sullivan 1964
- Družina: *Thoracosphaeraceae* Deflandre 1952
Thoracosphaera Kamptner 1927
- Družina: *Braarudosphaeraceae* Deflandre 1947
Braarudosphaera Deflandre 1947
- Družina: *Discoasteraceae* Vekshina 1959
Discoaster Tan 1927
- Družina: *Fasciculithaceae* Hay et Mohler 1967
Fasciculithus Bramlette et Sullivan 1961
- Družina: *Heliolithaceae* Hay et Mohler 1967
Heliolithus Bramlette et Sullivan 1961
- Družina: *Pontosphaeraceae* Lemmermann 1908
Pontosphaera Lohmann 1902
- Družina: *Microrhabdulaceae* Deflandre 1963
Microrhabdulus Deflandre 1963
Incertae sedis
Tetralithus Gardet 1955
Lucionorhabdus Deflandre 1959

Opis vrst

- Zygodiscaceae* Hay et Mohler 1967
Zygodiscus Bramlette et Sullivan 1961
Zygodiscus adamas Bramlette et Sullivan

Tab. 8, sl. 5 do 8

- 1961 *Zygodiscus adamas* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 148, tab. 4, sl. 9 a do c, 10 a do c.
 1973 *Zygodiscus adamas* Bramlette et Sullivan — C. C. Kappelos, 117, tab. 4, sl. 10, tab. 7, sl. 5, tab. 8, sl. 10.

Zygodiscus sigmoides Bramlette et Sullivan

Tab. 7, sl. 12, 13, 14, tab. 8, sl. 1, 2

- 1961 *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 149, tab. 4, sl. 11 a do e.
- 1971 *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan — H. Manivit, 80, tab. 26, sl. 19 do 23.

Zygodiscus spiralis Bramlette et Martini

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

- 1964 *Zygodiscus spiralis* Bramlette et Martini — M. N. Bramlette & E. Martini, 303, tab. 4, sl. 6 do 8.
- 1971 *Zygodiscus spiralis* Bramlette et Martini — H. Manivit, 80, tab. 29, sl. 13 in 14.

Glaukolithus Reinhardt 1964*Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre)

Tab. 1, sl. 6

- 1954 *Zygodiscus diplogrammus* Deflandre — G. Deflandre & C. Fert, 148, tab. 10, sl. 7, sl. 57 v tekstu.
- 1971 *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre) Reinhardt — H. Manivit, 81, tab. 13, sl. 2 do 7, 12 do 14.
- Kratkega podaljška, ki izrašča iz sredine mostu, pri naših primerkih ni bilo opaziti.

Staurolithites Caratini 1963

Tab. 1, sl. 7

- 1954 *Discolithus cruz* Deflandre et Fert — G. Deflandre & C. Fert 143, tab. 14, sl. 4, slika 55 v tekstu.
- 1969 *Vagalapilla elliptica* (Gartner) — D. Bukry 57, tab. 32, sl. 9 do 12.
- 1971 *Staurolithites cruz* (Deflandre et Fert) — H. Manivit 82, tab. 18, sl. 15, 16, tab. 27, sl. 6 do 8, 10, 11, 14.

Staurolithites ellipticus (Gartner)

Tab. 1, sl. 3, 5, 8

- 1968 *Vekshinella elliptica* Gartner, 30, tab. 17, sl. 5.

Nekateri avtorji so združili to vrsto s prej opisano *Staurolithites cruz* (H. Manivit, 1971). Obe vrsti pa se vendarle razlikujeta med seboj, ker je križni most pri *S. ellipticus* vedno vzporeden z osema elipse, kar pa pri *S. cruz* ni pravilo. D. Bukry (1988) je rodova *Staurolithites* in *Vekshinella* združil v rod *Vagalapilla*. Zdi se mi pa, da tega ni dobro utemeljil; kot glavno značilnost je označil, da sta osi mostu vzporedni z osema elipse. Pri opisu vrste *Staurolithites cruz* pa je dopustil rotacijo mostu.

Tranolithus Stover 1966*Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt

Tab. 1, sl. 10, 11

- 1966 *Discolithus orionatus* Reinhardt — P. Reinhardt, 42, tab. 23, sl. 22 in 31 do 33.
 1969 *Zygodiscus phacelosus* (Stover) — D. Bukry, 61, tab. 35, sl. 12.
 1971 *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt — H. Manivit, 85, tab. 26, sl. 13 do 17.

Glede tega rodu si avtorji niso edini, saj so opisovali vrsto pod štirimi rodovnimi imeni, od katerih se mi zdi definicija rodu *Tranolithus* še najprimernejša za to vrsto.

Zygrabolithus Deflandre 1959*Zygrabolithus bijugatus* (Deflandre)

Tab. 7, sl. 9

- 1954 *Zygodiscus bijugatus* Deflandre — G. Deflandre & C. Fert, 148, tab. 11, sl. 20, 21.
 1974 *Zygrabolithus bijugatus* (Deflandre) — R. W. Scherwood, 71, tab. 11, sl. 9, 10, 13, tab. 12, sl. 10 do 12.

Heliorthus Hay et Mohler 1967*Heliorthus concinnus* (Martini)

Tab. 8, sl. 3, 4

- 1969 *Zygodiscus concinnus* Martini — E. Martini, 18, tab. 3, sl. 35, tab. 5, sl. 54.
 1973 *Heliorthus concinnus* (Martini) — C. C. Kappelos, 118, tab. 4, sl. 5.

Eiffelithaceae Reinhardt 1965*Eiffelithus* Reinhardt 1965*Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt

Tab. 1, sl. 12, 13

- 1966 *Clinorhabdus turriseiffeli* (Deflandre) — L. E. Stover, 138, tab. 3, sl. 9.
 1971 *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) — H. Manivit, tab. 11, sl. 1, 2, 3, 4, 12, 13.

Ta vrsta je zelo pogostna in je ni težko prepoznati niti pod optičnim mikroskopom. Zato so jo različni avtorji precej enotno opisali.

Chiastozygus Gartner 1968*Chiastozygus litterarius* (Gorka)

Tab. 1, sl. 14, 15

- 1957 *Discolithus litterarius* Gorka — H. Gorka, 251, tab. 3, sl. 3.
 1964 *Zygodiscus amphipons* Bramlette et Martini — M. N. Bramlette & E. Martini, 302, tab. 4, sl. 9 do 10.

- 1966 *Discolithus fessus* Stover — L. E. Stover, 142, tab. 2, sl. 17 do 21, tab. 8, sl. 16.
 1968 *Chiastozygus plicatus* Gartner — S. Gartner, 27, tab. 4, sl. 1 do 5.

Chiastozygus fessus (Stover)

Tab. 1, sl. 16

- 1966 *Discolithus fessus* Stover — L. E. Stover, 142, tab. 2, sl. 17 do 21, tab. 8, sl. 16.
 1969 *Chiastozygus bifarius* Bukry — D. Bukry, 49, tab. 26, sl. 10 do 12.
 1971 *Chiastozygus amphipons* Bramlette et Martini — H. Manivit, 92, tab. 4, sl. 6, 8.

Ahmueллерaceae Reinhardt 1965

Ahmueллерella Reinhardt 1965

Ahmueллерella octoradiata (Gorka) Reinhardt

Tab. 2, sl. 1 do 4

- 1957 *Discolithus octoradiatus* Gorka — H. Gorka, 259, tab. 4, sl. 10.
 1966 *Ahmueллерella octoradiata* (Gorka) — P. Reinhardt, 24, tab. 22, sl. 3 do 4.
 1971 *Ahmueллерella octoradiata* (Gorka) — H. Manivit, 93, tab. 1, sl. 1 do 5.

Podorhabdaceae Noël 1965

Cretarhabdus Bramlette et Martini 1964

Cretarhabdus crenulatus Bramlette et Martini

Tab. 2, sl. 5 do 8

- 1964 *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini — M. N. Bramlette & E. Martini, 300, tab. 2, sl. 21 do 24.
 1971 *Stradneria crenulata* (Bramlette et Martini) — H. Manivit, 99, tab. 7, sl. 6.

Prediscosphaera Vekshina 1959

Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky)

Tab. 2, sl. 9 do 12

- 1954 *Rhabdolithus intercius* Deflandre — G. Deflandre & C. Fert, 38, tab. 13, sl. 12, 13.
 1968 *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) — S. Gartner, 21, tab. 2, sl. 10 do 14, tab. 3 sl. 8.
 1971 *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) — H. Manivit, 99, tab. 22, sl. 1 do 14.

Cribrosphaera Arkhangelsky 1912

Cribrosphaera ehrenbergi Arkhangelsky

Tab. 2, sl. 13 do 16

- 1952 *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky) — G. Deflandre, 111, sl. 54 a, b v tekstu.

- 1971 *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky — H. Manivit 102, tab. 8, sl. 1 do 13.

V maastrichtu je vrsta *Cribrosphaera ehrenbergi* zelo pogostna in je ni težko prepoznati. Velikokrat jo najdemo tudi kot presedimentirano v terciarnih plasteh.

Arkhangelskiellaceae Bukry 1969

Arkhangelskiella Vekshina 1959

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina

Tab. 3, sl. 1 do 4

- 1964 *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina — P. Reinhardt, 752, tab. 1, sl. 1 do 2, sl. 3 v tekstu.
 1966 *Discolithus octocentralis* Stover — L. E. Stover, 143, tab. 3, sl. 1, 2, tab. 8, sl. 18.
 1971 *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina — H. Manivit, 103, tab. 1, sl. 6 do 11.

Broinsonia Bukry 1969

Broinsonia parca (Stradner)

- 1964 *Arkhangelskiella parca* Stradner — M. N. Bramlette & E. Martini, 298, tab. 1, sl. 1, 2.
 1969 *Broinsonia parca* (Stradner) — D. Bukry, 23, tab. 3, sl. 3 do 10.

Kamptnerius Deflandre 1959

Kamptnerius sp.

Tab. 3, sl. 8

Vrsta je preslabo ohranjena, da bi jo mogli točneje odločiti. Razločno je viden le zunanji asimetrični obroč, ki je značilen za ta rod.

Coccolithaceae Kamptner 1928

Coccolithus Schwarz 1894

Coccolithus pelagicus (Wallich)

Tab. 8, sl. 12, 13

- 1954 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) — G. Deflandre & C. Fert, 151, tab. 8, sl. 8 do 11.
 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) — R. W. Scherwood, 14, tab. 1, sl. 3, 4, tab. 2, sl. 2.

Biscutum Black 1959

Biscutum testudinarium Black

Tab. 3, sl. 9

- 1959 *Biscutum testudinarium* Black — M. Black & B. Barnes, 326, tab. 10, sl. 1.
 1971 *Biscutum testudinarium* Black — H. Manivit, 113, tab. 3, sl. 8 do 12.

Watznaueria Reinhardt 1964*Watznaueria barnesae* (Black)

Tab. 3, sl. 10 do 16

- 1959 *Tremalithus barnesae* Black — M. Black & B. Barnes, 325, tab. 9, sl. 1, 2.
1971 *Watznaueria barnesae* (Black) — H. Manivit, 113, tab. 28, sl. 1 do 4, 8, 9, 12, 13.

Markalius Bramlette et Martini 1964*Markalius astroporus* (Stradner)

Tab. 4, sl. 1 do 3

- 1963 *Cyclococcolithus astroporus* Stradner — K. Gohrbandt, 75, tab. 9, sl. 5 do 7, sl. 3, 2 a, b v tekstu.
1964 *Markalius inversus* (Deflandre) — M. N. Bramlette & G. Martini 302, tab. 2, sl. 4 do 9, tab. 7, sl. 2 a, b.
1967 *Markalius astroporus* (Stradner) — W. W. Hay & H. P. Mohler, 1528, tab. 196, sl. 32 do 35.

Chiasmolithus Hay et Mohler 1967*Chiasmolithus bidens* (Bramlette et Sullivan)

Tab. 4, sl. 4 do 8

- 1961 *Chiasmolithus bidens* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 139, tab. 1, sl. 1.
1974 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette et Sullivan) — R. W. Scherwood, 15, tab. 1, sl. 8, 9, 10, tab. 2, sl. 4, 5.

Chiasmolithus danicus (Brotzen)

Tab. 4, sl. 9 do 11

- 1967 *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) — W. W. Hay & H. P. Mohler, 1526, 196, sl. 16, 21, 22, tab. 198, sl. 8, 12, 13.

Cruciaplacolithus Hay et Mohler 1967*Cruciaplacolithus tenuis* (Stradner)

Tab. 4, sl. 12 do 16

- 1963 *Coccolithus helis* Stradner — K. Gohrbandt, 74, tab. 8, sl. 16, tab. 9, sl. 1, 2.
1973 *Cruciaplacolithus tenuis* (Stradner) — H. P. Roth, 731, tab. 13, sl. 2, tab. 17, sl. 1.

Prinsiaceae Hay et Mohler 1967*Ericsonia* Black 1964*Ericsonia fenestrata* (Deflandre et Fert)

Tab. 5, sl. 1

- 1954 *Discolithus fenestratus* Deflandre et Fert — G. Deflandre & C. Fert, 19, tab. 11, sl. 23.
 1975 *Ericsonia fenestrata* (Deflandre et Fert) — F. Proto-Decima, H. P. Roth & L. Todesco, 47, tab. 2, sl. 18 a, b.

Prinsius Hay et Mohler 1967*Prinsius bisulcus* (Stradner)

Tab. 5, sl. 2

- 1963 *Coccolithus bisulcus* Stradner — K. Gohrbandt, 72, tab. 8, sl. 3 do 6, 1 a, b slike v tekstu.
 1967 *Prinsius bisulcus* (Stradner) — W. W. Hay & H. P. Mohler, 1529, tab. 196, sl. 10 do 13, tab. 197, sl. 6.

Toweius Perch-Nielsen 1970*Toweius emineus* (Bramlette et Sullivan)

Tab. 5, sl. 3, 4

- 1961 *Coccolithus emineus* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan 139, tab. 1, sl. 3.
 1970 *Toweius emineus* (Bramlette et Sullivan) — K. Perch-Nielsen, 360, tab. 13, sl. 4, 6, tab. 14, sl. 3, 4.

Toweius towae Perch-Nielsen

Tab. 5, sl. 5 a, b

- 1970 *Toweius towae* Perch-Nielsen — K. Perch-Nielsen, 359, tab. 13, sl. 1, 3, 5, tab. 14, sl. 8, 9.

Syracosphaeraceae Lemmermann 1908*Ellipsolithus* Sullivan 1964*Ellipsolithus distichus* (Bramlette et Sullivan)

Tab. 8, sl. 9

- 1961 *Coccolithites distichus* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 152, tab. 7, sl. 8 a, b, c.
 1964 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette et Sullivan) — F. R. Sullivan, 184, tab. 5, sl. 4 a, b, 5 a, c, 6 a, b.

Ellipsolithus macellus (Bramlette et Sullivan)

Tab. 3, sl. 14, 15

1961 *Coccolithites macellus* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 152, tab. 7, sl. 11 do 13 d.

1964 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan) — F. R. Sullivan, 184, tab. 5, sl. 3.

Thoracosphaeraceae Deflandre 1952*Thoracosphaera* Kamptner 1927*Thoracosphaera* cf. *imperforata* Kamptner

Tab. 5, sl. 6, 7

1964 *Thoracosphaera* cf. *imperforata* Kamptner — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 305, tab. 5, sl. 1, 2.

Sferična oblika sestoji iz nepravilnih elementov, ki se med seboj prepletajo. Elementi so posebno dobro vidni pod navzkrižnimi nikoli. Vrsta se loči od vrste *T. operculata* po tem, da nima nastavka za operkulum, ki se pogosto najde ločeno.

Thoracosphaera tuberosa Kamptner

Tab. 5, sl. 8

1972 *Thoracosphaera tuberosa* Kamptner — A. Farinacci, 5/219, sl. 26.

Najdena je bila le sferična oblika te vrste v enem primerku s slabo vidnimi elementi. Opaziti je le steno, ki kaže ob stikih elementov pore.

Braarudosphaeraceae Deflandre 1947*Braarudosphaera* Deflandre 1947*Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud)

Tab. 3, sl. 5 do 7

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

1975 *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) — F. Proto-Decima, H. P. Roth & L. Todesco, 44, tab. 1, sl. 2 a, b.

Braarudosphaera bigelowi imbricata Bukry

Tab. 5, sl. 9, 10

1966 *Braarudosphaera imbricata* Manivit — A. Farinacci, 6/5, sl. 4 a, b.

1969 *Braarudosphaera bigelowi imbricata* Bukry — D. Bukry 62, tab. 37, sl. 1 do 3.

Vrsta se loči od *B. bigelowi* po delnem prekrivanju elementov in po rahlo zaokroženi zunanji stranici trapezoidnega segmenta.

Discoasteraceae Vekshina 1959*Discoaster* Tan Sin Hok 1927*Discoaster gemmeus* Stradner

Tab. 5, sl. 12, tab. 6, sl. 1

1963 *Discoaster gemmeus* Stradner — K. Gohrbandt, 79, tab. 11, sl. 4, 5.*Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel

Tab. 6, sl. 4, 6

1954 *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel — M. N. Bramlette & W. R. Riedel, 396, tab. 38, sl. 10.*Fasciculithaceae* Hay et Mohler 1967*Fasciculithus* Bramlette et Sullivan*Fasciculithus involutus* Bramlette et Sullivan

Tab. 6, sl. 5, 7 do 11

1961 *Fasciculithus involutus* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 164, tab. 14, sl. 1 do 5.*Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler

Tab. 6, sl. 12 do 14

1967 *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler — W. W. Hay & H. F. Mohler, 1537, tab. 204, sl. 10 do 15, tab. 205, sl. 4, 5, 7, 8.*Fasciculithus merloti* n. sp.

Tab. 7, sl. 1 do 3

Derivatio nominis: po trti, ki uspeva na podsabotinskih plasteh v Goriških Brdih.**Holotypus:** tab. 7, sl. 1, inventarna št. vzorca 485 v zbirki J. Pavšiča, Katedra za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.**Paratypi:** tab. 7, sl. 2, 3, invent. št. 482, 485 prav tam.**Stratum typicum:** srednji paleocen, biocona *F. tympaniformis*. V profilu podsabotinskih plasti pri vasi Podsabotin v Goriških Brdih.**Locus typicus:** Profil pri vasi Podsabotin v Goriških Brdih.**Material:** Tri fotografije primerkov z negativom.**Diagnosis:** Stebriček ima obliko prisekanega stožca in nosi disk, ki se podaljšuje v apikalno konico. Distalni del stebrička je razločno širši od njegovega proksimalnega dela.**Opis:** Osebek sestoji iz stebrička, diska in apikalne konice. Od diska navzdol se premer stožca naglo manjša. Naklonski kot stranic proti disku je 73 do 75 stopinj. Zunanja stena stebrička je gladka. Centralna odprtina in osred-

nja cev sta gladki, osrednja cev je široka in razločna. Proksimalna stran se konča z izrazitim konkavnim poljem. Disk je navadno tako velik kot baza stožca, včasih pa sega celo malo prek roba. Velikost 8 do 12 mikronov.

Primerjava: Vrsta se loči od podobne *F. ulii* po tem, da ima stranice stebrička izrazito nagnjene. Disk se stožčasto podaljšuje v apikalno bodico in ne stopničasto kot pri vrsti *F. ulii*.

Stratigrafska razširjenost: Plasti med srednjim in zgornjim paleocenom.

Geografska razširjenost: samo locus typicus.

Heliolithaceae Hay et Mohler 1967

Heliolithus Bramlette et Sullivan

Heliolithus kleinpelti Sullivan

Tab. 7, sl. 4 do 8

1964 *Heliolithus kleinpelti* Sullivan — F. R. Sullivan 193, tab. 12, sl. 5 a, b.

1975 *Heliolithus kleinpelti* Sullivan — F. Proto-Decima, H. P. Roth & L. Todesco, 49, tab. 5, sl. 17, 18.

Pontosphaeraceae Lemmermann 1908

Pontosphaera Lohmann

Pontosphaera plana (Bramlette et Sullivan)

Tab. 8, sl. 10, 11

1961 *Discolithus planus* Bramlette et Sullivan — M. N. Bramlette & F. R. Sullivan, 143, tab. 3, sl. 7 a, b, c.

1986 *Discolithus planus* Bramlette et Sullivan — C. L. D. Cohen, 14, tab. 2, sl. p do s.

1972 *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan) — B. Haq, 22, tab. 20, sl. 1, tab. 22, sl. 6.

Microhabdulaceae Deflandre 1963

Microhabdulus Deflandre 1959

Microhabdulus decoratus Deflandre

Tab. 9, sl. 15, 16, tab. 12, sl. 4

1959 *Microhabdulus decoratus* Deflandre — G. Deflandre, 141, tab. 4, sl. 1 do 5.

Incertae sedis

Tetralithus Gardet 1955

Tetralithus quadratus Stradner

Tab. 8, sl. 16

1971 *Tetralithus quadratus* Stradner — H. Manivit, 145, tab. 25, sl. 9 in 10.

Tetralithus pyramidus Gardet

Tab. 9, sl. 1 do 3

1971 *Tetralithus pyramidus* Gardet — H. Manivit, 145, tab. 25, sl. 1, 2, 6 do 8.

Tetralithus obscurus Deflandre

Tab. 9, sl. 4

1959 *Tetralithus obscurus* Deflandre — G. Deflandre, 138, tab. 3, sl. 36 do 39.

Tetralithus murus Martini

Tab. 9, sl. 5 do 8

1961 *Tetralithus murus* Martini — E. Martini, 4, tab. 1, sl. 6, tab. 4, sl. 42.

Micula Vekshina 1959*Micula staurophora* (Gardet)

Tab. 9, sl. 9 do 12

1961 *Nannotetraster staurophorus* (Gardet) — E. Martini, 16.

1971 *Micula staurophora* (Gardet) — H. Thierstein, 40, tab. 3, sl. 62, 63.

Lucianorhabdus Deflandre 1959*Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre

Tab. 9, sl. 13, 14

1959 *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre — G. Deflandre, 142, tab. 4, sl. 11 do 25.

Stratigrafija

Dosedanje raziskave rdečega laporja na meji kreda-terciar na Goriškem

Prvi je pisal o rdečem laporju na Goriškem in Vipavskem že D. Stur (1858). G. Stache (1920) ga je označil kot rdeči mejni lapor in ga, kakor D. Stur pred njim, uvrstil v eocen. Rdeči lapor in laporasti apnenec najdemo na več krajih na Tolminskem (D. Nedžla-Devidč, 1957), v okolici Krškega in Velikega trna (A. Ramovš, 1958, L. Žlebnik, 1958), na Goričanih (M. Pleničar, 1958), na Kališah (K. Grad, 1962). R. Pavlovec, 1963, M. Cousin, 1964), na Kočevskem (C. Grmovšek, 1953), v okolici Birske Bistrice (L. Šribar, 1967), na robu Ljubljanske kotline (A. Ramovš, 1967), pri Narinu in Knežaku (P. Mioč, 1968), v Pivški kotlini (R. Cospodarič in drugi, 1967), v Vipavski dolini in na Goriškem (D. Martinis 1962; L. Šribar, 1965; K. Drobne & R. Pavlovec, 1969; J. Pavšič, 1971).

Laporasti apnenec na teh krajih je različne starosti, od zgornje kredne do paleocenske; ker ne vsebuje makrofosilov, so geologi pozno prišli do tega spo-

znanja. Točneje so ga lahko opredelili šele, ko so v njem našli bogato favno planktonskih foraminifer (A. Winkler-Hermaden, 1936). Leta 1965 je L. Šribar jeva ugotovila, da sestoje skladi rdečega laporja v profilu pri vasi Podsabotin v Goriških Brdih iz dveh stratigrafsko različno starih delov. Spodnji del predstavlja zgornjekredni lapor s številnimi foraminiferami iz rodu *Globotruncana*. Na podlagi vrst iz tega rodu mu je določila campan-maastrichtsko starost. Na njem leži paleogenski lapor, ki ga je razdelila na danske in paleocensko-spodnjeeocenske plasti.

V sosednjem profilu pod Sabotinom je D. Martinis (1962) našel le kredni del plasti.

Podobne razmere kot pri Podsabotinu je L. Šribar jeva (1965) našla tudi pri vasi Loke v Vipavski dolini (Lijak). Po planktonskih razmerah je tudi tu ločila campansko-maastrichtske, danske in paleocensko-spodnjeeocenske plasti. Zaporedje leži inverzno na eocenskem flišu.

Leta 1969 sta K. Drobne in R. Pavlovec imenovala rdeči lapor na meji kreda/terciar po vasi Podsabotin v Goriških Brdih podsabotinske plasti. Ta termin naj bi se uporabljal za vse plasti enake starosti in podobnega litološkega razvoja, ker staro ime »scaglia« ne ustreza našim razmeram.

J. Pavšič (1971) je proučeval rdeči lapor v več profilih od Goriških Brd do Logaške planote. Na tem prostoru je našel najstarejše campansko-maastrichtske plasti v profilih pri Lijaku in pri Kožbani. Paleocenski del plasti je na podlagi planktonskih izoliranih foraminifer razdelil na več biocon. V spodnjem paleocenu je določil bioconi *Globorotalia pseudobulloides* in *G. trinidensis*, v srednjem paleocenu biocono *G. pseudomenardii* in v zgornjem delu bioconi *Globorotalia velascoensis* in *G. aequa*. Tako je nad mejo kreda/terciar našel razločno vrzel v favni, saj se prve foraminifere pojavijo nekaj decimetrov nad litološko mejo. Sklepal je, da so bile plasti s foraminiferami tektonsko premaknjene in odnesene ali pa začetna danska biocona tu sploh ni bila razvita. Več favnističnih vrzeli je tudi v višjih delih profila.

Stratigrafsko horizontiranje podsabotinskih plasti

Izkušnje s foraminiferami v podsabotinskih plasteh so pokazale, da hišic iz trdih kamenin ni mogoče izolirati, temveč je treba za določevanje napraviti zbruske. Zato je bilo zanimivo vprašanje, ali se bo isti problem pojavil tudi pri kokolitih. Toda že prvi poskusi v tej smeri so dali vzpodbudne rezultate. Iz precej trdega laporastega apnenca smo dovolj dobro izolirali nanofloro.

Za prvo detajlno stratigrafsko razčlenitev podsabotinskih plasti s pomočjo nanoplanktona smo izbrali dva profila, prvega pri Podsabotinu in drugega pri Lijaku. Oba profila sta bila delno že obdelana s foraminiferami (L. Šribar, 1965; J. Pavšič, 1973). Na podlagi nanoplanktona smo ju skušali stratigrafsko horizontirati do biocon.

Profil Podsabotin. Tipični profil podsabotinskih plasti se razteza od zadnje hiše na levi strani ceste v vasi Novo mesto v Goriških Brdih po kolovozu v pomočje Sabotina. Profil je v celoti razgaljen in je zato zelo ugoden za vzorčevanje. Leži ob zgornjekrednem rudistnem apnencu sabotinsko-skalniške anti-klinale in se v dolini potoka Pevnica stika z eocenskim flišem. Na kontaktu s krednim apnencem je L. Šribar jeva (1965) vrisala v profilu apneno

brečo, ki pa je nismo našli. Profil se začne pod svetlim rudistnim apnencem. V močno zakraselem apnencu so številni ostanki rudistnih školjk. Sledi nekaj metrov sivega trdega laporastega apnenca s sivimi in črnimi roženci. Više postane lapor svetlo rožnat, še više pa temno rožnat in rdeč. Nato se menjavata sivi in rdeči lapor vse do jasne litološke meje med kredo in terciarjem. V spodnjem delu paleocena je nekaj metrov debel rjavkasto rdeči lapor (10 R 4/4). Sledi mu rdečkasti, ponekod nekoliko sivkasti lapor s sledovi fosila *Zoophycos*, ki smo ga srečali tudi že v krednem delu (R. Pavlovac & J. Pavšič, 1971). V spodnjem delu se pojavijo tudi leče apnenca, ki pa so redke in se hitro izklinijo. V najvišjem delu podsabotinskega profila se sive in rjavkaste plasti, debele 10 do 15 cm, menjavajo z rdečimi in vsebujejo na več krajih pole sivega apnenca. Lapor se iverasto kroji, v višjem delu pa je opaziti tudi lapor s školjkasto krojitvijo. Nekatere plasti vsebujejo zaobljene kose apnenca, ki so se verjetno privarili z višjih, plitvejših delov in padli v laporno blato. Apnenčeve pole med laporjem vsebujejo številne velike foraminifere in rdeče alge, ki so lahko živele le v plitvejši vodi, kjer je bilo dovolj kisika in svetlobe (sl. 1).

Profil je odkrit vse do dna doline. Prehod med podsabotinskim laporjem in flišem pa je pokrit na dolžini okrog 20 metrov. Fliš se pojavi v strugi potoka Pevmice, kjer se menjavata med seboj sivi lapor in apneni peščenjak.

Podsabotinski profil je označen s Ps; za vzorce, nabrane že prej za preiskavo planktonskih foraminifer, smo ohranili staro oznako, zaporednim številkam novih vzorcev pa smo dodali malo črko p. Novih vzorcev je skupno 72; pobirali smo jih na pet metrov, le na zanimivih prehodih bolj pogosto (sl. 1).

Profil Lijak leži na severnem robu Vipavske doline, 5 kilometrov vzhodno od Nove Gorice ob kolovozu Loke-Ravnica. Poleg glavnega smo obravnavali še pomožni profil, ki je oddaljen od prvega okrog 200 m. Prvi profil smo označili z LI, drugega pa z LII.

Plasti leže v profilu LI inverzno; zgornjekredni senonski apnenec je narinjen na eocenski fliš. Pod narivom je laporasti apnenec precej zdrobljen in močno prepreden s kalcitnimi žilicami. Tik pod narivno ploskvijo je opaziti tektonske drse. Laporasti apnenec je tod sivkasto zelen. Sledi litološko precej enoličen razvoj biomikritnega apnenca s številnimi ostanki planktonskih foraminifer in nanoplanktona. Litološko enoten profil se spreminja le po barvi. Menjava se rdečkasto vijoličasti in sivkasto rjavi laporasti apnenec, ki se iverasto kroji. V najnižjem delu je nekoliko okremenjen. Približno na polovici profila postane laporasti apnenec naenkrat enotno rdeč. Više se pojavijo v njem leče sivkastega apnenca, debele do nekaj deset centimetrov, ki se raztezajo v dolžino nekaj metrov. Ta kompleks je debel 6 do 8 metrov. Nad njim sledi nekoliko temneje rdeči laporasti apnenec z lečami sivega apnenca in peščenjaka. V vrhnjem delu se poleg leč apnenca in peščenjaka pojavijo še svetlejšje plasti rjavkastega laporja. Tako menjavanje se pojavlja do stika s flišnim peščenjakom. Na kontaktu je lepa guba apnenčevega peščenjaka, ki pripada flišu. V paleocenskem delu rdečega laporja ločimo 8 do 10 plasti z lečami apnenca.

V profilu smo vzeli 20 vzorcev za nanoplankton. Vzorcevati smo začeli v krednem delu pod narivom krednega apnenca in od tod smo pobrali vsakih pet metrov po en vzorec.

Pomožni profil LII leži dvesto metrov vzhodno od LI v stranski grapi glavnega jarka, po katerem teče potok Lijak. Je nekoliko krajši od glavnega, ker se

golica rdečega laporastega apnenca proti vzhodu ostro konča ob prelomu s smerjo severozahod-jugovzhod. Ob tem prelomu je više proti Ravnici še več izdankov krednega laporastega apnenca. Profil je v zelo razgibanem terenu in ni v celoti dostopen. Njegov kredni del je odpornejši in tvori zelo strmo steno. Pod steno je lepo viden kontakt kreda, terciar. Paleocenski del profila je podobno razvit kot v prvem profilu, le apnene leče so redkejšje. Profil se konča ob kontaktu s flišnim peščenjakom, ki se nato nadaljuje v pravo flišno zaporedje. V tem profilu sem pobral osem vzorcev; dva v krednem, pet v paleocenskem in enega v flišnem delu.

Razdelitev na biocone v profilih Podsabotin in Lijak

Zgornja kreda — maastricht. Biocona *Arkhangelskiella cymbiformis* predstavlja interval med zadnjim pojavljanjem oblike *Reinhardtites anthophorus* in prvim pojavljanjem vrste *Tetralithus murus* ali *Neprolithus frequens*. Postavila jo je K. Perch-Nielsen (1972) na podlagi profilov vrtin v severnem Atlantiku. Biocona zavzema srednji maastricht. V profilih pri Lijaku in pri Podsabotinu smo našli vrsto *A. cymbiformis* v celotnem krednem profilu laporastega apnenca v zelo velikem številu in v lahko razpoznavni obliki. V spodnjem delu profila nastopa skupaj z vrsto *Broinsonia parca*, ki je značilna za zgornji del campana. H. P. Roth (1973) je označil isto biocono s tem fosilom. V našem profilu smo našli sicer obe vrsti vendar je *A. cymbiformis* bolj razširjena in z njo je zgornja meja biocone dobro definirana. Po naših vzorcih zavzema ta biocona sorazmerno kratek interval od začetka profila do vzorca Ps 3p, oziroma vzorca LJ 4, ko se začenja naslednja biocona. Spodnji del te biocone v našem profilu ni razvit.

Skupaj z vrsto *Arkhangelskiella cymbiformis* nastopajo še *Eiffelithus turrisseiffeli*, *Cretarhabdulus crenulatus*, *Broinsonia parca* (verjetno presedimentirana), zelo številna vrsta *Watznaueria barnesae* in *Tetralithus pyramidus*.

Biocona sestoji iz rdečkastega rahlo ružnatega in sivkastega trdega laporastega apnenca z redkimi ostanki flore.

Biocona *Tetralithus murus* obsega interval med začetkom vrste *Tetralithus murus* ter zadnjim pojavom vrste *Arkhangelskiella cymbiformis* in drugih krednih oblik. Postavil jo je G. Martini (1969) na podlagi materiala iz Bellocqa v jugovzhodni Franciji. Stratigrafsko predstavlja biocona zgornji maastricht in je ekvivalentna bioconi *Neprolithus frequens*, ki sta jo postavila P. Čepek in W. W. Hay (1969) na podlagi materiala iz Alabame. Biocona *Tetralithus murus* je omejena na ekvatorialni pas, medtem ko je biocona *Neprolithus frequens* razširjena v večjih geografskih širinah proti severu in jugu (T. Worsley in E. Martini, 1970). Meja naj bi potekala od južne Rusije, Češke, preko severne Francije, kjer srečamo obe bioconi, mimo južne Anglije, diagonalno prek Atlantika do Floride. Na južni polobli naj bi meja potekala nekje po severni Avstraliji. Naši kraji torej padejo v ekvatorialni pas

Sl. 1. Profil podsabotinskih plasti v Goriških Brdih
Fig. 1. Columnar section of the Podsabotin beds from Goriška Brda

DOBA AGE	DEBELINA THICK- NESS	VZOREC SAMPLE	LITOLOGIJA LITHOLOGY	BARVA COLOUR
PALEOCENE - PALEOCENE	cca 100 m	30 *		FLIŠ FLYSCH
		49 *		
		48 *		
		47 *		5yR 3/4
		46 *		
		45 *		
		44 *		5y 4/2
		43 *		
		42 *		
		41 *		
		40 *		
		39 *		
		38 *		
		37 *		
		36 *		
		35 *		
		34 *		5y 4/1
		33 *		
		32 *		
		31 *		
		30 *		
		29 *		
		28 *		
		27 *		
		26 *		
		25 *		
		24 *		
		23 *		
		22 *		
		21 *		5GY 6/1
		20 *		
MAASTRICHT - MAASTRICHTIAN	cca 80 m	19 *		
		18 *		
		17 *		10R 4/4
		16 *		
		15 *		
		14 *		
		13 *		
		12 *		
		11 *		
		10 *		5R 4/2
		9 *		
		8 *		
		7 *		
		6 *		
		5 *		
		4 *		5y 5/2
		3 *		
		2 *		
		1 *		5y 4/2
		0 *		
SENON SENONIAN				ROŽENEC NEPRAVILNIH OBLIK IRREGULAR CHERT NODULES MASIVEN RUDISTNI APNEVEC MASSIVE RUDISTID LIMESTONE

		STRADNER 1963	RADONSKI 1967	ČEPEK & HAV 1969	MANIVT 1971	PERCH-NIELSEN 1972	ROTH 1973	BURRY 1975	MARTINI 1975	PODSAROTIN IL'IN PAVŠIC, 1976
SENON	MAASTRICHT	ASSEMBLAGE	LUTJANSKIABDUS COSEUMI	NEPHROLITHUS FREQUENS	NEPHROLITHUS FREQUENS TETRALITHUS MIRUS	TETRALITHUS MURUS	MICULA MIRA	MICULA MIRA	TETRALITHUS MURUS	TETRALITHUS MURUS
		CYMBIFORMIS ZDRUŽBA		LITHRAPHIDITES QUADRATUS	LITHRAPHIDITES QUADRATUS	ARKHANGELSKI- ELLA CYMBIFORMIS	TETRALITHUS TRIFIDUS	LITHRAPHIDITES QUADRATUS	LITHRAPHIDITES QUADRATUS	ARKHANGELSKI- ELLA CYMBIFORMIS
	CAVIAN	ASSEMBLAGE GOTHICUS ZDRUŽBA		CHIASTOZYCUS INTALIS	TETRALITHUS ACULEUS	REINHARDITES ANTHOPHORUS	BRODSONIA PARCA	TETRALITHUS TRIFIDUS	ARKHANGELSKI- ELLA CYMBIFORMIS	
									TETRALITHUS TRIFIDUS	

Sl. 2. Primerjava krednih nanoplanktonskih biocon
Fig. 2. Comparison of the Cretaceous nanoplanktonic biozones

	HAY & MOHLER 1967	PERCH-NIELSEN 1969	MARTINI 1970	GARTNER 1971	PERCH-NIELSEN 1972	RICKY 1973	RICKY 1974	PROTO-DECIMA RUTH & TODISCO 1975	PODŠA MOTN PAVŠIČ, 1975
PALEOCENE	DISCOASTER MULTIRADIATUS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	CAMPYLOSPHAERA EODELA	DISCOASTER MULTIRADIATUS	CAMPYLOS- PHAERA EODELA	DISCOASTER MULTIRADIATUS
	DISCOASTER GEMMEUS		HELIOLITHUS RIEDELI	HELIOLITHUS RIEDELI	DISCOASTER NOBILIS DISCOASTER GEMMEUS	CHIASMOLITHUS BIDENS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	CHASM. BIDENS	HELIOLITHUS RIEDELI
	HELIOLITHUS KLEINFELLI		DISCOASTER GEMMEUS	DISCOASTER GEMMEUS	HELIOLITHUS KLEINFELLI	DISCOASTER NOBILIS	DISCOASTER NOBILIS	DISCOASTER NOBILIS	DISCOASTER GEMMEUS
	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS		HELIOLITHUS KLEINFELLI	HELIOLITHUS KLEINFELLI	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	DISCOASTER MONIERI	DISCOASTER MONIERI	DISCOASTER MONIERI	HELIOLITHUS KLEINFELLI
	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS		FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	HELIOLITHUS KLEINFELLI	ELIPSOLOTHUS MACELLAE	HELIOLITHUS KLEINFELLI	HELIOLITHUS KLEINFELLI	HELIOLITHUS KLEINFELLI	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS
	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS		ELIPSOLOTHUS TENUIS	CYCLOCOCOLITHUS ROBUSTA	CHIASMOLITHUS DANKUS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS
	MARKALUS ASTROPORUS		CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	MARKALUS ASTROPORUS
		MARKALUS INVERSUS	MARKALUS INVERSUS	MARKALUS ASTROPORUS	BIANTOLITHUS SPARSIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	CRUCIPLACO- LITHUS TENUIS	MARKALUS INVERSUS	BRAADUDOP. HORIZONT

Sl. 3. Primerjava paleocenskih nanoplanktonskih biocon
Fig. 3. Comparison of the Paleocene nanoplanktonic biozones

in zato se ni čuditi, če vrste *Nephrolithus frequens* nismo našli. Tropsko vrsto *Tetralithus murus* lahko vzporejamo s tropsko vrsto planktonske foraminifere *Racemiguembelina fructicosa*, ki je prav tako značilna za ta del zgornje krede in množično nastopa tudi v profilih podsabotinskih plasti (J. Pavšič, 1974).

V profilu Podsabotin se začenja biocona z vrsto *T. murus* pri vzorcu Ps3p in se nadaljuje vse do meje kreda/terciar. Debelina je 15 do 20 metrov. V tem intervalu srečamo poleg imenovane vrste še vrste *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cretarhabdulus crenulatus*, *Cribrosphaera ehrenbergi*, *Eiffelithus turrisseiffelti*, *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea* in druge zgornjekredne oblike. V tem delu se sporadično pojavlja tudi *Lucianorhabdulus cayeuxi*, ki ga imajo nekateri (M. N. Bramlette & E. Martini, 1964) za značilni fosil na meji spodnji/zgornji maastricht. Z izginotjem te vrste naj bi se bil začel zgornji maastricht. Toda meje, postavljene z izginotjem določene vrste, v mikropaleontologiji niso povsem zanesljive. Zelo težko je namreč ugotoviti, kdaj je določena vrsta končala svojo življenjsko pot, in kdaj gre za presedimentirani fosil.

Litološko sestoji ta biocona iz rdečega, rožnatega in sivega laporastega apnenca s številnimi sledovi iz rodu *Zoophycos*.

V profilu pri Lijaku se biocona začne z vzorcem Lf4 in je debela okrog 10 metrov. Litološko sestoji iz podobnega laporastega apnenca kot pri Podsabotinu, vendar brez fosilov (sl. 2).

Paleocen. V primerjavi z razvojem zgornje krede je v profilu Podsabotin mnogo lepše razvit paleocenski del. Tu nastopajo številne značilne oblike, ki so lepše ohranjene in imajo krajšo vertikalno razširjenost, kar je ugodno za postavljanje biocon. V paleocenskem delu smo raziskovali pet biocon (sl. 3).

Biocona *Markalius astroporus* predstavlja interval med prvim pojavom vrste *Markalius astroporus* in prvim pojavom vrste *Cruciplacolithus tenuis* (W. W. Hay & H. P. Mohler in drugi, 1967). Ta definicija biocone ustreza tudi našim razmeram. Nekateri raziskovalci pa označujejo spodnjo mejo te biocone z izginotjem kredne oblike *Arkhangelskiella cymbiformis* (G. Martini, 1970; F. Proto-Decima, P. H. Roth & L. Todesco, 1975). Takšna definicija v našem primeru ne ustreza, ker v terciarnem delu nastopajo številne presedimentirane kredne oblike in zato ni mogoče določiti, kdaj prenehajo kredne oblike. Pri nas nastopi tik nad litološko mejo kreda/terciar tanek horizont z rodovoma *Braarudosphaera* in *Thoracosphaera*. V tem delu, debelem le okrog deset centimetrov, nismo mogli najti krednih niti paleocenskih oblik, kar velja za oba profila v ozkem pasu tik nad mejo. Nad tem pasom se pojavijo prvi primerki vrste *Markalius astroporus*, *Zygodiscus sigmoides* in presedimentirane kredne oblike. Zanimivo je, da smo podoben presledek zasledili tudi pri preučevanju planktonskih foraminifer (J. Pavšič, 1973). Izostala je biocona z vrsto *Globorotalia eugubina* in smo kot prvo paleocensko vrsto določili *Globorotalia pseudobulloidis*. Število vrst v tem delu je zelo skromno. Drugod so našli v njej vrsto *Biantholithus sparsus*.

Ta biocona je bila prvič opisana v profilu v bližini kraja Pont Labau v južni Franciji (W. W. Hay in H. P. Mohler, 1967). Kasneje so jo določili v več najdiščih na Danskem (K. Perch-Nielsen, 1969). B. Haq (1972) jo je omenila iz več krajev v Perziji. F. Proto-Decima, H. P. Roth in L.

Todesco (1975) so jo našli v profilu Possagno blizu Treviza v severni Italiji. Znana je tudi iz drugih profilov v Evropi in zunaj nje.

Biocono *Markalius astroporus* lahko delno primerjamo z biocono planktonskih foraminifer *Globorotalia pseudobulloides*, ki je bila določena v profilu pri Lijaku takoj nad najnižjim delom terciarnega profila.

Litološko sestoji biocona iz rjavkasto rdečega mehkega laporja, ki se po barvi in krojitvi loči od ostalega profila. Biocona zavzema le meter do dva debeline profila in je zastopana v obeh profilih v enakem razvoju.

Biocona *Cruciplacolithus tenuis* predstavlja interval od začetka vrste *Cruciplacolithus tenuis* do začetka vrste *Fasciculithus tympaniformis*. Avtorja H. P. Mohler in W. W. Hay (1967) sta jo prvič opisala iz Francije jugovzhodno od kraja Pont Labau v Firenjin.

Terciarni oblike so še vedno slabo zastopane. Poleg vrst, ki nastopajo v bioconi *Markalius astroporus*, se pojavljajo še *Cruciplacolithus tenuis*, *Zygodiscus sigmoides* in številne presedimentirane kredne vrste. V klasičnem najdišču na Danskem zavzema ta biocona večji del tipičnega profila (W. W. Hay in drugi, 1967). Našli so jo na številnih krajih po svetu. V Teksasu in na Trinidadu so jo v formaciji Lizard Springs primerjali z bioconami planktonskih foraminifer. Spodnja meja biocone *Cruciplacolithus tenuis* je v bioconi *Globigerinoides danjergensis* in leži nekoliko više kot biocona *Globorotalia trinidadensis*. V Padernu d'Adda je zgornja meja te biocone v zgornjem delu biocone *Globorotalia uncinata*. V Avstriji pa zavzema biocono A (= biocona *Globorotalia trinidadensis*), B (biocona *Globorotalia uncinata*), C (= biocona *Globorotalia angulata*) (K. Gohrbandt, 1983). E. Martini (1970) je razdelil omenjeno biocono na tri cone; biocono *Cruciplacolithus tenuis* je obdržal v spodnjem delu in jo je močno zožil. Po njegovem naj bi ustrezala vrhnjemu delu biocone *Globorotalia pseudobulloides* in delno bioconi *Globigerina triloculinoides*. V enotno biocono po W. W. Hayu in H. P. Mohlerju (1967) je vrnil še dve bioconi, in sicer *Chiasmolithus danicus* in *Ellipsolithus macellus*. Obe vrsti smo v našem profilu sicer našli, vendar ju zaradi neizrazitega začetka nismo mogli uporabiti kot conarna fosila. Biocona *Ellipsolithus macellus* naj bi po E. Martiniju segla do začetka biocone *Globorotalia pusilla* in *Globorotalia angulata*, to je do srednjega paleocena.

V profilu pri Podsabotinu je ta biocona v celoti razvita in se konča z nastopom naslednje. Pri Lijaku pa je nekoliko drugače. Kmalu nad začetkom vrste *Cruciplacolithus tenuis* se pojavi tudi znanilec naslednje biocone *Fasciculithus tympaniformis* v spremstvu vrste *Heliolithus kleinpellii*, značilne za biocono v vrhnjem delu srednjega paleocena. Profil pri Lijaku je tudi mnogo tanjši kot profil pri Podsabotinu. Zato sklepamo, da gre za kondenzirane plasti. V njih smo našli skupaj fosilne oblike različne starosti; drugih dokazov pa za enkrat nimamo. Primer takšnega profila so našli tudi pri Possagno v severni Italiji (F. Proto-Decima, H. P. Roth & L. Todesco, 1975).

Pri Lijaku lahko spodnjo mejo te biocone uvrstimo v biocono *Globorotalia trinidadensis*.

Litološko sestoji ta biocona iz rdečkasto rjavega laporastega apnenca, ki je precej mehak ter se po barvi in krojitvi lepo loči od više ležečih plasti. Prehod v višje plasti je postopen. Debelina te biocone znaša tri do štiri metre.

Biocona Fasciculithus tympaniformis predstavlja interval od prvega pojava vrste *Fasciculithus tympaniformis* do začetka vrste *Helolithus kleinpelli*. Prvič je bila opisana v bližini kraja Pont Labau v južni Franciji.

V tej bioconi so prvič močnejše zastopane tudi terciarne nanoplanktonske vrste. Poleg vrst, ki nastopajo v nižjih bioconah, srečamo še vrste *Chiasmolithus bidens*, *Chiasmolithus danicus*, *Prinsius bisulcus*, *Toweius eminens*, *Toweius towae*, *Neococcolithus protenus*, *Zygodiscus adamas*, *Pontosphaera plana*, *Coccolithus pelagicus*, *Ellipsolithus murellus* in *Fasciculithus merloti*. Na Trinidadu ustreza ta biocona bioconi *Globorotalia pusilla pusilla*. E. Martini (1970) jo je omenil tudi iz Avstrije in Avstralije ter delno primerjal z bioconama *Globorotalia pusilla* in *G. angulata*. V Padernu d'Adda je bila ta biocona najdena v horizontu 16 do 21 (II. M. Bolli & M. B. Cita, 1960) in ustreza zgornjemu delu biocone *Globorotalia uvacinata* in spodnjemu delu biocone *G. angulata*. V Avstriji je zastopana z biocono D (= cona *Globorotalia angulata*) (W. W. Hay & H. P. Mohler, 1967). Pri študiju paleocenskega profila pri Possagnu te biocone niso ločili (F. Proto-Decima, K. P. Roth & L. Todesco, 1975).

Biocona Fasciculithus tympaniformis predstavlja v profilu pri Podsabotinu največji razpon od vseh postavljenih biocon. Zavzema interval med vzorcema 22 do 41, kar predstavlja okrog 12 debelinskih metrov. Litološko sestoji iz rdečkastega laporja in vmesnih pol sivkastega laporastega apnenca. V vrhnjem delu profila se menjavata rdečkasti in rjavkasti laporasti apnenec in vsebujeta leče sivga apnenca.

Biocona Helolithus kleinpelli predstavlja interval med prvim pojavom vrste *Helolithus kleinpelli* in začetkom vrste *Discoaster gemmeus*. Prva sta opisala biocono W. W. Hay in H. P. Mohler (1967) v plasteh Pont Labau v južni Franciji.

V tej bioconi se poleg znanih vrst pojavi tudi *Fasciculithus involutus*; številne so presedimentirane kredne oblike. Množična je v sredini biocone vrsta *Helolithus kleinpelli*, ki smo jo našli v vseh položajih (vzorec Pa45p).

V Paderna d'Adda ustreza ta biocona srednjemu delu biocone *Globorotalia pseudomenardii*. E. Martini (1970) jo je omenil iz Avstrije in Mehike in jo primerjal z zgornjim delom biocone *Globorotalia pusilla* / *G. angulata* in s spodnjim delom biocone *Globorotalia pseudomenardii*. A. R. Edwards (1970) je primerjal to biocono s spodnjim delom biocone *Globigerina triloculinoides* v Te Uri Stream v Novi Zelandiji. Omejil jo je z začetkom in koncem vrste *Helolithus kleinpelli*.

V profilu Podsabotin smo to biocono določili, medtem ko je v profilu pri Lijaku zaradi domnevne kondenzacije plasti nismo mogli. Pri Podsabotinu nastopa od vzorca 42 do vzorca 48. Litološko prevladuje rdeči laporasti apnenec, ki vsebuje do 15 cm debele plasti sivga in rjavkastega laporja in leče sivga apnenca. *Biocona* zavzema tri do štiri debelinske metre profila.

Biocona Discoaster gemmeus predstavlja interval od začetka vrste *Discoaster gemmeus* do prvega pojava vrste *Helolithus riedeli*. Prvi jo je opisal W. W. Hay (1964) v Pont Labau v Franciji, kjer pa manjka zgornja meja biocone.

Poleg nosilca biocone *D. gemmeus* se v bioconi pojavljajo vse tu opisane paleocenske vrste. Primerki vrste *D. gemmeus* so redki in majhni; po tem skle-

pamo, da gre za nižji del te biocone. Močno je zastopana vrsta *Fasciculithus involutus*.

W. W. Hay in H. P. Mohler (1967) sta omenila to biocono v profilu pri Padernu d'Adda. E. Martini (1970) jo je dokazal v Eitelgrabenu v Avstriji in jo primerjal z biocono *Globorotalia pseudomenardii* (sl. 4).

To biocono štejejo še v srednji paleocen. V profilu Podsabotin sestoji iz rdečega laporja z lečami svetlega apnenca in obsega kratek interval med vzorcema 49 in 50. Njenemu razvoju nismo mogli zadovoljivo slediti, ker je profil med tema dvema vzorcema pokrit. Prav tako je pokrit zadnji del profila do kontakta s flišem, zato nismo mogli določiti vrhnjega dela biocone.

Biostratigrafski sklep

Za biostratigrafsko študijo zgornjekrednih in paleocenskih klastičnih plasti smo izbrali dva podobna profila na severnem robu goriško-vipavskega flišnega sinklinorija; prvega na robu Trnovskega gozda, drugega pa na vznožju Sabotina. Talnino obeh profilov predstavlja senonski rudistni apnenec, ki je pri Lijaku narinjen na podsabotinske plasti in na fliš Vipavske doline, krovino pa spodnjeocenski fliš.

V profilu Podsabotin smo določili dve zgornjekredni bioconi in pet paleocenskih. Vse biocone so dokazane z značilnimi fosili. Pet biocon je razvitih v celoti, pri dveh pa smo razlikovali le spodnji in zgornji del, ker je teren pokrit.

Biocone delno ustrezajo standardni razdelitvi (E. Martini, 1970), delno razvojem, ki jih opisujejo drugi avtorji iz Evrope in Amerike. Paleocenski del profila smo lahko najlepše primerjali z razvojem pri kraju Pont Labau v Pirenejih (W. W. Hay in H. P. Mohler, 1967), kjer so biocone v enakem zaporedju z bolj ali manj enako floristično vsebino. V profilu sta lepo razviti obe danski bioconi *Markalius astroporus* in *Cruciatolithus tenuis*, ki ustrezata razvoju danskih plasti v klasičnih najdiščih na Danskem (K. Perch-Nielsen, 1969). Ti dve bioconi smo primerjali z ustreznima bioconama, postavljanimi na podlagi planktonskih foraminifer pri Lijaku (J. Pavšič, 1973). S tem je danska stopnja v lapornem razvoju v Sloveniji dokazana.

Srednji paleocen je v profilu Podsabotin v celoti razvit. Podoben profil je bil določen pri Studenu v Pivški kotlini na podlagi planktonskih foraminifer (R. Gospodarič in drugi, 1967). Vendar primerjava ni več možna, ker so na edini golič pri Studenu postavili novo hišo. S srednjim paleocenom se je sedimentacija podsabotinskih plasti na prostoru Goriških Brd končala, ni se nadaljevala v zgornjem paleocenu ali celo v eocenu, kot so prvotno mislili (L. Šribar, 1965). Malo je namreč verjetno, da bi v pokritem delu profila pod flišem, debelom največ deset metrov, lahko pričakovali celotni zgornji paleocen.

Problem meje kreda-terciar

V profilu Podsabotin in Lijak je meja med kredo in terciarjem lepo vidna; naenkrat preneha rdečkasti in sivi trdi laporasti apnenec in začne se rjavkasto rdeči mehki laporasti apnenec. V njem se pojavijo tanjše pole sivga apnenca. Poleg litološke slike se spremeni tudi floristična in favnistična (L. Šri-

bar, 1963; J. Pavšič, 1973). Kredni nanoplankton naenkrat izgine. V spodnjih centimetrih terciarnega dela profila so le manj občutljive oblike nanoplanktona. V tem delu smo našli perzistentni obliki *Braarudosphaera bigelowi* in *Thoracosphaera imperforata*. Močno prevladuje prva oblika, zato smo ta del imenovali »horizont *Braarudosphaera*«, ki smo ga lahko identificirali v obeh profilih. Kmalu nad tem horizontom se začne pojavljati terciarne oblike, najprej danska vrsta *Markalius astroporus*.

Kaj je povzročilo nenaden propad krednih planktonskih oblik? Zaenkrat na to vprašanje še ni zadovoljivega odgovora. Eni navajajo kot vzrok pomanjkanje hrane (M. N. Bramlette, 1965), drugi pa nenaden padec temperature zaradi različnih vzrokov (H. Tappan, 1966; W. W. Hay, 1960).

Po mojem je kredni plankton propadel zaradi spremembe slanosti morske vode. Rastlinski in živalski plankton sta namreč zelo občutljiva za takšno spremembo. Večina vrst prenese nihanje slanosti le za nekaj promilov. Optimalna slanost za večino vrst je okrog 35 ‰. Vrste, ki imajo svoj optimum pod ali nad to vrednostjo, so dobri paleosalinitetni indikatorji.

V spodnjih paleocenskih plasteh najdemo v veliki množini vrsto *Braarudosphaera bigelowi*, ki je vztrajala od zgornje krode vse do danes. Ohranjala se je verjetno zaradi svoje velike zmožnosti prilagajanja na različne biotope. Po D. Bukry (1974) so našli vrsto *B. bigelowi* v Mehškem zalivu pri slanosti 31,8 do 32,7 ‰ v koncentraciji 680 osebkov na liter. Veliko koncentracijo te vrste so odkrili v Panamskem zalivu, kjer pade slanost na 28,8 do 23,5 ‰ (T. J. Smayda, 1966 cf. D. Bukry, 1974). V litru vode so našli 1500 osebkov. Kjer slanost preseže 34,7 ‰, je najti le posamezne primerke te vrste. D. Bukry (1974) je omenil vrsto *B. bigelowi* iz sedimentov Črnega morja, kjer pade slanost na 17 do 18 ‰. Fosilna oblika vrste *B. bigelowi* je zelo pogosta v priobalnih vzorcih paleogena Pariške kotline (P. M. Bouche, 1962). Nenaden močan porast vrste *B. bigelowi* sta opazila T. Saito in S. F. Percival (1970 cf. Bukry, 1974) v oligocenskih sedimentih južnega Atlantika in sta lahko določila poseben horizont, debel 50 mm do 80 cm. Vrsta *B. bigelowi* naj bi se bila v tistem času tako močno razmnožila, ker se je zaradi obilnega dežja močno znižala slanost površinskih voda v južnem Atlantiku (D. Bukry, 1974).

Po vsem tem sklepamo, da je šlo za podoben pojav tudi na meji kreda/terciar. Ustrezni horizont je razvit v profilu pri Lijaku in pri Podsabotinu v debelini nekaj centimetrov do pol metra. Verjetno so razcvet brarudosferid tudi tu povzročile padavine v nenormalnih količinah. Manj verjetno je, da bi se bil v tistem času celotni bazen osladil zaradi površinskih pritokov, v tem primeru bi vendarle nekje našli sledove.

Sama ločnica med maastrichtsko in dansko stopnjo je v vseh profilih lepo izražena v obliki nekaj milimetrске razpoke. Ta vrzel pa ne pomeni daljše prekinitev sedimentacije. Kontakt je le rahlo upognjen, kar je verjetno tektonskega

Sl. 4. Razširjenost nanoplanktona v profilu Podsabotin v Goriških Brdih
Fig. 4. Distribution of nanoplankton in the Podsabotin section from Goriška Brda

HIÖCONE

[illegible]

Nannoplankton from the Upper Cretaceous and Paleocene Beds in the Gorica Region

Jernej Paušič

Department for geology and paleontology, University of Ljubljana,
Ljubljana, Aškerčeva 12

Two sections of the marly limestone lying between the Upper Cretaceous rudistid limestone and Eocene Flysch have been examined for nannoplankton. The first one corresponds to the original Podsabotin section passing by the Novo Mesto village in Goriška Brda (Gorica Hills). The second one follows the northern border of Vipava Valley. Their geologic age has been determined previously to be Upper Cretaceous and Paleocene, as proved by their contents in foraminifers. An attempt is made now to correlate the foraminiferal biozones with the nannoplanktonic distribution. Two Upper Cretaceous and five Paleocene biozones could be distinguished. A new species *Fasciculithus merloti* has been determined from the biozone *Fasciculithus tympaniformis*.

Author deals with the distribution of nannoplankton in marly limestone of the Podsabotin beds occurring in Goriška Brda (Gorica Hills). The limestone is characterized by various shades of red and gray colour as well by subequal splits formed by weathering. Its Upper Cretaceous-Paleocene age has already been proved by its contents in foraminifers determined from the well exposed sections of Podsabotin and Lijak (fig. 1). An attempt is made now to correlate the foraminiferal biozones with corresponding nannoplanktonic distribution. Two Upper Cretaceous biozones have been recognized in the sections mentioned above, and that *Arkhangelskiella cymbiformis* and *Tetralithus murus* (fig. 2). Just above the Cretaceous/Tertiary interface, there the beds begin to change in character as the hard reddish and grayish Cretaceous limestone is overlain by a rather soft brownish marly limestone. Neither Cretaceous nor Paleocene characteristic nannoplanktonic forms could be found in an interval of about 10 cm, that abounds, however, with the genus of *Braarudosphaera*. This break becomes even more significant as there an equivalent foraminiferal gap has been found too. The lowest Paleocene foraminiferal biozone of *Globorotalia eugubina* is lacking. The first species determined from the Paleocene sequence is *Globorotalia pseudobulloides* that can be partly correlated with the first Paleocene nannoplanktonic form of *Markalius astroporus*. The following Paleocene biozone of *Cruciplacolithus tenuis* is well developed in the Podsabotin section. There the

izvora. To kaže predvsem kontakt pri Lijaku, kjer je celotni profil tektonsko precej spremenjen. Do zareze na meji kreda/terciar je verjetno prišlo sekundarno zaradi drsenja tršega krednega dela prek mehkejšega paleocenskega. Zato lahko v litološkem in florističnem razvoju plasti zagovarjamo neprekinjeno sedimentacijo.

Prispevek k paleogeografiji

Podsabotinske plasti se raztezajo v južnozahodni Sloveniji povečini na robovih flišnih kadunj in so nekakšne predhodnice flišne sedimentacije. Kot je znano, se je bazen flišne sedimentacije poglobljal od severozahoda proti jugovzhodu, kjer imamo vedno mlajše sedimente. Podobno starostno zaporedje sledimo tudi v podsabotinskih plasteh. V zgornji Soški dolini so te plasti turonske ali spodnjesebonske (D. Neděla-Devíď, 1957). Proti jugu postajajo plasti vse mlajše in v Goriških Brdih so maastrichtske starosti.

Na območju Goriških Brd se je v spodnjem maastrichtu morje toliko poglobilo, da so nastali ugodni pogoji za nastanek klastitov in naselitev planktonske flore in faune. Zveza z odprtim morjem je bila dobra. Sediment je biomikrit, ki sestoji v glavnem iz drobcev in celotnih skeletov nanoplanktona in planktonskih foraminifer. Rdeči sediment na meji kreda/terciar ni nastajal v okolju, ki bi ustrezalo nastanku današnjega globigerinskega blata, temveč v mnogo plitvejši vodi (M. Rech-Frolo, 1971). Istočasno s kredno sedimentacijo podsabotinskih plasti je na severnem robu Vipavske doline in na Tržaško-komenškem krasu nastajal rudistni apnenec (M. Pleničar, 1975), to je plitvo-morski sediment čiste vode. Ni verjetno, da bi na tako majhni razdalji obstajale velike globinske razlike, posebno če pomislimo, da so rudistni grebeni ali trate uspevali na položni obali. Po P. Mioču (1968) so podsabotinske plasti nastajale v kordiljerskih koritih dinarske smeri. Bolj verjetno se mi zdi, da je bil to širši sedimentacijski prostor in na njegovem obrobju so rasli rudistni grebeni. Kredni del podsabotinskih plasti vsebuje v drugih profilih (Col, Kožbana, Kanaški vrh) brečo s kosi rudistnega apnenca. Po tem sklepamo, da so ti sedimenti nastajali v obrobni delih bazena, medtem ko v njegovem osrednjem delu takšnih tvorb ne najdemo.

V paleocenski dobi se je ozemlje dvigalo. Morje se je za kratek čas tudi osladilo; na to kaže »horizont Braarudosphaera«. V tem času so se v južnozahodni Sloveniji usedale brakične liburnijske karbonatne plasti (R. Pavlovic, 1963) s premogom. O poplitvenju morja nam pričajo številne leče in kosi apnenca z bogato litoralno favno in floro. Apnenec je prišel v sedimentacijski prostor iz bližnjih litoralnih področij kot strjen material ali kot karbonatno blato, ki se je v obliki leč razlezlo po plasti.

Po srednjem paleocenu je prišlo na tem območju do nadaljnje regresije. Podsabotinske plasti na območju Goriških Brd so bile podvržene eroziji (F. Ciernerman in drugi, 1974). Zgornjekredne in paleocenske kose podsabotinskih plasti najdemo v spodnjem delu fliša v Goriških Brdih, to je v kožbanskih plasteh.

species *Cruciplacolithus tenuis* is associated with *Ellipsolithus macellus* and some reworked Cretaceous forms. The relations in the Lijak section are somewhat different, as there in a relatively thin uninterrupted succession *Fasciculithus tympaniformis* and *Heliolithus kleinpellii* occur together with *Cruciplacolithus tenuis*. After such an assemblage of characteristic fossil forms, a condensed deposition could be supposed. The lower boundary of this biozone corresponds to the foraminiferal biozone *Globorotalia trinidadensis*.

On the contrary, the biozone *F. tympaniformis* is 12 m thick at Podsabotin and is the best developed biostratigraphic unit of the section. It consists of reddish marl intercalated with grayish marly limestone rich in Tertiary nannoplanktonic forms. The following species are met with: *Chiasmolithus bidens*, *Chiasmolithus denicus*, *Prinsius bisulcus*, *Toweius emineus*, *Toweius towae*, *Neococcolithus protenus*, *Zygodiscus adamas*, *Pontosphaera plana*, *Coccolithus pelagicus*, *Ellipsolithus macellus* and a new species *Fasciculithus merloti* (Plate 7, figs 1—3).

At Podsabotin the biozone *Heliolithus kleinpellii* is 3—4 m thick and is distinct well enough. The biozone *Discoaster gemmeus*, however, represents a rather short interval of deposition. The contact with the overlying Eocene flysch is covered. By rather rare and poorly developed forms of *Discoaster gemmeus* a lower level of the biozone is indicated. The characteristic fossil is accompanied by many Paleocene nannoplanktonic forms; *Fasciculithus involutus* is the most frequent among them (figs. 3 and 4).

Fasciculithus merloti

Plate 7, figs. 1—3

Derivatio nominis: So named after the merlot grapevine growing on the soils which owe their origin to the desintegration of the Podsabotin beds in Goriška Brda (Gorica Hills).

Holotypus: Pl. 7, fig. 1, inventory number of the samples 485 in the collection of J. Pavšič, Department for geology and paleontology, University in Ljubljana.

Paratypus: Pl. 7, figs. 2, 3, inventory numbers 482, 485, in the same collection as holotypus.

Stratum typicum: Middle Paleocene, biozone *Fasciculithus tympaniformis* in the section of the Podsabotin beds at the Podsabotin village in Goriška Brda (Gorica Hills).

Locus typicus: Podsabotin in Goriška Brda.

Material: Three photographs of samples with negative.

Diagnosis: Distal part of the column supports a large disk projecting in an apical spine. It is fairly wider compared with the proximal column part.

Description: Column has a truncated cone-shape and bears a disk, projecting in an apical spine. The inclination of the cone side is 73—75°. The outer wall of the column is smooth. The central opening and central tube are smooth too. The central tube is wide and distinct. The proximal part of the column finishes with an expressive concave field. The disk born by the column is normally as large as the distal end of the column, sometimes it stretches, however, a little over the edge. The total height is 8—12 μ .

Comparison: The species differs from the similar *F. ulii* in having clearly inclined column sides. The disk prolongates conically into apical spine and not steplike as at the species *F. ulii*.

Literatura

Adelseck, C. G., Geehan, G. W. & Roth, P. H. 1973, Experimental Evidence for the Selective Dissolution and Overgrowth of Calcareous Nannofossils During Diagenesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 2755—2762.

Barbieri, F. & Paniciari, E. 1968, Calcareous nannoplankton from Upper Cretaceous and Early Tertiary flysch of Baganza Valley, North Italy. *Riv. Ital. Paleont.* 74/2, 421—446, tab. 32—36, Milano.

Black, M. & Barnes, B. 1959, The Structure of Coccoliths from the English Chalk. *Geol. Mag.* 46/3, 321—328, tab. 8—12, Hertford.

Bolli, H. M. & Cita, M. B. 1960, Globigerina e Globorotalia del Paleocene di Paderno d'Adda (Italia). *Riv. Ital. Paleont.* 66/3, 1043, Milano.

Bramlette, M. N. 1965, Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. *Science* 148, 1696—1699.

Bramlette, M. N. & Martini, E. 1964, The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleontology* 10/2, 291—322, Washington.

Bramlette, M. N. & Riedel, W. R. 1954, Stratigraphic value of Discoasters and some other Microfossils related to recent coccolithophores. *Jour. Paleont.* 28/4, 385—403, tab. 38—39, Menasha.

Bramlette, M. N. & Sullivan, F. R. 1961, Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. *Micropaleontology* 7/2, 129—186, tab. 1—14, New York.

Bouché, P. M. 1962, Nannofossiles calcaires du Lutétien du bassin de Paris. *Rev. Micropaléont.* 5/2, 75—103, Paris.

Bukry, D. 1969, Upper Cretaceous Coccoliths from Texas and Europe. *Univ. Kansas Paleont. Inst.* 51 (Protista 2), 79 str., 40 tab., Kansas.

Bukry, D. 1971, Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific ocean. *Transact. San Diego Soc. Nat. Hist.* 16/14, 303—327, San Diego.

Bukry, D. 1973, Phytoplankton stratigraphy, Central Pacific ocean, Deep sea drilling project leg 17. *Init. rep. deep sea drill. proj.* 17, 871—889, 5. tab., Washington.

Bukry, D. 1974, Phytoplankton stratigraphy, offshore East Africa Deep sea drilling project leg 25. *Init. rep. deep sea drill. proj.* 15, 635—646, Washington.

Bukry, D. 1974, Coccoliths as paleosalinity indicators-evidence from Black sea. *Black-sea geol., chem., biol. men.* 20, 353—363.

Cimerman, F., Pavlovec, R., Pavšič, J. & Todesco, L. 1974, Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih. *Geologija* 17, 7—130, Ljubljana.

Cohen, C. L. D. 1965, Coccoliths and Discoasters from Adriatic bottom sediments. *Leidsa Geol. Mededeling.* 35, 1—44, 25 tab., Leiden.

Cousin, M. 1964, L'apparition du faciès flysch dans la partie sud de la Slovénie occidentale. *C. R. Soc. géol.* 7, 285—287, Paris.

Cepek, P. 1970, Zur Vertikalverbreitung von Coccolithen-Arten in der Oberkreide NW-Deutschlands. *Geol. Jb.* 88, 235—264, 6 tab., Hannover.

Cepek, P. & Hay, W. W. 1969, Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. *Trans. Gulf Coast Assoc. geol. soc.* 19, 322—336.

Deflandre, G. 1959, Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. *Rev. Micropaléont.* 2/3, 127—152, Paris.

Deflandre, G. 1963, Sur les Microrhabdullidés, famille nouvelle de nannofossiles calcaires. *C. R. Acad. sc.* 256, 3484—3486, Paris.

Deflandre, G. & Fert, C. 1952, Microscopie électronique et micropaléontologie. Sur la structure fine de quelques coccolithes fossiles observés au microscope électronique. Signification morphogénétique et application à la systématique. C. A. Acad. Sc. 234, 2100—2102, Paris.

Deflandre, G. & Fert, C. 1954, Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. Ann. Paléont. 40, 68 str., 15 tab., Paris.

Drobne, K. & Pavlovac, R. 1969, Le faciès paléocènes en Slovénie. III. slmp. dinarske asocijac., 27—33, Zagreb.

Edwards, A. R. 1970, A calcareous nannoplankton zonation of the New Zealand Paleogene. Proc. II planc. Conf. Roma, 381—419, Roma.

Farinacci, A. 1969—1975, Catalogue of calcareous nannofossils. vol. 1 do 8. Tecnoscienza, Roma.

Forchheimer, S. 1972, Scanning electron microscope studies of Cretaceous coccoliths. Sver. Geol. Undersök., C/847, 64/4, 3—141, Stockholm (1970).

Gartner, S. 1968, Coccoliths and related calcareous nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. Univ. Kans. Paleont., Contr. 48, 56 str., 28 tab., Kansas.

Gartner, S. 1970, Phylogenetic Lineages in the Lower Tertiary Coccolith genus Chiasmolithus. Proc. N. Amer. Paleont. Convent. G, 930—957.

Gartner, S. 1971, Nannofossil zonation of the Paleocene-Eocene sediments penetrated in Joides Blake Plateau cores J-3 and J-6b. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54/4-I, 69—77, Budapest.

Gartner, S. 1971, Calcareous nannofossils from the Joides Blake Plateau cores, and revision of Paleogene nannofossil zonation. Tulane Stud. Geol. Paleont. 8/3, 101—121, New Orleans.

Germovšek, C. 1953, Zgornjekredni klastični sedimenti na Kočevskem in bližnji okolici. Geologija 1, 120—134, Ljubljana.

Gohrbandt, K. 1963, Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. Mitt. Geol. Gesellsch. 56/1, 116 str. Wien.

Gorka, H. 1957, Coccolithophoridae z gornego mastrychtu Polski Środkowej. Acta Paleont. Pol. 2/2—3, 253—294, Warszawa.

Gorka, H. 1963, Coccolithophoridés, Dinoflagellés, Hystriosphacridés et Microfossiles Incertae sedis du Crétacé Supérieur de Pologne. Act. Paleont. Pol. 8/1, Warszawa.

Gospodarič, R., Kolosváry, G., Pavlovac, R. & Proto-Decima, F. 1967, Ueber Entstehung und Alter der Paläogenschichten im Pivka-Becken bei Postojna (Adelsberg, SW Slowenien, Jugoslawien). Anzeig. Österr. Akad. Wiss. 2, 25 str., Wien.

Grad, K. 1962, O starosti flisa na Kalšah. Geologija 7, 261—264, Ljubljana.

Haq, B. 1972a, Paleogene Calcareous Nannoflora. Part IV. Paleogene nannoplankton biostratigraphy and evolutionary rates in Cenozoic calcareous nannoplankton. Stockholm Contr. Geol. 25, 130—158, Stockholm.

Haq, B. 1972b, Paleogene Calcareous Nannoflora. Part I. The Paleocene of west-central Persia and Upper Paleocene-Eocene of West Pakistan. Stockholm Contr. Geol. 25, 56 str. 15 tab., Stockholm.

Hay, W. W. 1960, The Cretaceous-Tertiary boundary in the Tampico Embayment, Mexico. 21st Internat. Geol. Congr., Proc. sec. 5, 70—77.

Hay, W. W. & Towe, K. M. 1962, Electromicroscopic Examination of some Coccoliths from Donzacq (France). Eclogae geol. Helv. 55/2, 497—517, 10 tab., Basel.

Hay, W. W. & Mohler, H. P. 1967, Calcareous Nannoplankton from Early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Early Eocene correlations. Jour. Paleont. 41/6, 1505—1541, tab. 196—206, Menasha.

Hay, W. W., Mohler, H. P., Roth, P. H., Schmidt, R. R. & Bodreux, J. E. 1967, Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the

- Coast and Caribbean-Antillean Area and Transoceanic Correlation. *Trans. G. C. Assoc. Geol. Soc.* 17, 429—490.
- Kapellos, C. C. 1973, Biostratigraphie des Gurnigulflysches, Schw. Paleont. Abh. 96, 128 str., 49 tab., Basel.
- Locker, S. 1968, Biostratigraphie des Alttertiärs von Norddeutschland mit Coccolithophoriden. *Monatsb. Dt. Akad. Wiss.* 10/3, 219—230, Berlin.
- Locker, S. 1970, Zur Gliederung des Alttertiärs in Nannoplankton Zonen. *Geologie* 19/7, 880—882, Berlin.
- Manivit, H. 1965, Nannofossiles calcaires de l'Albo-Aptien. *Rev. Micropal.* 8/3, 189—201, Paris.
- Manivit, H. 1967, Nannofossiles calcaires du Turonien et du Sénonien. *Rev. Micropal.* 10/4, 277—286, Paris.
- Manivit, H. 1971, Nannofossiles calcaires du crétacé Français/Aptien-Maastrichtien. *Essai de Biozonation appuyée sur les Stratotypes*, 187 str., 32 tab.
- Martini, E. 1961, Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. *Senck. Leth.* 42:1—2, 41 str. Frankfurt a. M.
- Martini, E. 1970, Standard Paleogene Calcareous Nannoplankton Zonation. *Nature* 226/5245, 560—561, St. Albans.
- Martini, E. 1976, 9. Cretaceous to recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP leg 33). *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 33, 383—423, Washington.
- Martini, E. & Müller, C. 1971, Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. *Erdöl und Kohle* 6, 381—384, Wien.
- Martinis, B. 1962, Ricerche geologiche paleontologiche sulla Regione Compresa Tra il T. Iudrio ed il F. Timavo. *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 8, 1—244, Milano.
- Matter, A., Douglas, R. G. & Perch-Nielsen, K. 1975, Fossil preservation, geochemistry, and diagenesis of pelagic carbonates from Shatsky rise, Northwest Pacific. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 32, 891—291, Washington.
- Mlot, P. 1968, Sedimenti s pelagično mikrofavno v severozahodnih Dinaridih. *Prvi kolokvij o geol. Dinaridov* 1, 97—101, Ljubljana.
- Monachi, S. & Radrizzani-Pirini, C. 1975, Nannoplankton from scaglia Umbra formation (Gubbio) at Cretaceous-Tertiary boundary. *Riv. Ital. Paleont.* 81/1, 31—44, tab. 4—6, Milano.
- Moskovitz, S. 1967, First Report on the Occurrence of Nannoplankton in Upper Cretaceous Paleocene Sediments of Israel. *Jb. Geol. B. A.* 110, 135—168, Wien.
- Nedela-Devidé, D. 1957, Značenje globotruncanida za rješavanje nekih stratigrafskih problema u Jugoslaviji. II. jug. geol. kongr., 134—154, Sarajevo.
- Pavlovec, R. 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. *Razpr. Slov. akad. znan. umet.* 7, razr. 4, 421—556, Ljubljana.
- Pavlovec, R. & Pavšič, J. 1971, Zoophycos (Annelida, Polychaeta) v pod-sabotinskih plasteh zahodne Slovenije. *Geologija* 14, 63—68, Ljubljana.
- Pavšič, J. 1971, Biostratigrafija laporjev na meji med kreda in terciarjem med Goriškimi brdi in Logaško planoto. *Dipl. delo, manusk.*, Katedra za geol. in paleont. univ. v Ljubljani, III + 69, 19 tab., Ljubljana.
- Pavšič, J. 1973, Planktonian foraminifera from Podosabotin strata South-western Slovenia (Western Yugoslavia). *Bull. Sci.* 18/7—9, 143—144, Zagreb.
- Perch-Nielsen, K. 1969, Die Coccolithen einiger Dänischer Maastrichtien und Danien Lokalitäten. *Medd. Dansk Geol. Foren.* 19, 51—67, tab. 7, København.
- Perch-Nielsen, K. 1971a, Durchsicht Tertiären Coccolithen. *Proc. II. Plankt. Conf.* 239—279, Roma.
- Perch-Nielsen, K. 1971b, Einige neue Coccolithen aus dem Paleozän der Bucht von Biskaya. *Bull. Geol. Soc. Denm.* 20, 347—361, 14 tab.

Perch-Nielsen, K. 1972, Les nannofossiles calcaires de la limite Crétacé-Tertiaire, Mem. B. R. G. M. 77, 181—188, Copenhagen.

Perch-Nielsen, K. 1972, Remarks on late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 12, 1003—1069, Washington.

Perch-Nielsen, K. 1973, Danian and Campanian/Maastrichtian Coccoliths from Nugsuaq, West Greenland. Geol. Soc. Denm. Bull. 22, 79—82.

Perch-Nielsen, K. 1973, Neue Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark, Madagaskar und Ägypten. Bull. Geol. Soc. Denm. 22, 304—333, 9. tab.

Perch-Nielsen, K. 1973, Nannoplankton calcaire à la limite Crétacé-Tertiaire dans le Bassin de Majunga (Madagascar). C. R. Acad. Sc. 276, 2435—2438, Paris.

Plenar, R. N. 1968, Upper Cretaceous Coccolithophorida from Zululand, South Africa. Paleontology 11/3, 361—387, London.

Pleničar, M. 1958, Poročilo o globokomorskem razvoju krednih plasti pri Košanjevič, Geologija 4, 152—156, Ljubljana.

Pleničar, M. 1975, Hipuriti Nanosa in Tržaško-Komenske planote. Razpr. Slov. akad. znan. umet. 18/4, razr. 4, 85—114, 23 tab., Ljubljana.

Premoli-Silva, I. & Luterbacher, H. P. 1966, The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy). Riv. Ital. Paleont. 72/4, 1183—1266, tab. 91—99, Milano.

Proto-Decima, F. 1973, Leg 27 Calcareous nannoplankton. Deep Sea Drill. Proj. 27, 589—621, Washington.

Proto-Decima, F., Roth, H. P. & Todesco, L. 1975, Nannoplankton Calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno. Schw. Paläont. Abh. 79, 35—55, 6 tab., Basel.

Ramovš, A. 1958, Starost »krških« skladov v okolici Krškega. Geologija 4, 149—151, Ljubljana.

Ramovš, A. 1967, Erster Nachweis der Kreide-Schichten im Gebirge Savinjske Alpe Nordwest-Jugoslawien. Bull. sci. A, 12/9, 9—10, Zagreb.

Rech-Frollo, M. 1971, Les Calcaires des Couches rouges des Alpes: Leur composition et leur origine. Sediment. geol. 6, 53—72, Amsterdam.

Reinhardt, P. 1966, Zur Taxonomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas. Freiberg. Forschungshf. C. 196, 109 str., Leipzig.

Roth, H. P. 1973, 23. Calcareous nannofossils — Leg 17, Deep Sea Drilling Project. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 17, 695—795, Washington.

Scherwood, R. W. 1974, Calcareous nannofossil systematics, paleoecology, and biostratigraphy of the Middle Eocene Weches formation of Texas. Tulane stud. geol. paleont. 11/1, 1—80, Los Angeles.

Scherwood, R. W. & Levin, H. L. 1973, Scanning electron and optical microscope procedure for viewing of individual coccoliths. Tulane stud. geol. 10/2, 103—106, Los Angeles.

Stache, C. 1920, Geol. Spezialkarte Görz und Gradisca 1:75 000. Wien.

Stover, L. E. 1966, Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands. Micropaleontology 12/2, 133—167, New York.

Stradner, H. 1963, New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of Nannofossils. Proc. 6th World Petrol Congr., Sect. 1/4, 16 str.

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

Sullivan, F. 1964, Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast ranges, I. Paleocene. Univ. Calif. public. geol. sci. 44/3, 183—228, 12 tab., Berkeley and Los Angeles.

Šrlbar, L. 1965, Meja med krednimi in terciarnimi skladi v Goriških brdih. Geologija 8, 121—129, Ljubljana.

Sribar, L. 1967, O sedimentih na meji kreda-terciar v južni Sloveniji, *Geologija* 10, 161, Ljubljana.

De Zanche, V., Pavlovec, R. & Proto-Decima, F. 1967, Mikrofavna in mikrofacies iz eocenskih ilastnih plasti pri Ustju v Vipavski dolini JZ Slovenija. *Razpr. Slov. akad. znan. umet.* 10/5, razr. 4, 207—283, 17 tab., Ljubljana.

Tappan, H. 1966, Three faces of evolution: Biologic, atmospheric and lithologic. *Geol. Soc. America Spec. Pap.* 101, 218 str.

Thierstein, H. 1971, Foraminiferen und Nannoplankton aus einem Profil durch santone Amdenerschichten in den östlichen Churfürsten. *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 29—45, Basel.

Winkler-Hermaden, A. 1936, Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. *Geol. Rundsch.* 27, Wien.

Worsley, T. & Martini, E. 1970, Late Maastrichtian Nannoplankton Provinces. *Nature* 225, 1242—1243.

Žlebnik, L. 1958, Prispevek k stratigrafiji velikotrnških skladov. *Geologija* 4, 79—93, Ljubljana.

Tabla 1 — Plate 1

- 1, 2, 4, 9 *Zugodiscus spiralis* Bramlette et Martini
- 6 *Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre)
- 7 *Staurolithites crux* (Deflandre et Fert)
- 3, 5, 8 *Staurolithites ellipticus* (Gartner)
- 10, 11 *Tranolithus orianotus* (Reinhardt)
- 12, 13 *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre)
- 14, 15 *Chiastozygus litterarius* (Gorka)
- 16 *Chiastozygus festus* Stover

Vse fotografije pod navzkrižnimi nikoli

All photographs between crossed nicols

1500 × povečano — 1500 × enlarged

Tabla 1 — Plate 1



Tabla 2 — Plate 2

- 1—4 *Ahmuzellerella octoradiata* (Gorka)
pod navzkřížnými nikoli
between crossed nicols
- 5—8 *Cretarhabdulus crenulatus* Bramlette et. Martini
pod navzkřížnými nikoli
between crossed nicols
- 9—12 *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky)
pod navzkřížnými nikoli
between crossed nicols
- 13—16 *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky
13 do 15 pod navzkřížnými nikoli, 16 pod fázním kontrastem
13 to 15 between crossed nicols, 16 phase contrast
- 1500 × povećano — 1500 × enlarged

Tabla 2 — Plate 2



Tabla 3 — Plate 3

- 1—4 *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina
5—7 *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud)
8 *Kamptnerius* sp.
9 *Biscutum testudinarium* Black
10—16 *Watznaueria barnesae* (Black)

Vse fotografije pod navzkrižnimi nikoli
All photographs between crossed nicols

1500 × povečano — 1500 × enlarged

Tabla 3 — Plate 3



Tabla 4 — Plate 4

- 1—3 *Markalius astroporus* (Stradner)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 4—8 *Chiasmolithus bidens* (Bramlette et Sullivan)
4, 6, 7, 8 pod navzkrižnimi nikoli, 5 pod faznim kontrastom
4, 6, 7, 8 between crossed nicols, 5 phase contrast
- 9—11 *Chiasmolithus danicus* (Brotzen)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 12—16 *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner)
12, 13, 14, 16 pod navzkrižnimi nikoli, 15 pod faznim kontrastom
12, 13, 14, 16 between crossed nicols, 15 phase contrast
- 1500 × povečano — 1500 × enlarged

Tabla 4 — Plate 4



Tabla 5 — Plate 5

- 1 *Ericsonia fenestrata* (Deflandre et Fert)
pod faznim kontrastom
phase contrast
 - 2 *Prinsius biruleus* (Stradner)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
 - 3, 4 *Toweius emineus* (Bramlette et Sullivan)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
 - 5a, b *Toweius towae* Perch-Nielsen
a pod faznim kontrastom, b pod navzkrižnimi nikoli
a phase contrast, b between crossed nicols
 - 6, 7 *Thoracosphaera imperforata* Kampfner
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
 - 8 *Thoracosphaera tuberosa* Kampfner
pod faznim kontrastom
phase contrast
 - 9, 10 *Braarudosphaera bigelowii* Imbricata Bukry
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
 - 11 *Discoaster salisburgensis* Stradner
pod faznim kontrastom
phase contrast
 - 12 *Discoaster gemmeus* Stradner
pod faznim kontrastom
phase contrast
- 1500 × povečano - 1500 × enlarged

Tabla 5 — Plate 5

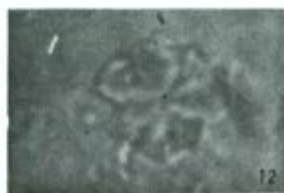
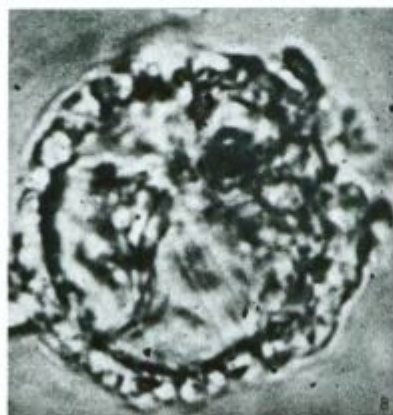


Tabla 6 — Plate 6

- 1 *Discoaster gemmeus* Stradner
pod faznim kontrastom
phase contrast
- 2 *Discoaster cf. gemmeus* Stradner
pod faznim kontrastom
phase contrast
- 3 *Discoaster salisburgensis* Stradner
pod faznim kontrastom
phase contrast
- 4, 6 *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel
pod faznim kontrastom
phase contrast
- 5, 7—11 *Fasciculithus involutus* Bramlette et Sullivan
5, 10 pod faznim kontrastom, 7, 8, 9, 11 pod navzkrižnimi nikoli
5, 10 phase contrast, 7, 8, 9, 11 between crossed nicols
- 12—14 *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols

1500 × povečano — 1500 × enlarged

Tabla 6 — Plate 6

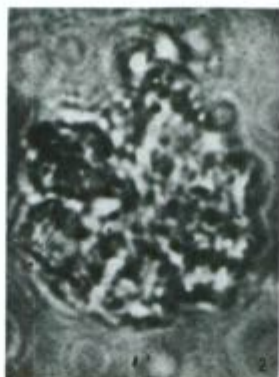


Tabla 7 — Plate 7

- 1—3 *Fasciculithus merloti* n. sp.
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 4—8 *Heliolithus klempelti* Sullivan
5 do 8 pod navzkrižnimi nikoli, 4 pod faznim kontrastom
5 to 8 between crossed nicols, 4 phase contrast
- 9 *Zygabolithus bijugatus* (Deflandre)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 10, 11 *Neococcolithes protenus* (Bramlette et Sullivan)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 12—14 *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 1500 × povečano — 1500 × enlarged

Tabla 7 — Plate 7

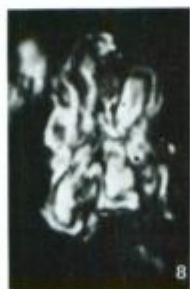


Tabla 8 — Plate 8

- 1, 2 *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan
1 pod navzkrižnimi nikoli, 2 pri faznem kontrastu
1 between crossed nicols, 2 phase contrast
- 3, 4 *Heliothys concinnus* Martini
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 5 -8 *Zygodiscus adamas* Bramlette et Sullivan
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 9 *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 12, 13 *Coccolithus pelagicus* (Wallich)
12 pod navzkrižnimi nikoli, 13 pod faznim kontrastom
12 between crossed nicols, 13 phase contrast
- 14, 15 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 16 *Tetralithus quadratus* Stradner
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols
- 1500 × povečano — 1500 × enlarged

Tabla 8 — Plate 8



Tabla 9 — Plate 9

1—3 *Tetralithus pyramidus* Gardet
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols

4 *Tetralithus obscurus* Deflandre
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols

5—8 *Tetralithus murus* Martini
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols

9—12 *Micula staurophora* (Gardet)
pod navzkrižnimi nikoli
between crossed nicols

13, 14 *Lucianorhabdulus capeuxi* Deflandre
13 pod navzkrižnimi nikoli, 14 pod faznim kontrastom
13 between crossed nicols, 14 phase contrast

15, 16 *Microrhabdulus decoratus* Deflandre
15 pod faznim kontrastom, 16 pod navzkrižnimi nikoli
15 phase contrast, 16 between crossed nicols

1500 × povečano — 1500 × enlarged

Nanoplankton je fotografiral J. Pavšič

The photographs of the nanoplankton made by J. Pavšič

Tabla 9 — Plate 9

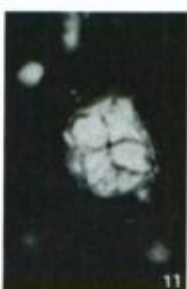
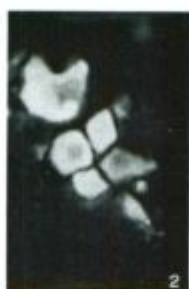


Tabla 10 — Plate 10

1, 2, 6 *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky

3 *Chiastorhynchus hilferianus* (Gorika)

Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky)

5 *Wetznaueria barnesae* (Black)

Scanning electron micrographs

3500 × povećano — 3500 × enlarged

Tabla 10 — Plate 10



UDK 551.3.051.5:551.761.2 (497.12) = 863

Klastični vložki v srednjetriadnem dolomitu na Idrijskem Middle Triassic Dolomite Intercalated with Clastic Sedimentary Rocks in Idria Region

Jože Čar

Inštitut za raziskovanje Krasa SAZU, Postojna

Franci Čadež

Rudnik živega srebra Idrija

V idrijskem rudišču in vzhodno od njega kaže srednjetriadno zaporedje sedimentov značilno prekinitev. Spodnje plasti sestoje iz paleozojskih ter spodnjetriadnih in srednjetriadnih kamenin, na njihovem denudiranem površju pa leže klastični in piroklastični sedimenti znatne debeline. Njihov vrhni del je langobardske starosti. Na Vojskarski planoti zahodno od Idrije pa ta prekinitev ni tako izrazita. Tu nastopa zanimiva zveza srednjetriadnega dolomita, klastičnih kamenin in terestričnih rezidualnih sedimentov. V začetku je nastajal čisti dolomit, ki kaže v določeni debelini zgornjega dela izsušitvene pore, paralelne s plastovitostjo. Nato pa je v srednji triadi, ponekod sledila sprememba sedimentacijskega okolja, ki je prekinila sedimentiranje karbonatnega blata. V plitvo morje je voda prinašala dobro zaobljene klaste, ki so se pogrezali v nekonsolidirani karbonatni sediment in porušili razpored izsušitvenih por. Od časa do časa pa so se oblikovala manjša kopenska območja, kjer so nastajali značilni subaeralni sedimenti.

East of the Idrija mercury mine and in the mine itself there an angular unconformity occurs in the Middle Triassic sequence. Clastic and pyroclastic series of a considerable thickness have been deposited upon the denuded surface of Upper Paleozoic and/or Lower and Middle Triassic beds. The top layer of the clastic succession is of Langobardian age. In the Vojsko High Plain extending west of Idrija, however, the break in the Middle Triassic sedimentation is indicated by the occurrence of an interesting association of dolomite, clastic deposits, and weathering residues. At first dolomite has been developed showing shrinkage pores oriented parallel to the bedding planes. Later a marked change in sedimentation took place without any change in the relative position of the younger and older strata. The sedimentation of the carbonate mud has been interrupted for some intervals of time. By the streams advancing into a continental borderland, alluvium has been deposited. Well rounded gravels accumulated in the midstream. They sinked into unconsolidated carbonate sediment whereby the arrangement of the shrinkage pores has

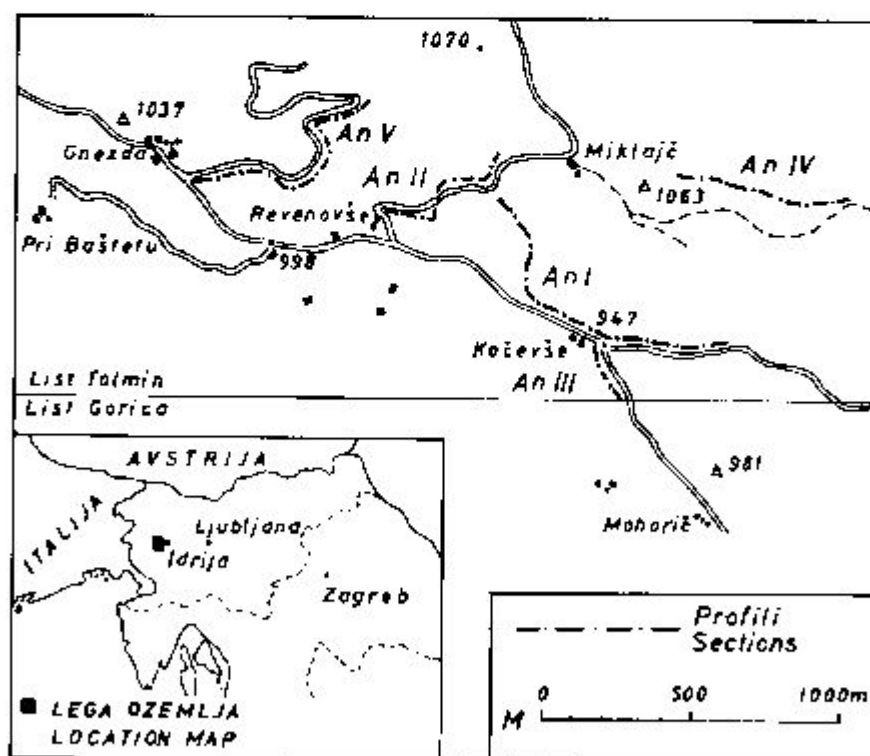
been disturbed. The fine-grained sandy material has been confined along the bank. During a more or less prolonged period the sedimentation area turned into dry land where subaerial weathered materials have developed.

Uvod

V okolici Kočevš na vzhodnem obrobju Vojskarske planote (sl. 1) je vzbudila našo pozornost asociacija plitvovodnega dolomita, klastičnih kamenin in terigenih kemičnih sedimentov, ki kaže na prekinitev sedimentacije v srednji triadi. Na podlagi prostorske razporeditve posameznih tipov kamenin smo definirali sedimentacijsko okolje in paleogeografske razmere v srednji triadi na območju zahodno od Idrije.

Dosedanje raziskave

Prve geološke podatke o vzhodnem obrobju Vojskarske planote je v začetku tega stoletja objavil F. Kossmat (1898, 1905, 1910). Njegove ugotovitve je uporabil v svojih razpravah I. Rakovec (1946, 1951), dopolnili pa so jih



Sl. 1 Profili skozi srednjetriadske plasti zahodno od Idrije
Fig. 1. Sections along the Middle Triassic Beds West of Idria

B. Berce in drugi (1959, neobjavljeno poročilo) ter B. Berce (1962, 1963), M. Iskra (1961), B. Vlačaj (1967, neobjavljeno poročilo) in S. Buser (1973). Vsi našteti avtorji so poudarjali, da se pojavljajo klastični sedimenti kot vključki v dolomit. Nobeden od njih ni dvomil v obstoj diskordance. Iz njihovih podatkov pa ni bilo mogoče razbrati, kje natanko poteka in za kakšne vrste diskordanco gre. Tudi o starosti sedimentov so bila mnenja deljena; nekateri so jih uvrstili v anizično (F. Kossmat, 1905, 1910; S. Buser, 1973, 1975, neobjavljeno poročilo), drugi pa v ladinsko stopnjo (B. Berce in drugi, 1959, neobjavljeno poročilo; B. Berce, 1962, 1963; M. Iskra, 1961).

Opis profilov

Raziskali smo območje severno, vzhodno in jugovzhodno od zaselkov Kučevše in Revenovše na vzhodnem obrobju Vojskarske planote. Ozemlje leži v celoti na listu Tolmin (sl. 1).

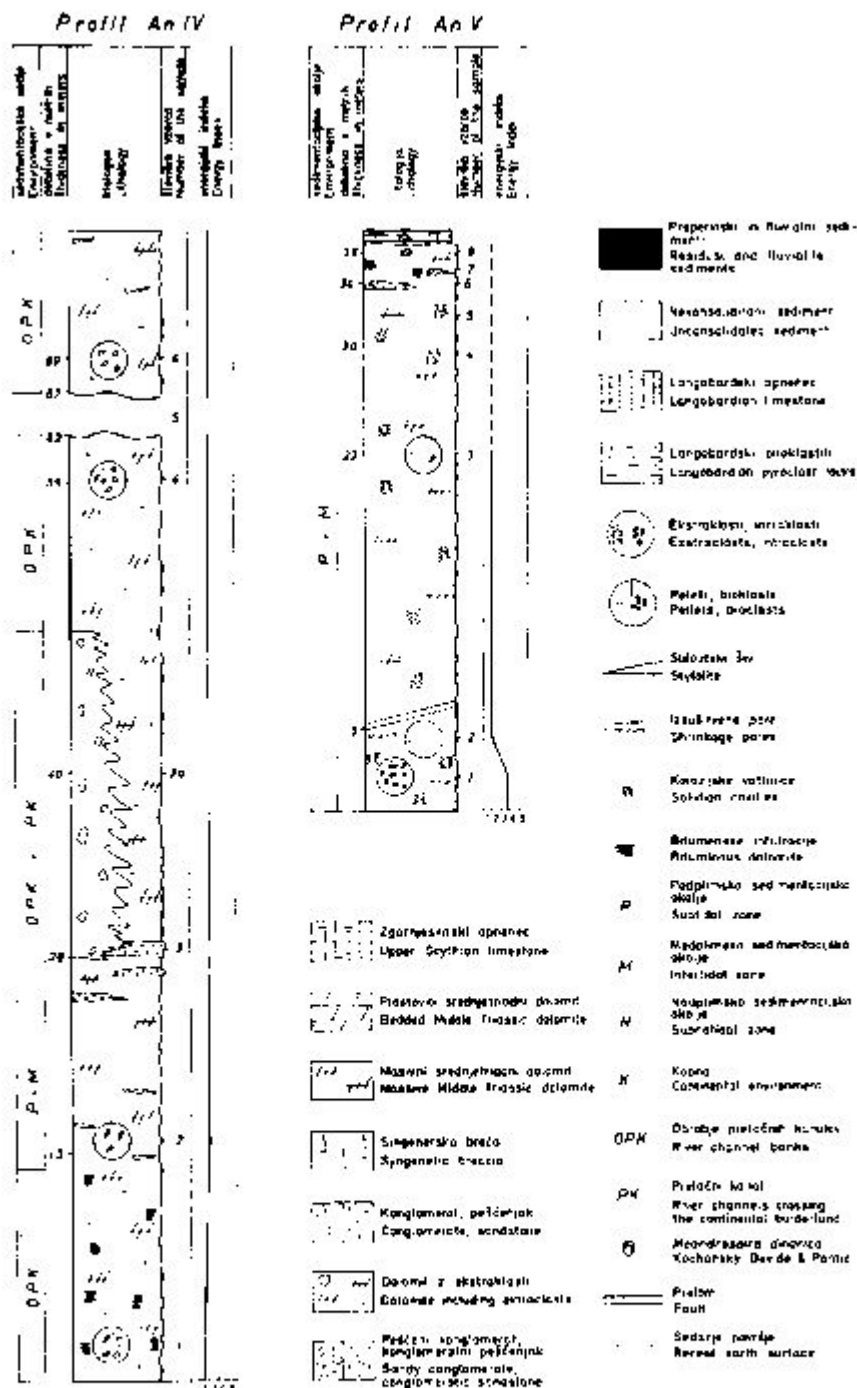
Osnovni profil AnI gre ob glavni cesti Idrija—Vojsko. V zadnjem delu poteka po gozdu in se konča zahodno od kmetije Miklajč. Dolg je okrog 1300 m in zajema 200 m debelo skladovnico sedimentov. Na križišču Idrija—Vojsko—Čekovnik se stika s profilom AnIII, v katerem smo nabrali vzorce na 200 m dolgem odseku ob cesti proti Čekovniku. Raziskali smo okrog 90 m sedimentov. Profil AnII je dolg približno 400 m in poteka ob gozdni cesti Revenovše—Miklajč. Tu smo pregledali okrog 100 m dolomitno-klastičnih sedimentov. Profil AnIV leži na grebenu vzhodno od kmetije Miklajč in je dolg 650 m. V njem smo obdelali približno 90 m sedimentov. Najbolj zahodno se nahaja profil AnV, ki poteka ob gozdni cesti vzhodno od kmetije Gnezda. Čeprav je dolg 700 m, smo zaradi neugodne lege raziskali le 35 m sedimentov (sl. 1, 2 in 3).

V profilih AnI, AnIII in AnIV je v podlagi razgaljen zgornjeskitski laporasti apnenec dokazan s fosili. Konkordantno na njem leži anizični dolomit, ki je na obrobju Vojskarske planote debel 85 do 180 metrov. Nad njim sledijo dolomitno-klastični sedimenti, ki prehajajo vertikalno in lateralno drug v drugega.

Spodnje dele profilov smo vzorčevali načrtno precej globoko v dolomit, da bi zanesljivo dosegli njegov anizični del. Profil AnI je zajel okrog 115, AnIII 80, AnV 35 in AnII le 15 metrov dolomita. V profilu AnIV ni čistega dolomita.

Poleg omenjenih petih profilov smo pregledali še več drugih lokacij. Na oko smo ločili tri vrste sedimentov: dolomit, prehodne dolomitno-klastične in terigene klastične sedimente ter kemične sedimente. Klastične usedline v okolici Kučevš so čiste karbonatne kamenine. Sestojc iz dolomitne osnove, ki vsebuje nad 50 odstotkov delcev starejšega dolomita v velikosti proda, peska ali melja. Po R. L. Folkovi (1989) klasifikaciji karbonatnih sedimentov jih prištevamo dololititom. Litološko pa je to dolomitni konglomerat ali dolorudit in peščenjak ali dolarenit.

Prehodni dolomitno-klastični razliki so v Kučevšah zelo razširjeni. Gre za dolomit z večjo ali manjšo primesjo ekstraklastov v velikosti proda, peska in melja, ki ne presega 50 odstotkov. R. L. Folk (1989) šteje kamenine z 10 do 50 odstotki vključkov v razred nečistih kemičnih sedimentov. V primeru, da vsebuje kamenina manj kot 10 odstotkov ekstraklastov, jo označuje kot čist: kemični sediment in terigenih primesi ni treba niti omenjati. Ker pa so v našem



primeru kamenine z manj kot desetimi odstotki terigenih primesi zelo razširjene in jih imamo za značilne predstavnike okolja, smo postavili mejo med dolomitom in prehodnimi različki tam, kjer se pojavijo v dolomitu prvi ekstraklasti. Torej štejemo med prehodne dolomitno-klastične sedimente vse tiste različke, ki vsebujejo 0 do 50 odstotkov klastične komponente. Za takšno odločitev govori tudi litološka sestava nad horizontom s prvimi ekstraklasti, kjer je primes terigenega materiala navadno stalna.

Dolomit, prehodni dolomitno-klastični sedimenti in nekatere vrste dololita so si na oko zelo podobni in postopno prehajajo drug v drugega (sl. 2 in 3) vertikalno in tudi horizontalno. Prav tu tiči vzrok za njihove napačne uvrstitve in za težave pri določitvi posameznih litoloških enot na terenu.

Dolomit. Na zgornjeskitskem apnencu leži navadno nekaj metrov sivega plastovitega dolomita, ki prehaja navzgor v anizični dolomit, kakršnega poznamo tudi drugod na Idrijskem. Dolomit je siv in svetlo siv, neplastovit ter se paralelepipedno navadno dobro kroji. V profilu AnI vsebuje dva vložka breče, debela do 30 cm. Na več krajih je porozen; korozijske votline so velike do 1,5 cm. Kakršnekoli usmerjenosti votlinic nismo opazili.

Najbolj pogosten različek je intrasparitni dolomit, zlasti v spodnjih horizontih. Intraklasti so veliki od nekaj $10\ \mu$ do 1 mm, le redko so večji. Povečini sestojijo iz pelmiktita. Pogostni so še peleti, včasih tudi blokliti. Posebno zanimivi so razpotegnjeni plastiklasti, veliki nekaj milimetrov (vzorec An/5). Navadno se na eni strani stapljajo z osnovo, na drugi pa so od nje jasno ločeni. Više je zrnastost dolomita bolj izražena. Pod mikroskopom vidimo predvsem pelsparitni dolomit, manj pa pelmiktita in dismiktita. V profilu AnI se pod prehodom v dolomitno-klastične sedimente menjavajo svetlejši in temnejši pasovi, debeli več cm (sl. 4). Svetlejši pasovi so intrasparitni, temnejši pa mikritni in pelmiktiti z izsušitvenimi porami. Po R. L. Folku (1969) imenujemo tako kamcnino dismiktiti dolomit. Sferične in podolgovate pore so razpotegnjene v nizih vzporedno s plastovitostjo.

Vezivo med alokemi je dolomitni sparit in mikrosparit z velikostjo zrn 15 do $100\ \mu$, le redko več. V glavnem je nastalo s prekristalizacijo prvotno bolj drobnozrnate osnove, redkeje pa s cementacijo prvotno izpranega sedimenta (AnI/4).

Proti severozahodu pregledanega območja se je dolomitna sedimentacija nadaljevala do tufskih plasti. V zgornjih delih je dolomit svetlo siv, zrnat, na pogled povsem podoben cordevolškemu. V zbruskih opazujemo samo enakomerno zrnati motni sparit. Enak dolomit se pojavlja tudi že v podlagi klastičnih sedimentov vzhodno od Miklajča v profilu AnIV in južno od Revenovš. Še dalje proti severozahodu, severno od kmetije Gnezda, leže med dolomitom in tufom leče temno sivega apnenca. Dolomit pod njimi je navadno brečast, odlomki pa se po sestavi le malo razlikujejo med seboj. Sestojijo v glavnem iz pelsparita, intraklasti so redki. Nastali so s preložitvijo še ne povsem konsolidiranega sedimenta na kratko razdaljo (sl. 3, AnV).

Prehodni dolomitno-klastični sedimenti. Peščeno-konglomeratna skladovnica vsebuje leče svetlo sivega, ponekod plastovitega »nočistega« dolomita, debeline več decimetrov do 10 metrov. Prehodi med posameznimi različki so postopni.



Sl. 4. Intrasparitni dolomit z vmesnimi mikritnimi in pelmikitnimi polami

Fig. 4. Intrasparite dolomite interbedded with micrite and pelmicrite layers

Vzorca AnI/18 in AnII/11 predstavljata prehodno kamenino z najmanjšim deležem terigene komponente. V AnII/11 vsebina ekstraklastov ne presega 4 odstotkov. Bolj pogosti so intraklasti v velikosti do 3 mm in nekaj 10 do 100 μ veliki peleti. Vezivo je motni sparit. Kamenino smo označili kot intrasparitni dolomit z redkimi peščenimi ekstraklasti (tabla 1, sl. 1). V vzorcu An/18a je odstotek

ekstraklastov med 5 in 10, druge sestavine so podobno zastopane kot v prejšnjem vzorcu. Alokemi redko presežejo $500\ \mu$.

Zanimiva kamenina je vzorec AnI'16. Sparitna osnova vsebuje goste intraklaste poprečne velikosti 70 do $500\ \mu$; posamezni dosežejo celo 3 mm. Tu in tam najdemo tudi pelete in prekrstajene fosile. V osnovi plavajo lepo zaobljeni prodniki anizičnega dolomita, veliki do 0,5 cm (AnI'15). Delež ekstraklastov znaša nekaj odstotkov. Kamenina je torej intrasparitni dolomit z redkimi prodniki.

V naslednjih različkih je delež ekstraklastov v velikosti peščenih zrn že čez 10 odstotkov. V tem primeru govorimo o nečisti karbonatni kamenini. Najpreprostejši je peščen intrasparitni dolomit (AnI'17, AnI'18b). Pogostni so tudi drobni prodniki (tabla 1, sl. 2). Po številu ekstraklastov mu je precej podoben peščen intrapelsparitni dolomit. V zbrusku opazujemo v mikrosparitni osnovi drobne intraklaste, pelete in ekstraklaste. Ohranjena mikritna polja nam povedo, da je bil prvotni sediment peščen intrapelmikrit.

V to skupino sedimentov prištevamo tudi peščen sparitni dolomit z intraklasti (AnII'9, AnII'16; tabla 1, sl. 3). Intraklastov je le 5 do 10 odstotkov, ekstraklastov v mikrosparitni osnovi pa več deset odstotkov; v obeh primerih prehaja kamenina ponekod že v dolarenit. Ekstraklasti so veliki največ 4 mm, prevladuje pa velikost $200\ \mu$ do 1 mm.

Poleg peščenih delcev se med ekstraklasti pojavljajo tudi prodniki, ki ležijo v skoraj čisti dolomitni osnovi (AnI'16), pogosto pa v peščenem dolomitu (AnI'17, AnII'16; tabla 1, sl. 2). Njihovo število prav tako narašča od redkih plavajočih prodnikov do konglomerata.

Dololititi. Kot dolomit ali kot zrnati dolomit so bili na oko določeni vzorci AnII'8, AnII'9, AnII'10, AnII'16 in AnII'17, vzeti iz plasti in leč v groboklastičnih sedimentih. Na prvi pogled je to siv, ponekod nekoliko rožnat neplastovit dolomit s paralelepipedno krojitvijo. Videti je zelo drobnozrnat in brez vključkov, ki bi se ločili od osnove (sl. 5). Šele pod mikroskopom smo videli, da gre za drobnozrnat dolomitni peščenjak (dolarenit). Zrna so dobro sortirana, saj so razlike v dimenzijah klastov zelo majhne. Tako so npr. zrna v AnII'10 velika 20 do 300 mikronov, v AnII'12 80 do 150 mikronov (sl. 5). Le v AnII'8 se gibljejo v intervalu od 200 mikronov do 1 mm. Delež ekstraklastov je različen, vendar le redko preseže 60 odstotkov (AnII'10). Večja peščena zrna so navadno iz pelmikrita, mikrita ali mikrosparita. Najdemo tudi redke intraklaste in pelete. Litoklasti so obdani z mikrosparitnim ali sparitnim cementom, ki je ponekod moten.

Različka te kamenine sta tudi dolomitni peščenjak s posameznimi dobro zaobljenimi prodniki v okolici vzorcev AnII'8 in AnII'10 ter konglomeratni dolomitni peščenjak z več kot 10 % prodnikov.

Preostajata nam še peščen konglomerat (AnII'13) in pravi konglomerat, ki zapolnjujeta ostala območja v profilih. V spodnjih delih konglomeratnih vložkov opazujemo predvsem dobro sortirani pisani polimiktni konglomerat (AnII'7). Prodniki so različno sivi in rumenkasti. Njihova velikost se giblje med nekaj milimetri do 1 dm. Peščeno mikrosparitno vezivo je pogosto glinasto in prehaja v rdečkasto peščenoglinasto ali rožnato dolomitnopeščeno vezivo. V zgornjih delih (AnII'13) se menjavata drobnozrnat in srednjezrnat konglo-

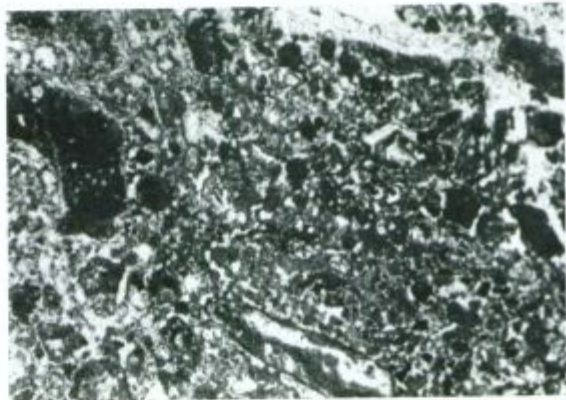
Sl. 1. Intrasparitni dolomit z
z redkimi peščenimi ekstrakla-
sti. Vzorec AnI/18a, 8x

Fig. 1. Intrasparite dolomite
including some extraclasts.
Sample AnI/18a, 8x



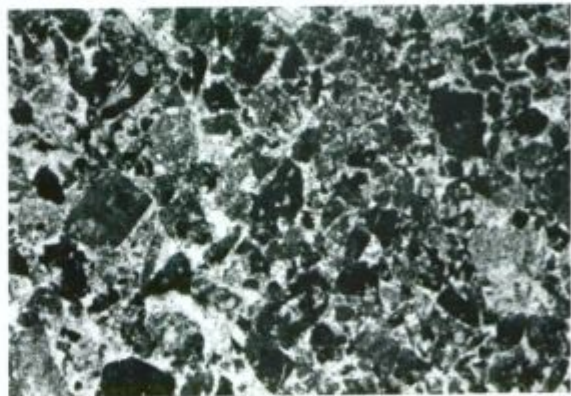
Sl. 2. Peščeni intrasparitni do-
lomit z redkimi prodniki. Vzo-
rec AnI/18b, 8x

Fig. 2. Sandy intrasparite do-
lomite including some fine-
gravel particles. Sample
AnI/18b, 8x



Sl. 3. Peščeni sparitni dolomit
z intraklasti. Vzorec AnII/9,
8x

Fig. 3. Sandy sparite dolomite
including intraclasts. Sample
AnII/9, 8x





Sl. 5. Drobnozrnati dolomitni peščenjak. Vzorec AnII/12, 8x
 Fig. 5. Fine-grained dolomite sandstone. Sample AnII/12, 8x

merat, ki sta še vedno dobro sortirana. Velikost prodnikov se giblje v poprečju od 0,5 do 1 cm doseže pa tudi 5 cm in v bližini vzorca AnII/14 smo našli celo 20 cm velike prodnike. Ne glede na velikost so dobro zaobljeni.

Prekinitve v sedimentaciji

Razlike v mišljenju o prekinitvi sedimentacije na ozemlju zahodno od Idrije izhajajo iz zapletenega položaja klastitov, ki jih je F. Kossmat (1905, 1910) imenoval konglomeratne in brečaste partije, B. Berce in drugi (1959, neobjavljeno poročilo) konglomeratne in brečaste cone in S. Buser (1973, 1975, neobjavljeno poročilo) kot vložke dolomitnega konglomerata v dolomitu. Prekinitve sedimentacije so tu drugačne kot kotna tektonsko-erozijska diskordanca drugod na Idrijskem (I. Mlakar, 1964, 1967, 1969; J. Čar, 1975; L. Placer in J. Čar, 1975; M. Drovenik, J. Čar, D. Strmole, 1975). V okolici Kočevš je ponekod v profilih AnII, AnIII in AnIV prehod iz dolomita v klastite zvezen; mikroskopsko smo ga analizirali v profilu AnII. Do vzorca AnII/6 je dolomit brez terigenih primesi. Na tej višini se pojavi nenaden prehod v konglomerat. Dolomitna osnova v spodnjem delu vzorca sestoji iz intraklastičnega pelmikrita z izsušitvenimi porami, ki so bile prvotno vzporedne s plastovitostjo. Nenaden dotok idealno zaobljenih dolomitnih prodnikov, velikih do 1 cm, je močno deformiral dolodismikritno podlago. Prodniki so se vtisnili v slabo konsolidirano karbonatno blato. Nastali so plastiklasti, izsušitvene pore pa so postale kaotične (sl. 6).

Nad zveznim preходом se menjavajo različni tipi dolomititov in prehodno dolomitno-klastičnih kamenin.

V okolici Kočevš je več sedimentacijskih prekinitiev (sl. 2 in 7). V profilu AnIII opazujemo sedimentacijsko vrzel že v dolomitu le kakih 60 m nad mejo

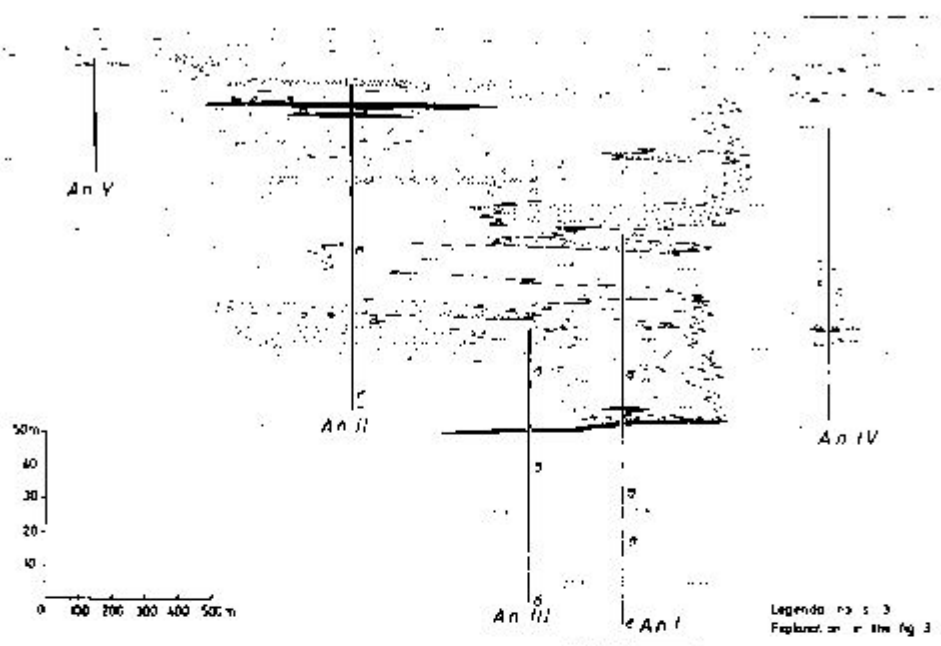


Sl. 6. Prehod dolomita v konglomerat v profilu AnII. Naravna velikost
Fig. 6. The transition from dolomite to conglomerate in the section AnII. Natural size

med zgornjeskitskim laporastim apnencem in anizičnim dolomitom (sl. 2 in 7). V profilu AnI je sedimentacijska vrzel razvita prav na stiku dolomita in dolomita z ekstraklasti (sl. 2 in 7). Le približno tri metre više se nahaja že druga, manj izrazita prekinitev. Profil AnII kaže sedimentacijske prekinitev tudi v klastičnih sedimentih (sl. 2 in 7). Ob poti Revenovše-Miklajč se nahaja prva sedimentacijska vrzel šele kakih 70 m nad zvezno mejo dolomit-konglomerat. Tudi tu sledi po nekaj metrih drugi hiatus (sl. 2 in 7).

Kamenine v podlagi sedimentacijskih prekinitev so progresivno korozivno močno spremenjene. Luščijo se v podolgovate luske različnih oblik v velikosti nekaj centimetrov do 2 dm (sl. 8). V zgornjih delih samostojno plavajo v sivkasto rumeni ali rdeči glinastopeščeni masi. Nekatere imajo neizrazite preperle robove in se »izgubljajo« v osnovi. V spodnjem delu preperlega horizonta se luske vežejo med seboj ter prehajajo navzdol v zdravo kamenino. Vmesne korozivne zajede zapolnjuje zelenkasta, rumenkasto rjava in rdečkasta glinasta masa, ki je ponekod infiltrirana še v dolomit. Preperinske luske so navadno svetlejše, bolj porozne in mehansko manj odporne kot nepreperel dolomit. Povečini so rahlo rožnate. V konglomeratu tega horizonta nismo mogli ločiti zaradi klastične strukture kamenine (sl. 8).

Sedimenti ob sedimentacijskih prekinitvah se razlikujejo med seboj od vrzeli do vrzeli. V splošnem razlikujemo dva tipa sedimentov. Neposredno na morfološko razgibanem površju z žepastimi zajedami leži najbolj pogosto rumenkasto rjava slabo konsolidirana glinastopeščena masa z nezaobljenimi koščki preperlega dolomitnega peščenjaka (AnII) in dolomita (AnI). Sediment ne kaže znakov transporta. Ta horizont predstavlja ostanek srednjetriadne avtohtone dolomitne preperine, ki je na prvi pogled podobna recentni dolomitni preperini, le da je zaradi diagenetskih sprememb kompaktnejša. Debelina opisanega horizonta znaša nekaj centimetrov do 1,5 dm (AnI).



Sl. 7. Prikaz odnosov dolomitno-klastičnih plasti po posameznih profilih na vzhodnem obrobju Vojskarske planote

Fig. 7. Partial section showing the interrelation between dolomite and clastic sedimentary rocks on the Vojsko High Plain



Sl. 8. Detalj s slike 2

Fig. 8. Detail from the fig. 2

Nad preperino, ki leži *in situ*, sledi navadno fluvialni rdeči pešeni boksitni sedimenti s številnimi dobro zaobljenimi dolomitnimi oblicami v velikosti peska in proda. Prehajajo celo v slabo konsolidiran peščenjak in konglomerat z rdečim boksitnim vezivom. Debelina se hitro spreminja; doseže tudi 3 m.

Odnose med paleopovršjem, preperinskimi sedimenti in njihovo krovino smo natančneje opazovali le v cestnih uskih, kjer je njihova lega sredi dolomitno-klastičnih sedimentov dovolj jasna.

Boksitnih sedimentov z vzhodnega obrobja Vojskarske planote nismo analizirali. Imamo pa analize boksita iz Dol nad Idrijo (I. Mlakar, 1975, neobjavljeno



Sl. 9. Korozijsko progresivno spremenjen dolomit. Dolomitne luske plavajo v rdečkasto zeleni primarni preperini

Fig. 9. Progressively corroded dolomite. Dolomite remains in the residual reddish green weathered material

Večje razlike med profilom AnI in AnII nastopijo v paleofluviatilnem nanosu. V AnI sledi nad preperinsko skorjo nekaj cm do 1 meter slabo sprijete peščenoglinaste mase, ki vsebuje dobro zaobljene prodnike temnejšega dolomita s premerom 2 mm do velikosti pesti. V tem horizontu opazujemo v cestnem useku pod Kočevšami še lečo dobro sortirane, a slabo sprijete dolomitne mivke z redkimi dobro zaobljenimi dolomitnimi prodniki. Sledi ponovno svetlo rumenkasto rjavi glinasti nanos z drobnimi kosi belega dolomita, ki postajajo od roba proti notranjosti rdeči.

V profilu AnII sledi nad preperinsko skorjo 10 cm dolomitnega peščenjaka z intenzivno rumenkasto rjavo glinasto komponento, ki prehaja zvezno v plast konglomerata. Izključno dolomitne prodnike veže rdeče peščenoglinasto vezivo. Na konglomeratu, ki doseže na obravnavanem mestu debelino 2 m, leži 1 m rdečega peščenoboksitnega sedimenta.

Emerzijske usedline so prekrte z groboklastičnimi sedimenti pretočnih in prelivnih kanalov ter njihovega obrobja. V času njihove sedimentacije je bil zgornji, še ne povsem konsolidirani del peščenoboksitnih plasti dezintegriran in prenesen na kratko razdaljo v sedimentacijski bazen. Tak primer opazujemo v vzorcu AnII/7, kjer veže prodnike rdeče peščenoglinasto vezivo.

Konglomerat je v glavnem masiven. Le tu in tam je na preperilem površju izražena plastovitost zaradi menjavanja frakcij klastičnih delcev. Poševne plastovitosti nismo zasledili, pač pa je pogostna postopna zrnnavost tako v konglo-

poročilo). Boksit je v obeh primerih nastal pri preperevanju anizičnega dolomita. Njegova analiza kaže 24,9 % SiO_2 , 42,1 % Al_2O_3 , 12,8 % Fe_2O_3 ter 0,02 % Mn. Osnova je amorfna, neprosojna, sivkasto rdeča glinasta snov, obarvana z železovimi in aluminijevimi oksidi. Vmes zasledimo zrnca kremenca, kaolina in sericita. Boksit na območju Dol nad Idrijo ne vsebuje dolomitnih prodnikov, ki so značilni za podobne sedimente na obrobju Vojskarske planote.

Navedeni podatki kažejo, da je v dolomitno-klastičnih sedimentih na Vojskarski planoti razvitih več sedimentacijskih vrzeli iz različnih dob (sl. 2 in 7). Prehod podlage v korozijsko spremenjene kamenine z značilno luskasto teksturo in morfološko razgibano površje s preperinskimi sedimenti so značilne posledice subaeralnega preperevanja ter hidromorfnih pojavov na paleopovršju (P. Freytet, 1973). Zahodno od Idrije gre torej za sedimentacijske prekinitve v srednji triadi, nastale zaradi emerzije. Na to kažejo ostanki starih preperinskih skorij.

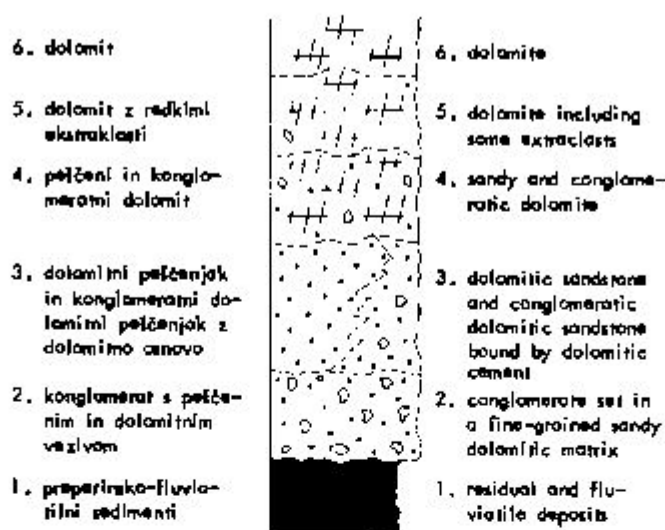
Velikost emerzijskih površin je težko oceniti, kajti na terenu hitro zgubimo sled za ustreznimi sedimenti zaradi njihove skromne debeline. Kaže pa, da so bile emerzije kratkotrajne in lokalnega pomena.

Nastanek sedimentov

Različni tipi sedimentov v okolici Kočevš niso kaotično pomešani v profilih, kot bi morda sodili na prvi pogled. Litološki členi dolomitno-klastične serije se grupirajo po vertikalni. Lateralne spremembe so povsem v skladu z vertikalnimi prehodi. Posebno ilustrativen je profil AnIV (sl. 7) vzhodno od kmetije Miklajč. V vertikalnem zaporedju ponekod ta ali oni člen manjka, vendar lahko z lateralnim in vertikalnim spremljanjem sprememb v kameninah najdemo vse člene določene skupine na sorazmerno kratke razdalje.

Emerzija dolomita. Najpreprostejše litološko zaporedje ima profil AnIII (sl. 8). Najprej je morska sedimentacija prešla iz podplimskega v nadplimsko območje. Usedal se je mikrit z izsušitvenimi porami (dolodšmikrit). Nato je bila sedimentacija povsem prekinjena. Nastajati je začela plitva preperinska skorja, ki ni zajela le najvišjih delov prhkih usedlin — te so bile verjetno hitro dezintegrirane — temveč tudi že delno konsolidirani dolomitni sediment. Nad vzorcem AnIII/4 (sl. 2 in 9) opazujemo okrog 70 cm debelo plast progresivno korozijsko spremenjenega dolomita. Rožnate in sive podolgovate dolomitne luske z zelenkastimi in rdečimi glinastimi prevlekami v vmesnih korozijskih zajedah prehajajo niže v zdrav dolomit. Drugi, temno rdeči peščenoboksitni horizont je debel okrog 1 m. V njem so pogostni kosi delno preperelega dolomita. Dosežejo celo velikost pesti. Prehod v plitvovodni dolomit, ki leži nad peščenoboksitnim horizontom, je oster (sl. 9).

Preperinsko-fluviatilni sedimenti s prehodom v plitvomorsko sedimentacijo. V primeru sedimentnega zaporedja, ki ga vidimo na sliki 10, se lahko nahaja pod sedimentacijsko prekinitvijo korozijsko spremenjen dolomit (AnI in AnIII), ali konglomerat, v katerem je preperevanje manj opazno (AnII). Emerzijsko površje je navadno rahlo razgibano, žepasto. V profilih AnI in AnII je srednjetriadna preperinska skorja ohranjena v debelini 10 do 15 cm



Sl. 10. Idealizirano zaporedje kamenin nad sedimentacijsko prekinitvijo

Fig. 10. Idealized succession of the sediments above break

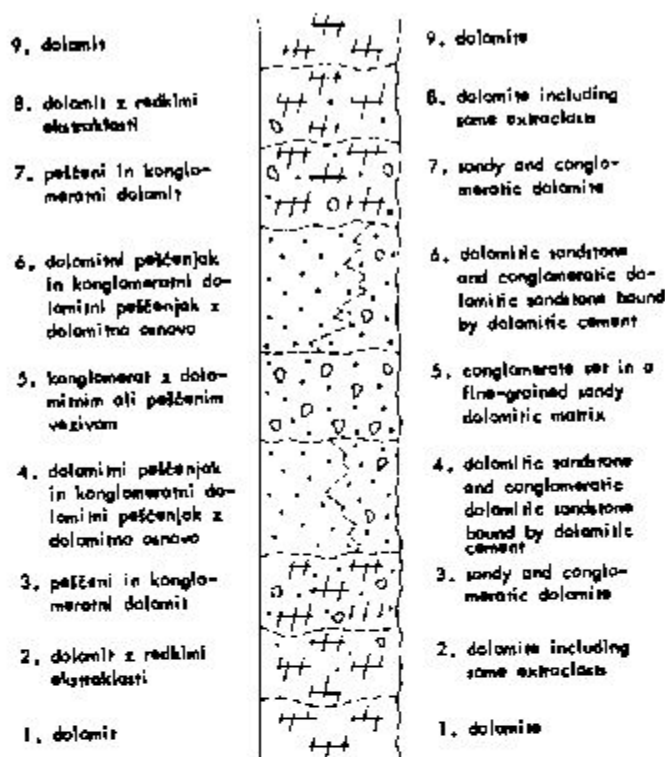
meratu kot tudi v peščenjaku. Značilne so lokalne akumulacije prodne in peščene frakcije, ki se ponekod lateralno prepletajo. Razlagamo jih z močnimi turbulentnimi tokovi.

Grobi klastiti so različno vezani, pač odvisno od časa in okolja nastanka. Neposredno nad sedimentacijsko vrzeljo veže prodnike navadno še rdeče peščenoglinasto vezivo. Tega že po nekaj decimetrih nadomesti intrasparitna, oziroma dolomitnopeščena osnova.

Močno je razširjen konglomerat, v katerem je delež prodnikov le 50 do 60 odstotkov. Običajno je vezivo intrasparit s peleti, grudicami in krpicami glinenih mineralov ter redkimi fosili. Tu in tam so še ohranjena neizprana mikritna polja (AnII/14).

Konglomerat ponekod prehaja lateralno v sedimente mirnejšega okolja. To je delno sortirani, največkrat rožnati dolomitni peščenjak, ki je v primeri z veliko razširjenostjo konglomerata sorazmerno redek. Kamenine, ki bi bile sestavljene izključno iz meljaste frakcije, so zelo redke. Kamenin iz glinaste frakcije pa sploh ni. Odsotnost finih frakcij je genetska posebnost obravnavanih sedimentov. Vzroke za to moramo iskati v načinu transportiranja materiala na morški naplavni ravnici (obrobno plitvo morje z deltastimi podaljški rečnih kanalov) in izključno dolomitni sestavi izvornih področij. Dolomitni material ne prenese dolgega transporta, njegove drobne frakcije se hitro dezintegrirajo.

Poleg peščenjaka z vidnimi dobro zaobljenimi zrnji se pojavljajo tudi kamenine, ki na oko ne dajejo videza peščenjaka (AnII/8). Šele pod mikroskopom se vidi, da gre za sortirani peščenjak s slabo zaobljenimi klasti, kar je posebnost teh sedimentov. Verjetno je material prihajal iz bližnjih dezintegriranih, povsem konsolidiranih dolomitnih plasti.



Sl. 11. Idealizirano zaporedje sedimentov v profilu brez emerzije

Fig. 11. Idealized succession of the sediments in section without emersion.

Dolomitni peščenjak prehaja v konglomerat, v peščeni dolomit ali neposredno v intrasparitni dolomit.

Facies brez emerzije. Čeprav smo groboklastične litološke člene že obravnavali, moramo v primeru zaporedja, prikazanega na sliki 11, poudariti nekaj posebnosti, ki jih v prejšnji skupini nismo opazili. Dolomitni konglomerat in peščenjak sta dobro sortirana in le redko rahlo rdeča. Klasti v velikosti proda in peska so dobro zaobljeni. Vse to kaže na nekoliko večjo oddaljenost od izvornih področij.

V profilu AnIV (sl. 7) prehajajo klastični sedimenti vertikalno in lateralno v dolomit. Prehod v čisti dolomit je hiter. Eden ali več prehodnih členov ponekod manjka. Podobne razmere imamo v profilu AnV, kjer so v razgaljenem pobočju severno od Revenovš odlično vidni lateralni prehodi dolomita v klastite. Po vertikalni pa opazujemo prav do prehoda v tufit le različne tipe dolomita. Medtem ko se v nižjih delih še pojavljajo intraklasti, nekoliko višje pa peleti, sestoji zgornjih 30 metrov profila iz čistega sparitnega dolomita. Usedal se je v zelo plitvem mirnem okolju, ki je bilo že dovolj oddaljeno od

obale, ali pa v zatrepnem delu morske naplavne ravnice, kjer ga klastični material s kopnega ni več dosegel.

Pestra dolomitno-klastična in vzporedna monotona dolomitna sedimentacija je bila prekinjena z langobardskimi piroklastiti. Danes so le-ti ohranjeni samo še na severozahodnem robu pregledanega ozemlja, kjer prekrivajo neposredno dolomit. Z dolomitno-klastičnih kamenin so bili že povsem erodirani. V profilu AnV se rjavkasto zelena primes tufsko laporastega materiala pojavi v dolomitu že nekaj metrov pod kontaktom. Med dolomitom se pojavljajo zrnca kremenca, mineralov glin ter železovih oksidov in hidroksidov. Med plastmi v krovlini prevladujeta tufit in tufski lapor, vmes pa nastopa tudi pravi tuf z roženci. Tanko plastoviti tufski lapor, ki vsebuje precej karbonatnega materiala, dokazuje, da se dolomitna sedimentacija še ni povsem prekinila. Vsaj del tufitskega materiala je bil prenesen s tokovi, verjetno z bližnjega kopnega.

Fosili

Makrofosilov nismo našli. V mnogih zbruskih, tako iz dolomitno-klastičnih sedimentov, predvsem pa v dolomitu, smo našli več vrst foraminifer, redke alge ter drobce lupin polžev in školjk. A. Ramovš (1976, neobjavljeno poročilo) je določil vodilno foraminifero za anizično stopnjo vrste *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić v naslednjih zbruskih: AnI/7, AnII/3, AnI/15, AnI/17 in AnII/11 (sl. 12). Prva dva vzorca sta iz dolomita, kakršnega poznamo tudi drugod na Idrijskem, kjer je bila njegova anizična starost z isto foraminifero dokazana že prej (B. Vlačaj, 1967, neobjavljeno poročilo; F. Čadež, 1972, neobjavljeno delo). Vzorca AnI 17 in AnII/11 pa sta vzeta visoko v dolo-



Sl. 12. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić iz leče dolomita v konglomeratu. Vzorec AnII/11, 240x

Fig. 12. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić from the dolomite lens occurring within conglomerate

mitno-klastičnih sedimentih (sl. 2 in 7). S tem je potrjeno mnenje F. Kosmata (1905) in S. Buserja (1973, 1975, neobjavljeno delo), da spada vsaj del dolomitno-klastičnih plasti na vzhodnem obrobju Vojskarske planote v anizično stopnjo.

Vzorec AnI/15, kjer je bila prav tako določena *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič, predstavlja prodnik iz peščenokonglomeratne plasti tik nad boksitnim horizontom.

Vzorci dolomita vsebujejo še foraminifere iz rodov *Glomospira*, *Endothyra*, *Tolypammina*, *Erlandina* in še nekatere, ki so jih našli tudi drugje v anizičnih plasteh Slovenije. Podrobnejša razdelitev na podstopnje ni mogoča na podlagi omenjenih foraminifer (A. Ramovš, 1976, neobjavljeno poročilo).

Rekonstrukcija paleogeografskih razmer

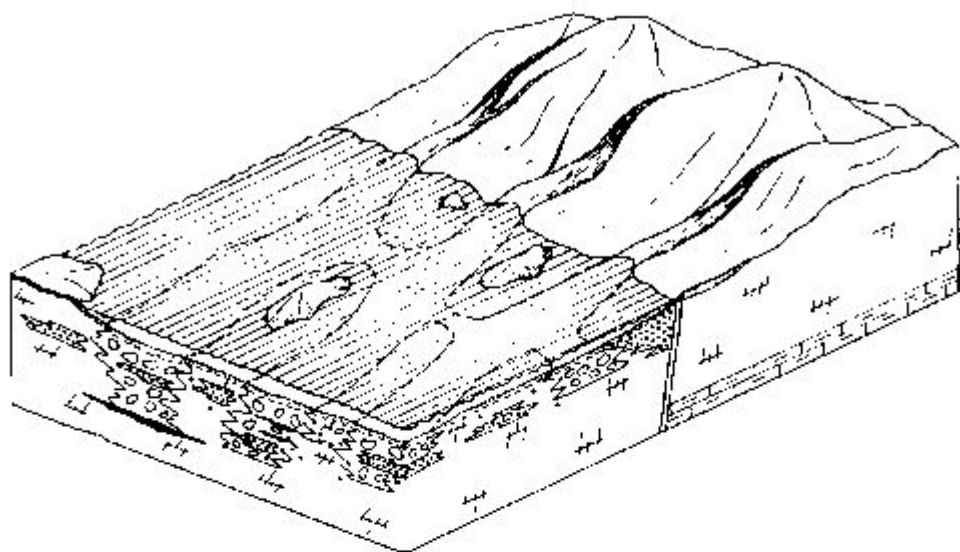
Najnižji del anizičnega intrasparitnega dolomita v profilih AnI, AnII, AnIII je nastal v okolju z energijskim indeksom II do III. To ustreza menjavanju občasno razburkanega in mirnega okolja do stalno rahlo razgibanega okolja (gibanje vode sem in tja). To nam kaže na sedimentacijo v obrežnem, sorazmerno plitvem morju. Sodeč po pregledanih profilih, je taka sedimentacija trajala dobršen del anizične stopnje, ponekod pa se je ohranila do začetka sedimentacije tufita (sl. 3 in 7).

Značilno je, da se začnajo v zgornjem delu čistega dolomita pojavljati pelsparitni dolomit (AnI/12, AnI/13), mikrit (AnII/11) in celo dolodismikrit (sl. 4), ki dovolj jasno kažejo na plitvenje morja ter na občasno nadplimsko okolje. V takem okolju bi pričakovali stromatolite, vendar jih na pregledanem terenu nismo našli.

Plitvenje morja je prvi znak diferenciranja sedimentacijskega bazena v zahodnem delu idrijskega srednjetriadnega območja. Na prostoru Kočevš in Zgornje Nikove so v tistem času že nastale subvertikalne prelomne cone. V konsolidiranih kameninah so bili prelomi izraziti. Ob njih so se bloki različno hitro premikali in zato se je spreminjalo sedimentacijsko okolje. V nastajajočih sedimentih pa so se premiki demonstrirali le kot večje ali manjše fleksure. V prelomnih conah je nastala singenetska in tipična tektonska breča, ki jo najdemo na številnih krajih.

Dolomitni horizont prehaja vertikalno in lateralno v značilno asociacijo plitvovodnega dolomita, klastičnih kamenin in njihovih zveznih prehodov (sl. 2, 3 in 7). Ta asociacija kamenin je nastajala na obsežni morfološko razgibani plitvovodni, vendar stalno preplavljeni morski sedimentacijski ravnici z delnimi podaljški rečnih kanalov v srednjem in zgornjem delu anizične stopnje. Naplavno ravnico je ločil od kopnega subvertikalni prelom (sl. 13). Na drugi strani morske naplavne ravnice se je razprostiralo odprto morje ali velik zaliv. Med sedimentacijsko ravnico in globljim morjem je obstojal bodisi plitvejši predel ali podvodni greben, ki je branil dostop valovom z veliko energijo. Za to govori odsotnost oolitov in pogostni mikritni razvoj.

Na morski naplavni ravnici se je sedimentiralo predvsem plitvovodno karbonatno blato, manj pa klastiti. Na to kaže neprekinjena sedimentacija plitvovodnega zrnatega sparitnega dolomita prav do začetka sedimentacije tufita le



Sl. 13. Skica sedimentacijskih razmer na obravnavanem ozemlju v srednji triadi. (Legenda na sl. 3)

Fig. 13. Sketch showing Middle Triassic continental borderland and sedimentary environment in Idrija region. (Explanation in the fig. 3)

nekaj sto metrov zahodno od naplavne ravnice (profil AnV), kjer so se odlagale istočasno dolomitno-klastične kamenine (sl. 7).

S kopnega so se v naplavno sedimentacijsko ravnico stekali številni rečni kanali. V obalnem pasu so se razvili morfološko neizraziti pretočni kanali, ki so potekali povečini pravokotno na obalo. Globlje v plitvovodni morski sedimentacijski ravnici so se izoblikovali tokovi, podobni široki delti (sl. 13). Morska voda se je ob plimovanju pretakala sem in tja po naplavni ravnici, bodisi po pretočnih kanalih rok ali po lastnih slabo razvitih prelivnih poteh. Smeri morskih prelivnih kanalov so bile odvisne predvsem od morfologije terena in so lahko potekali tudi prečno na rečne (sl. 13).

Vodni tokovi s kopnega so bili vsaj občasno tako močni, da so prinašali grob prodnat in peščen material tudi dlje v morsko naplavno ravnico, morski tokovi, ki so nastajali zaradi plimovanja, pa so ga potem premešali. V strženu kanalov se je transportiral in sedimentiral debeloklastični material (sl. 7, profil AnIV), iz katerega je nastajal konglomerat s peščenim vezivom in peščenjakom. Z oddaljenostjo od kopnega je padala energija rečnih tokov in zato se je postopno nižal odstotek debeloklastičnega materiala, ki je prehajal v finejše frakcije. Tudi v vezivu se je klastična komponenta manjšala, večala pa karbonatna. Podobna gradacija klastičnega materiala je nastala pri spreminjanju smeri rečnih tokov v morski naplavni ravnici kakor tudi z večanjem razdalj od stržena tokov. V prvem primeru sta se spreminjala velikost in delež klastičnega materiala po vertikali, v drugem pa so nastajale enake spremembe bočno. V splošnem so bile spremembe po vertikali bolj postopne kot lateralne. Za obe smeri velja, da so prehodi povečini zvezni in da se spreminja odstotek klastič-

nega materiala od sledov do pravih klastičnih kamenin že na sorazmerno kratko razdaljo. V vertikalnem in horizontalnem zaporedju si slede konglomerat — peščenjak — dolomitni konglomerat ali dolomitni peščenjak. Peščeni in konglomeratni dolomit ter intrasparitni dolomit z ekstraklasti, ki se vežejo na omejene kamenine, predstavljajo sedimente obrobja pretočnih in prelivnih kanalov. Našteti litološki členi, posebno grobi klastiti, se ostro razlikujejo od intrasparitnega dolomita, ki se je lahko sedimentiral le nekaj deset metrov od stržena kanalov.

Po monotoni sestavi dolomitnih prodnikov in odsetnosti kakršnihkoli drugih litoloških členov sklepamo, da je bil na kopnem razgaljen samo anizični dolomit. To kaže na sorazmerno slabo razgibano morfologijo kopnega in njegovo konstantno dviganje ob subvertikalnih prelomih (sl. 13). Pri ocenjevanju oddaljenosti kopnega od sedimentacijskega prostora na morski naplavni ravnici je treba upoštevati, da so se dezintegracijski procesi ter oblikovanje prodnikov nadaljevali tudi pri trkljanju v prelivnih in pretočnih kanalih. Prodniki so sicer različno veliki, vendar dobro sortirani, kar je v soglasju z okoljem nastanka. Posamezni prodniki dosežejo 5 mm do 1 dm v premeru. Ker se grupirajo v določeni nivojih, so očitno v tesni zvezi s spreminjanjem intenzitete tokov in z dviganjem terena. Na obrobju pretočnih kanalov so sedimentacijo peščenega in konglomeratnega dolomita občasno prekinili močnejši tokovi s prinašanjem grobe frakcije ali pa mirna zatrepna sedimentacija. Na tak način si razlagamo nastanek večjih koncentracij prodnikov in peščenih zrn v dolomitu z ekstraklasti in pa usedanje dolomikrita.

Voda je s kopnega izpirala netopne ostanke preperle dolomitne podlage in jih mešala z dolomitno-klastičnim materialom morske sedimentacijske ravnice (sl. 13). Sedimenti v sedimentacijski ravnici so različno rdeči (AnII/7) odvisno od količine terigenih preperinskih primesi.

Med pretočnimi in prelivnimi kanali so se na morski naplavni ravnici občasno izoblikovali ozki kopni pasovi, kjer se je razvila tanka preperinska skorja, ki je bila drugačna kot na pravem kopnem. Razlika je nastala predvsem zaradi stopnje konsolidacije preperevajočih sedimentov, višine do katere je bil teren dvignjen nad morski nivo ter trajanje preperevanja.

Iz razporeditve klastičnih sedimentov vidimo, da so tokovi stalno spreminjali smer v ravnini, pač odvisno od dvigovanja terena. Zato so se »selila« po ravnici tudi subaeralna območja (sl. 13). Fosilna avtohtona preperinska skorja je bila na teh območjih povečini dezintegrirana. Ohranila se je le tam, kjer so jo pretrili fluvialni peščenoboksitni sedimenti.

Prepletanje pretočnih in prelivnih kanalov s klastično sedimentacijo, mirno zatrepno odlaganje karbonatnega blata v neposredni bližini ter subaeralna območja s preperinskimi procesi so povzročili hitre spremembe v vodoravni in vertikalni smeri ter zapletene prostorske odnose med posameznimi litološkimi členi (sl. 7 in 13).

Sklepi

1. Dolomitno-klastični sedimenti na vzhodnem obrobju Vojskarske planote, ki je bila v srednji triadi zahodni podaljšek idrijskega srednjetriadnega območja, so rezultat treh makrofaciesov:

- a) kopnega okolja,
- b) spremenljivega okolja plitve morske naplavne ravnice (obrobno plitvo morje z deltastimi podaljški rečnih kanalov) ter vmesnih subaeralnih območij,
- c) plitvovodnega morskega okolja.

Pri nastajanju sedimentov v omenjenih okoljih so lahko sočasno delovali naslednji procesi:

- a) kopenska denudacija,
- b) subaeralno preperevanje,
- c) sedimentacija v pretočnih in prelivnih kanalih ter njihovih obrobjih s spreminjajočo se jakostjo tokov,
- d) plitvovodna morska sedimentacija v občasnem nadplimskem okolju.

Opisana kombinacija procesov in sedimentacijskih okolij je na Idrijskem redka in prostorsko omejena.

Prostorski odnosi med litološkimi členi so zapleteni. Natančnejši študij mikro in makrofaciesov nam bo šele omogočil bolj precizno rekonstrukcijo pokrajine v srednji triadi.

2. Prostorske lege kopnega in morja ter smeri tokov še nismo mogli natančno rekonstruirati. To bi zahtevalo obsežnejše in natančnejše kartiranje terena. Po dosedanjih podatkih (L. Placer in J. Car, 1975) ter novih terenskih opazovanjih sodimo, da je ležalo kopno najverjetneje severno od obravnavanega ozemlja. Pri tem bi morali imeti drenažni kanali približno smer sever—jug, pretočni pa v splošnem vzhod—zahod.

3. Na obravnavanem ozemlju ni razvita kotna tektonsko-erozijska diskordanca v srednjetriadnih sedimentih, ki je običajna na nekaterih drugih območjih na Idrijskem. Opazujemo zvezne prehode iz dolomita v klastite z vmesnimi lokalnimi prekinitevami v obliki emerzijskih površin in ostankov fosilnih avtohtonih preperinskih skorij. Na zahodnem obrobju pregledanega ozemlja, pri kmetiji Gnezda, prehaja dolomit zvezno v tufit.

4. Vodilna foraminiferna vrsta *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić visoko v klastičnih sedimentih potrjuje mnenje F. Kossmata (1905) in S. Buserja (1973, 1975, neobjavljeno delo), da je vsaj del klastičnih sedimentov na Vojskarski planoti anizične starosti. Meja med anizično in ladinsko stopnjo poteka nekje v zgornjem delu klastičnih in dolomitnih sedimentov ali morda na kontaktu s tufiti; natančno še ni določena.

5. Podoben razvoj anizičnih sedimentov imamo tudi drugod na vzhodnem obrobju Vojskarske planote in na območju Čekovnika.

Avtorja se zahvaljujeta dr. Rafaelu Podobniku za izdelavo fotografij 4 in 6 ter Cirilu Gantarju, ki je prispeval mikroskopske posnetke.

Literatura

- Berce, B. 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savetovanja geol. ENR Jugoslavije, Beograd.
- Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mn. Stuttgart.
- Buser, S. 1973, Tolmač lista Gorica. 33—78, Beograd.
- Car, J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Geologija 18, Ljubljana.

Drovenik, M., Čar, J., Strmole, D. 1975, Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču. *Geologija* 18, Ljubljana.

Folk, R. L. 1969, Klasifikacija karbonatnih i klastičnih stijena. *Geološki glasnik* 13, Sarajevo.

Freynet, P. 1973, Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sediment. Geol.* 10, Amsterdam.

Iskra, M. 1961, Prispevek k stratigrafiji in tektoniki ozemlja Zgornje Idrije in Nikove. *Geologija* 7, Ljubljana.

Kossmat, F. 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. *Verh. Geol. R. A.*, Wien.

Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte Haidenschaft-Adelsberg. Wien.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack-Idria. Wien.

Mrakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. *RMZ* 1, Ljubljana.

Mrakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. *Geologija* 10, Ljubljana.

Mrakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, Ljubljana.

Placer, L., Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. *Geologija* 18, Ljubljana.

Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. *Geografski vestnik*, 18, št. 1-2, Ljubljana.

Rakovec, I. 1951, K paleogeografiji Julijskih Alp. *Geografski vestnik*, 28, Ljubljana.

UDK 550.4:552.1(234.321.43)(497.12)—20

Geochemical Characteristics of the Metamorphic Rocks of the Pohorje Mountains

Ana Hinterlechner-Ravnik
Geološki zavod, Ljubljana

Bernard Moine
Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandoeuvre, Nancy

Abstract

An attempt is made to interpret the origin of the Pohorje metamorphic rocks on the basis of their geochemical features. A total of 187 rock samples was examined chemically and under a polarizing microscope. Taking into consideration the distribution of the major elements and some trace elements seven stratigraphic levels are admitted. Their geochemical patterns and petrogenetic grid are shown by graphical projections, enabling a comparison of the geochemical facies observed with those of preexisting sedimentary deposits and associated igneous rocks. Significant differences between the original parent rocks of the various stratigraphic levels have been found and thereby a restoration of the paleogeographic conditions of the region is given. Some similarities and differences between rocks of the Pohorje and the Saualpe regions have been noted. The problem of the eclogite-amphibolite relation arose. The composition of both metamorphic rocks as well as their distribution in the metamorphic levels indicate that the amphibolite has been derived from the eclogite.

Kratka vsebina

Zaporedje regionalno metamorfoziranih pohorskih kamenin je razdeljeno na sedem enot, ki se med seboj ločijo po stopnji metamorfoze in po kameninskih asociacijah. Na njihov izvor se dá sklepati po tem, kako so v njih porazdeljeni glavni in sledni kemični elementi. V ta namen so v laboratoriju petrografsko-geokemičnega centra v Nancyju kemično analizirali 187 vzorcev iz celotnega sestavljenega profila. Ker gre za izokemično metamorfozo, se kemični sestavi metamorfnih in prvotnih kamenin ne razlikujeta med seboj. Razporeditev geokemičnih parametrov in njihova zveza s petrogenetskimi lastnostmi kamenin sta prikazani grafično. Na ta način je možno neposredno primerjati metamorfne kamenine z izhodnimi sedimentnimi in magmatskimi kameninami. Na drugi strani pa se posamezne petrogenetske enote kemično znatno razlikujejo med seboj; zato je možno sklepati tudi na spremembe v okolju njihovega nastanka.

Posebej je nakazana zveza med amfibolitom in eklogitom; njuni kemični sestavi kažeta, da je amfibolit nastal iz eklogita. Primerjava metasedimentov in metabazitov s Pohorja in Svinške planine kaže na enake prvotne kamenine.

Resumé

Sur la base de 187 analyses (éléments majeurs et Ba, Sr, Co, Cr, Cu, Ni, V) les auteurs définissent les caractères chimiques des principales roches constituant l'ensemble métamorphique paléozoïque de Pohorje (Slovénie, Alpes Orientales). Cette étude confirme le bien-fondé de la division de cet ensemble en 7 unités lithostratigraphiques. Les faciès et tendances géochimiques des formations métamorphiques sont comparés, dans des diagrammes appropriés, aux faciès et tendances des séries sédimentaires et volcaniques. On peut ainsi reconstituer les grands traits des séries antémétamorphiques et esquisser une interprétation paléogéographique. On donne également des éléments de comparaison avec les séries des Saualpe qui ont fait l'objet d'études chimiques récentes. Enfin, à un niveau d'observation plus détaillé, on présente des résultats sur le bilan chimique de la transformation en amphibolites d'éclogites ayant les caractères de mé-tatholeiites de faciès abyssal.

Contents

1. Introduction	108
2. Geological relations	109
3. Geochemical aspects of the investigation	109
4. Petrology and geochemistry of the lithostratigraphic units	123
4.1. The augen gneiss level	123
4.2. The marble level	125
4.3. The eclogite level	127
4.4. The ultrabasic level	129
4.5. The diaphtherite level	130
4.1.—4.5. Inclusions of pegmatoid and aplittoid gneisses	131
4.6. The greenschist level	131
4.7. The Magdalensberg level	133
5. Geochemical features of the Pohorje and Saualpe Mountains	135
6. Conclusions	137
References	138

1. Introduction

Previous to our study, the Pohorje metamorphic rocks had been classified according to field relationships, mineralogical criteria, grade of metamorphism, and the concept of metamorphic facies. Thus the almandine-amphibolite and greenschist facies had been distinguished. Chemical analyses of particular rock samples were carried out only in order to check the mineralogical determination. By the present work, however, the concept of chemistry requiring systematic chemical analyses has been introduced as being the most exact way of deducing the nature of the parent rock, the rank of metamorphism, and the paleogeographic features.



Fig. 1. Location map of the area investigated

2. Geological relations

The inner part of the Pohorje Mountains is made up of a tonalitic laccolith of remarkable dimensions, which is exposed on the top of the massif only (fig. 1). Elsewhere, it is surrounded by a metamorphic cover. Both the core and its cover are penetrated by dacite. The chemical composition of dacite is the same as that of tonalite. Consequently these rocks could have been derived from the same palingenetic magma. As to their age, dacite is placed in the Lower Miocene, whereas the age of tonalite is open to dispute. The contact of these igneous rocks with adjacent metamorphic rocks is distinct.

The Pohorje metamorphic rocks have been produced by a process of regional metamorphism, decreasing in its intensity from the bottom to the top of the rock sequence. According to previous mineralogical examinations (A. Hinterlechner-Ravnik, 1971, 1973), no zone associated with sillimanite occurs, which would indicate the highest grade of metamorphism. The great majority of the metamorphic sequence belongs to the almandine-amphibolite facies, characterized by almandine, kyanite, and staurolite crystals, as well as by eclogite lenses. A minor part, however, consists of rocks corresponding to the greenschist facies. The transitional zone between both the almandine-amphibolite, and the greenschist facies, which is well developed in the Sauvalpe, is much reduced in the Pohorje.

3. Geochemical aspects of the investigation

The application of geochemical analysis to metamorphic rocks proved to be suitable for the recognition of the physical and chemical conditions under which the rock in question originated. It is considered that metamorphism involves no bulk changes in the chemical composition of the parent rock, regardless of the water and carbon dioxide driven out by the metamorphic process. Consequently the geochemical features of a metamorphic unit reflect the pre-existing sedimentary rock succession and the associated igneous rocks. This analytical

Symbols used in geochemical diagrams

The augen gneiss level $\circ$

- profile 1: augen gneiss $\textcircled{a}$ and related rocks $\circ$
- $\circ$ profile 2: schist and gneiss
- profile 4: augen gneiss $\textcircled{a}$ and related rocks $\circ$
- $\circ$ amphibolite variety
- $\triangle$ pegmatitoid gneiss
- ∇ ultrabasic
- $\textcircled{\circ}$ orthoamphibolite

The marble level Δ

- $\bar{\Delta}$ gneiss and schist
- Δ flaser gneiss
- Δ amphibolite variety, associated with marble
- Δ amphibolite variety, associated with other schists
- $\triangle$ pegmatitoid gneiss

The eclogite level $\square$

- $\square$ schist
- $\square$ gneiss
- $\square$ flaser gneiss
- $\square$ eclogite
- $\square$ symplektitized eclogite
- $\square$ amphibolitized eclogite
- $\square$ amphibolite variety
- $\triangle$ pegmatitoid gneiss
- ∇ ultrabasic

The ultrabasic level $\cdot$

- $\cdot$ schist
- $\cdot$ gneiss
- $\cdot$ amphibolite variety
- $\textcircled{\cdot}$ eclogite
- $\triangle$ pegmatitoid gneiss
- ∇ ultrabasic

The diaphthorite level √

- √ schist and gneiss
- andalusite schist
- √ amphibolite variety
- △ pegmatitoid gneiss
- △ pegmatitoid gneiss, associated with andalusite schist
- rocks of almandine-amphibolite facies as represented only in fig. 11

The greenschist level ∇

- ∇ acid metavolcanic rock
- ∇ alkali-enriched phyllite and phyllite schist
- ∇ K-enriched phyllite and phyllite schist
- ∇ intermediate metavolcanic rock
- ∇ basic metavolcanic rock

The Magdalensberg series level *

- slate
- Fe-enriched slate
- K-enriched slate
- ⊙ spilite

The geochemical areas observed in different levels

The augen gneiss level	— — — —
The marble level	— — — —
The eclogite level	— — — —
The ultrabasic level	— — — —
The greenschist level	— — — —
The Magdalensberg series level	— — — —
Lodemann's schists in the fig. 11	— — — —

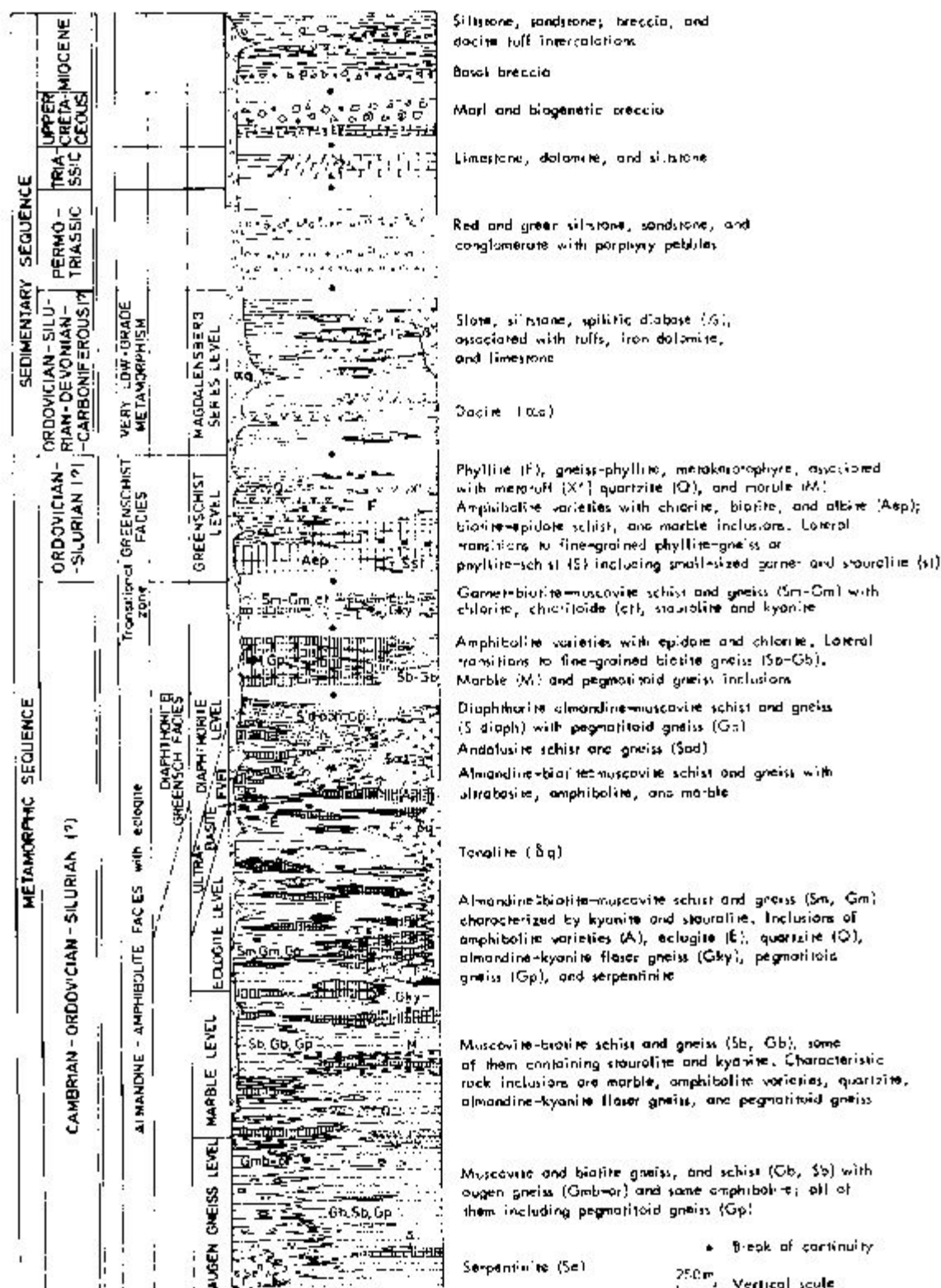
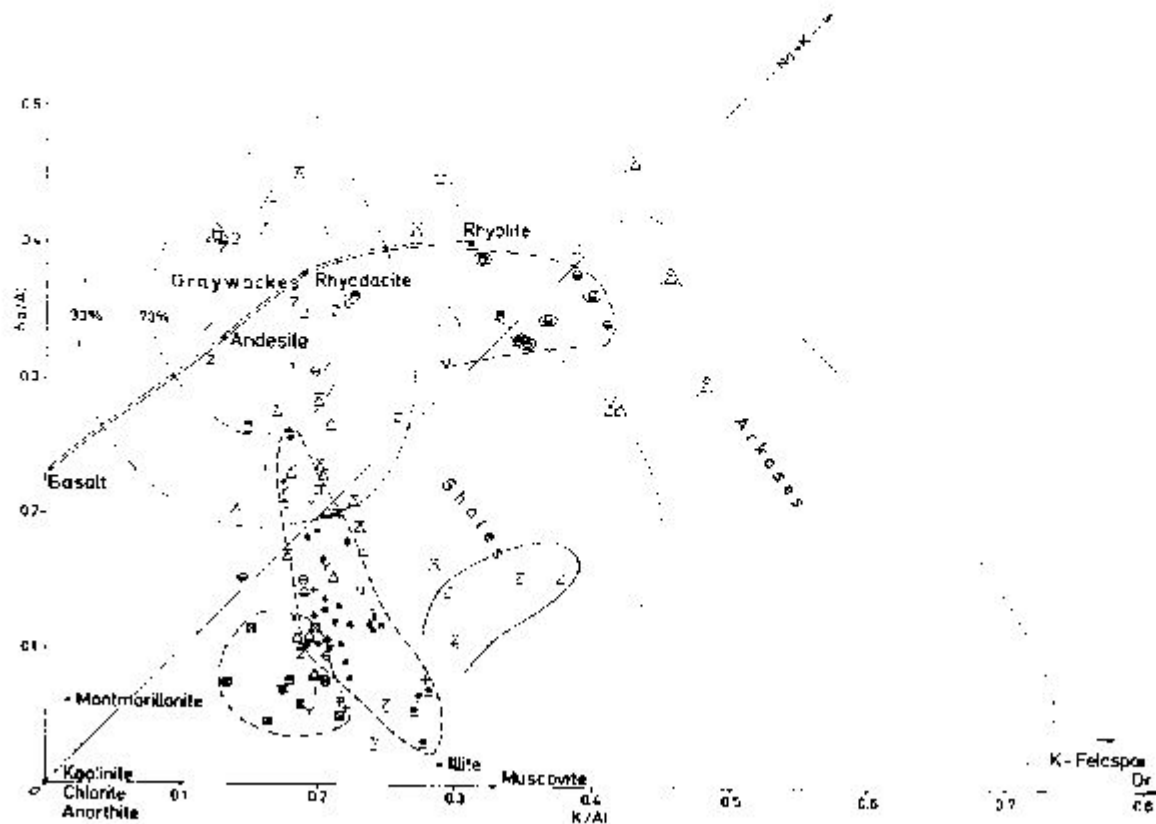


Fig. 3. Columnar section of the Pohorje rock sequence

0.7
↑
Abite

Fig. 5. The Pohorje acid and intermediate metamorphic rocks characterized by the parameters Na/Al versus K/Al (B. Moine et al., 1974 and B. Moine et al., 1976)

The parameters are calculated from the cation numbers of the corresponding weight per cent of the oxide molecules



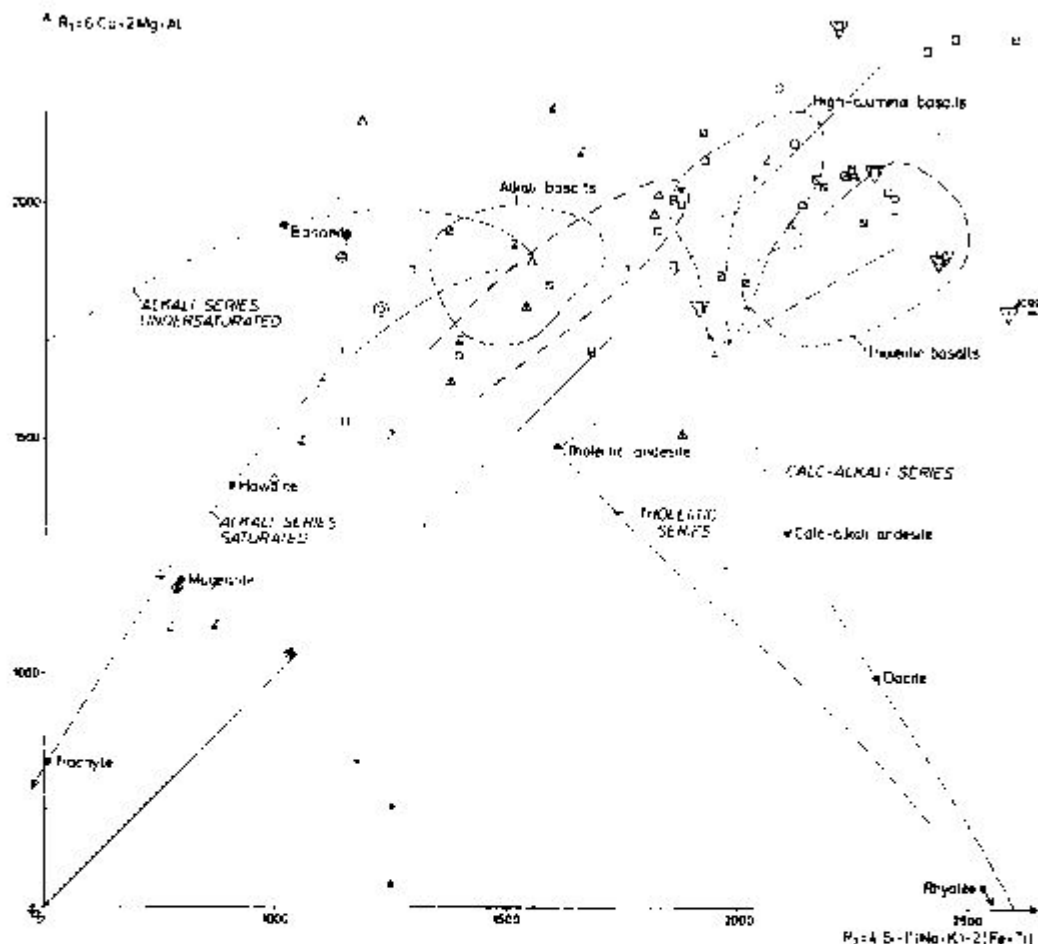


Fig. 7. The Pohorje basic rocks defined by the parameters $R_1 = 6Ca + 2Mg + Al$ versus $R_2 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ (after H. de la Roche and J. Leterrier, 1973)

The parameters are calculated from the cation numbers of the corresponding weight per cent of the oxide molecules.

in oblique coordinates. These parameters were developed by H. de la Roche (1964). The Q value is found to be 555 for quartz, and nearly zero or zero for feldspars and the essential mafic minerals. The value of the parameter M is zero for quartz, feldspar, pure muscovite, and nearly 555 for the main mafic minerals. The corresponding figure 4 is a part of a triangular diagram, showing the most important rocks, with respect to the proportions of quartz, feldspars, and mafic minerals they contain. In the QFM diagram a grid, corresponding to the parameters of the main igneous and sedimentary rocks, has been plotted for reference. B. Moine (1971) has shown that these parameters are appropriate for distinguishing between graywackes and rocks of granodioritic com-

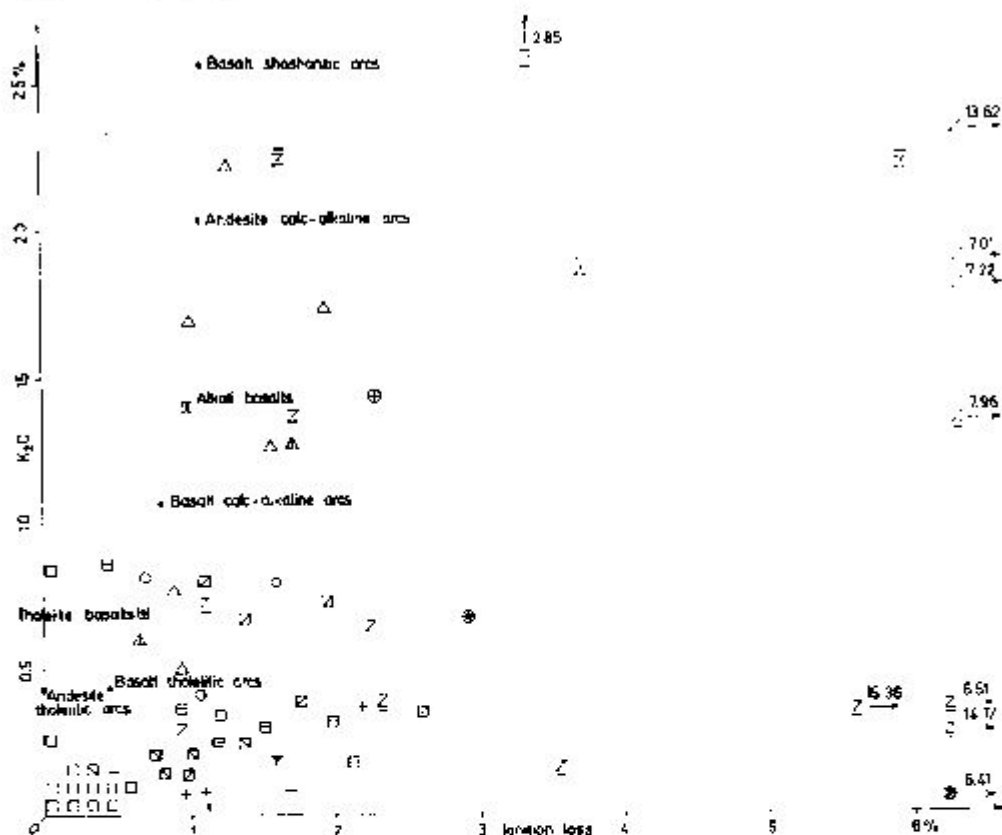


Fig. 8. The K_2O /Ignition loss ratio in the analyzed basic rocks in weight per cent

⊙ after V. Manson (1967)

• after P. Jakeš and A.J.R. White (1972)

position. The field of the graywackes is displaced towards quartz and the mafic minerals. Thereby their sedimentary origin is indicated.

For a detailed comparison of the chemical composition of a sedimentary rock to its mineralogical feature the diagram (fig. 5) Na/Al versus K/Al was used (B. Moine et al., 1974, B. Moine et al., 1976). The Na/K ratio was obtained from the relation Na/Al versus K/Al , the aluminium value being constant. The main types of detritic rocks are distributed according to their relative content in albite, K-feldspars, and clay minerals. Quartz and carbonates have no influence.

In detritic rocks, sodium is mainly concentrated in the albite. Subtracting this phase, the difference in the relative proportions of potash feldspar and especially of different clays, like illite, chlorite, montmorillonite, or kaolinite can be obtained. The corresponding parameters $(K/Al - Na)$ versus $(Fe + Mg)$

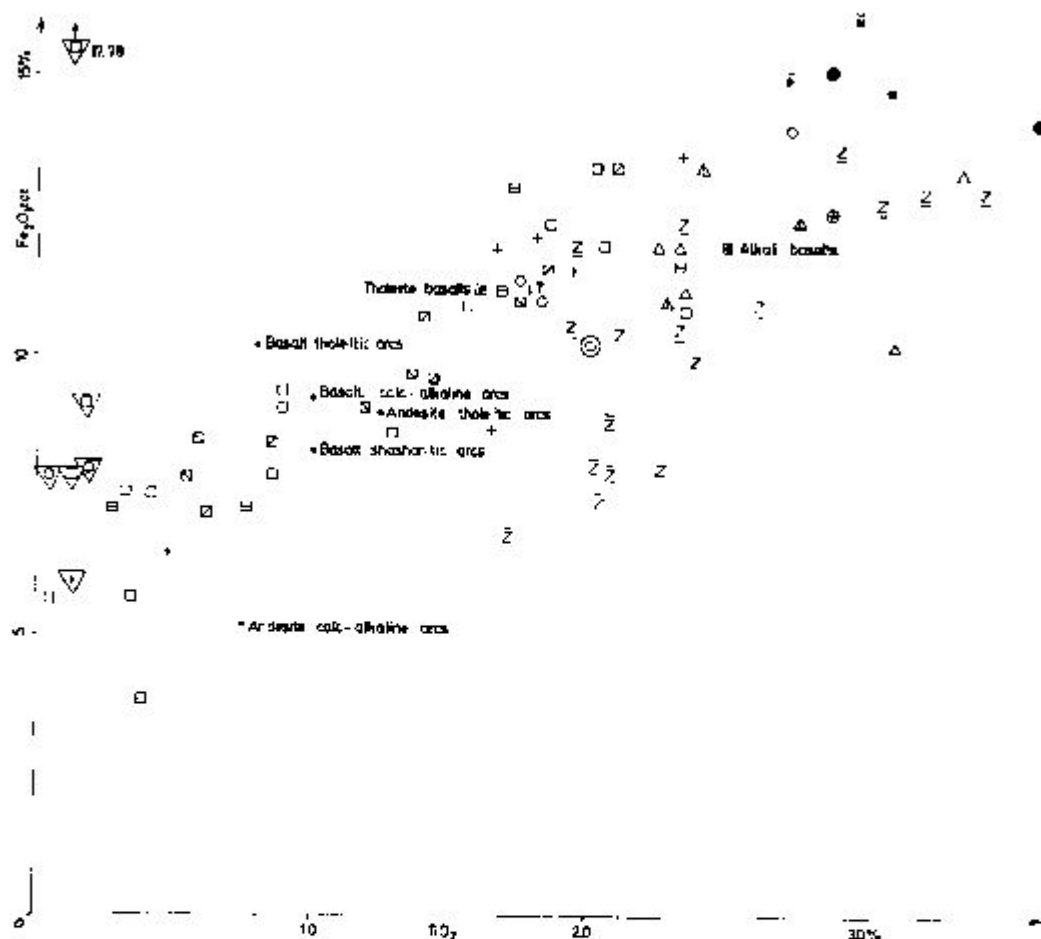


Fig. 8a. The $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{TiO}_2$ ratio in the analyzed basic rocks

□ after M. Prinz (1967)

• after P. Jakeš and A. J. R. White (1972)

(Al—Na) are plotted in fig. 6 (B. Moine et al., 1976). In this way the clayey composition of shales can be analyzed.

For a detailed study of the basic volcanic rocks the diagram in fig. 7 is shown. Its parameters, $R_1 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$ against $R_2 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$, were calculated in order to present the projection of Yoder and Tilley's tetrahedron along the critical plane of silica saturation (J. Leterrier, 1972, H. de la Roche and J. Leterrier, 1973). The diagram shows the first bisectrix, which corresponds to the projection of this plane, as well as the areas of tholeiite, hyperaluminous and alkali basalts with their differentiation trends.

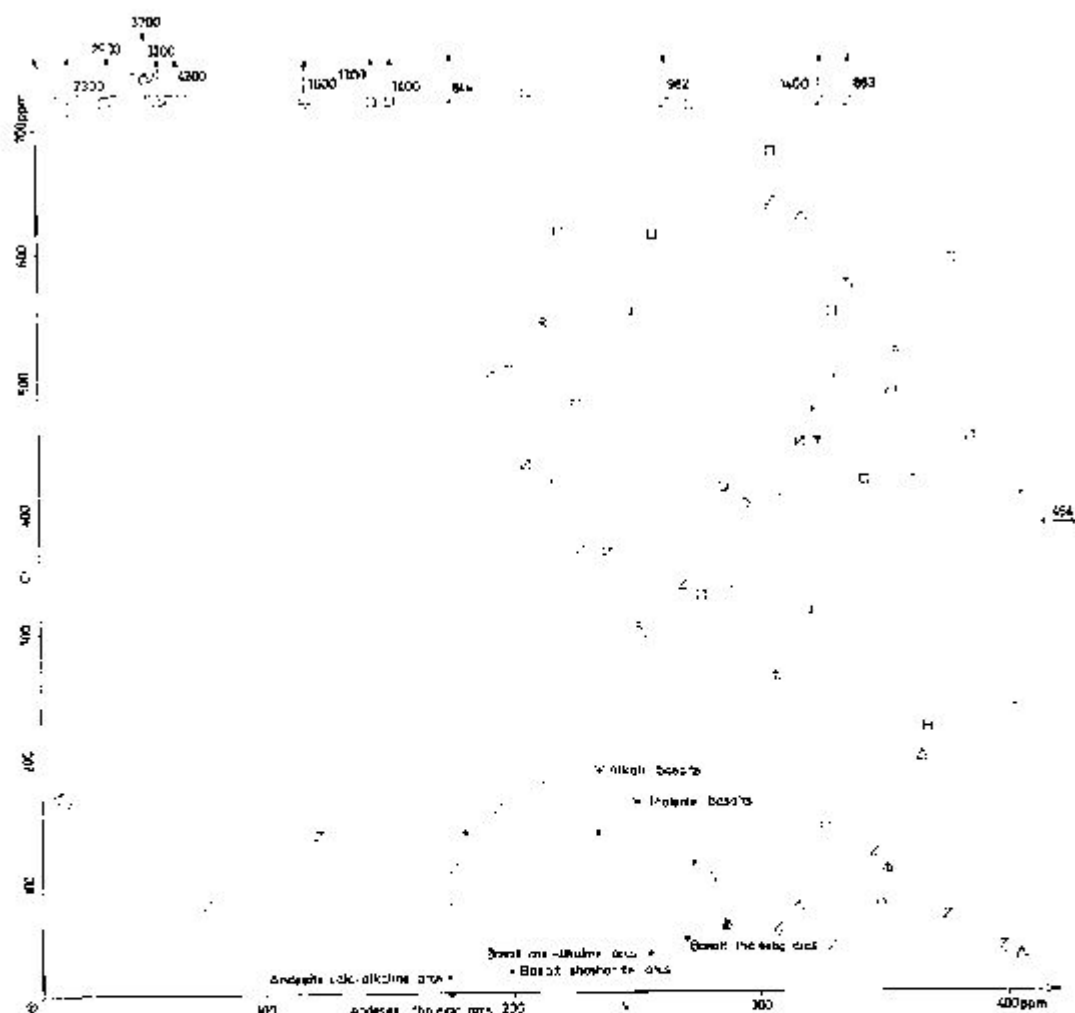


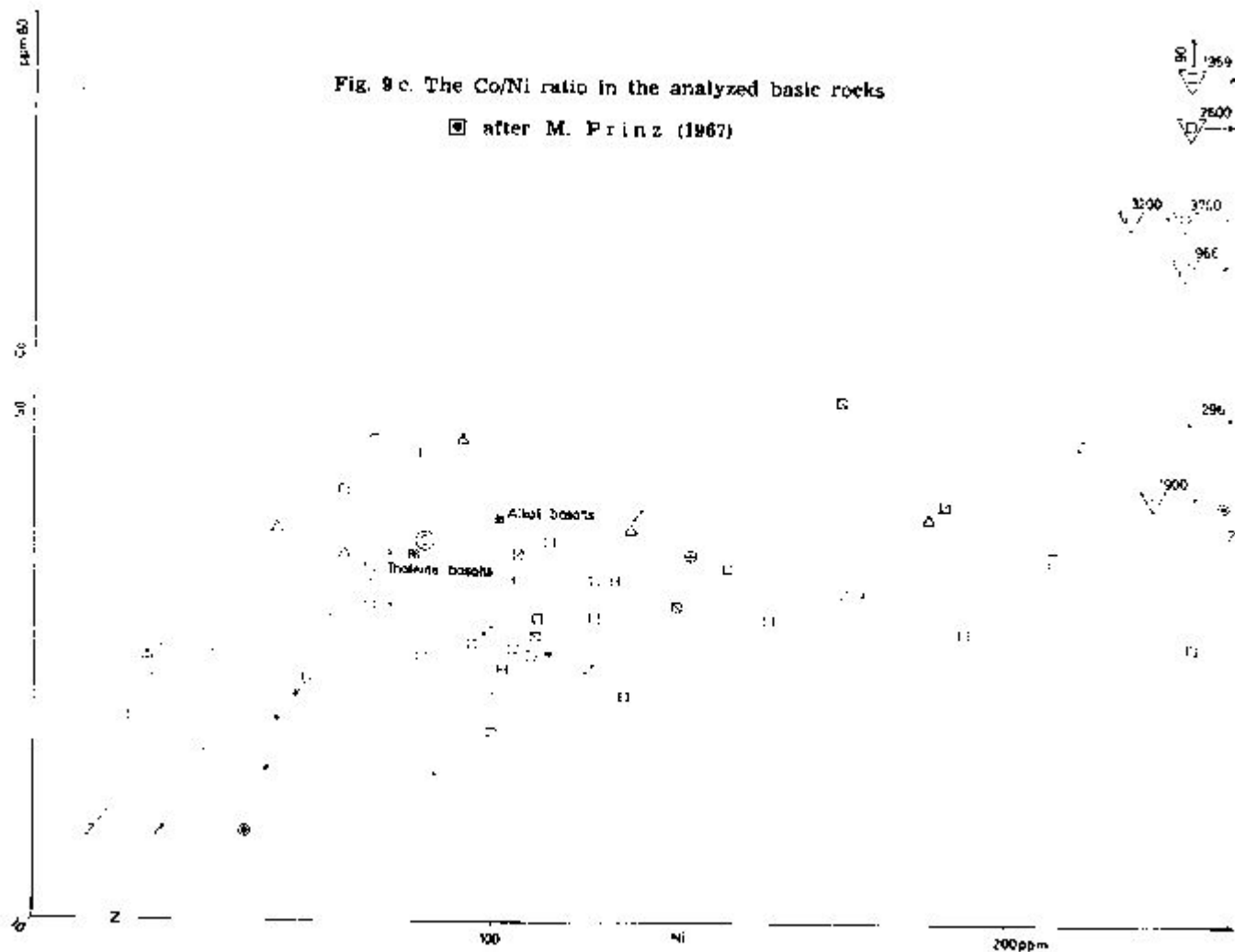
Fig. 9 b. The Cr/V ratio in the analyzed basic rocks

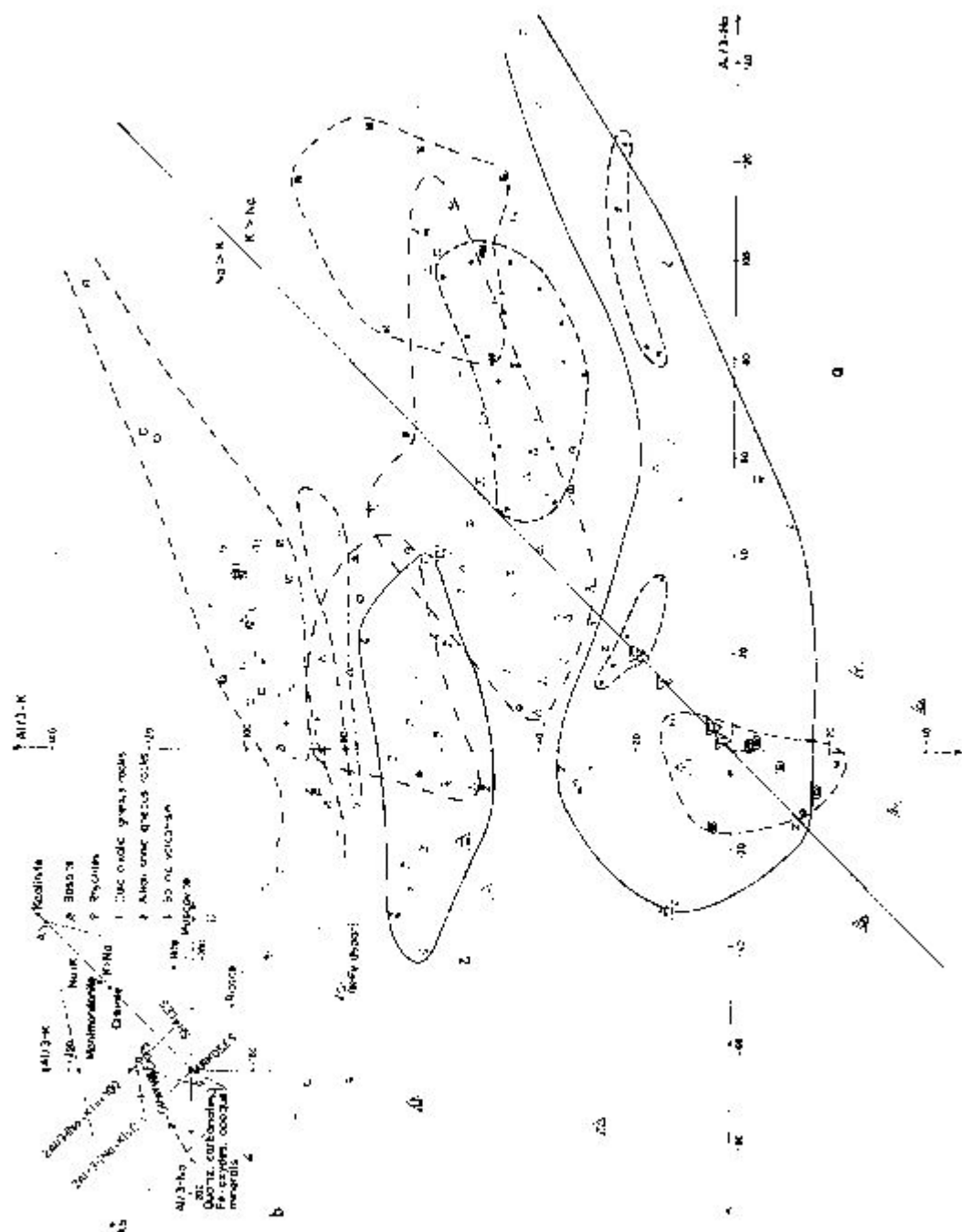
■ after M. Prinz (1967)

● after P. Jureš and A. J. R. White (1972)

The basic rocks could be distinguished also by a comparison of the K_2O variation with the ignition loss (fig. 8). The trace elements of the metabasites are shown by the ratios $FerO_{tot}/TiO_2$, Cr/V , Co/Ni and Ba/Sr (figs. 9 a, 9 b, 9 c, and 9 d).

The (Al_3-K) versus (Al_3-Na) diagram (fig. 10 a) was proposed by H. de la Roche (1968). It is based on a different geochemical behaviour of aluminium and alkali metals occurring in igneous and sedimentary rocks. From the





distribution of the rock forming minerals a clear distinction between the fields of the rock groups can be recognized. A chemical difference between the graywacke and pelite is also indicated. The K-feldspar, anorthite, and albite are located at the poles of a quasi-equilateral triangle as it is evident from the figure 10 b. The clay minerals having $K > Na$ are distributed on the right hand side of the diagram. Quartz, carbonate and Fe-oxides are located in the centre. The influence of all the minerals contained in a rock is thus reflected in diagram 10 a.

The chemical analyses of representative rocks constituting each metamorphic level are assembled in the tables 1 to 7.

4. Petrology and geochemistry of the lithostratigraphic units

4.1. The augen gneiss level

The rocks of the deepest metamorphic level are visible at the surface in two areas, those of Oplotnica—Mislinja and Smartno, simply because they have been displaced by tectonic movements. Consequently the thickness of the level varies from 500 to 1000 meters. The level was sampled at three profiles varying in petrological composition.

The augen gneiss level is the only metamorphic level in the Pohorje Mts. which is characterized by acid rhyolitic and rhyodacitic volcanism indicated by the chemical composition of augen gneiss and associated fine-grained gneiss varieties. About 40 per cent of the rocks occurring along the Mislinja brook (profile 1) and the Polskava brook (profile 4) show an augen structure. Along the Dravinja river (profile 2), biotite-muscovite schist and gneiss prevail. They originated from immature shale and graywacke. Only in this profile do some thin amphibolite intercalations occur. They appear to be derived from basalt.

The acid meta-volcanic rocks of both the Mislinja and the Smartno areas show somewhat different geochemical properties. In the Mislinja area, the biotite-muscovite augen gneiss is interlayered with muscovite gneiss of aplitic character. The latter indicates a composition close to rhyolite (figs. 4, 5, and 10 a). The augen gneiss, which contains less quartz and more iron shows, however, a tendency towards diorite. Some immature arkoses may geochemically resemble acid igneous rocks. As the analyzed samples do not show any sedimentary trend, they are considered to be of volcanic origin.

The biotite augen gneiss and biotite gneiss from the Smartno area have a rhyodacitic composition. There exists a transition to the geochemical properties of the biotite-muscovite augen gneiss from the Mislinja area (fig. 4). But the Smartno biotite augen gneiss is more melanocratic due to a higher (Fe + Mg)-content.

Fig. 10 a. The Pohorje metamorphic rocks represented by the parameters $(Al/3 - K)$ versus $(Al/3 - Na)$

Fig. 10 b. The main igneous and sedimentary areas and tendencies presented as functions of the different behaviour of K, Na, and Al (after H. de la Roche, 1968 and B. Moine, 1974)

The parameters are calculated from the cation numbers of the corresponding weight per cent of the oxide molecules

Two different samples of interlayered fine-grained biotite gneiss were analyzed. One of them corresponds geochemically to rhyodacite (sample 50 B), having fine grains of K-feldspar in the matrix. The other one containing more biotite, shows a sedimentary tendency towards graywacke, like the rocks from the second profile of this level (sample 46 A). Its lower quartz content and a higher (Fe + Mg)-content can be clearly seen in the QFM diagram.

The muscovite schist associated with augen gneiss along profiles 1 and 4, is less developed (sample 38). It belongs to the range between graywacke and shale (figs. 10 a and 5). The high value of Na/K ratio indicates the relatively high albite content of the original sedimentary rock and therefore its low maturity.

The muscovite-biotite schist and gneiss from profile 2 correspond to the broad field of graywackes and shales (figs. 4 and 5). Regarding the schists, this is in agreement with the mineralogy of analyzed gneisses which are richer in plagioclase. The gneiss samples are descended from graywackes with some arkosic tendency. On the other hand, the schist samples are derived from not very mature shales. Their feldspar content is low (fig. 4). The geochemical field between illite and chlorite (fig. 6) corresponds to the clayey constituent of samples. The gneiss samples examined by the same parameters exhibit an increased content in K-feldspar.

Only in profile two of the level do there occur interstratified garnet-amphibole schist and amphibolite, representing original basic volcanic rocks (figs. 4,

Table 1. Chemical analyses of the rock samples taken from the augen gneiss level

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	l.l.	Total
1A	72.01	14.37	1.69	.04	.45	.86	2.99	5.44	.25	.94	99.04
1B	69.58	14.75	3.20	.06	.95	1.79	3.09	5.00	.62	.87	99.91
50	68.14	14.87	4.19	.07	1.19	2.48	2.98	4.74	.71	.63	100.00
50B	70.30	14.17	3.31	.06	.99	2.18	3.01	4.34	.55	.53	99.44
68	69.03	14.55	4.35	.08	1.85	1.94	3.15	2.96	.54	.19	99.64
82A	58.00	19.91	9.51	.14	3.16	.41	1.18	3.79	1.20	2.88	100.18
82B	76.19	13.94	.60	.04	.07	.23	5.22	3.03	.00	.69	100.01
83A	48.22	14.90	11.13	.19	6.63	12.01	1.64	.79	1.80	1.61	98.92
150	47.45	14.43	14.02	.23	5.72	10.36	3.29	.81	2.73	.71	99.75

Sample 1A: muscovite gneiss of aplitic character close to rhyolite

Sample 1B: biotite-muscovite augen gneiss close to dellenite

Sample 50: biotite augen gneiss close to rhyodacite

Sample 50B: biotite gneiss geochemically corresponding to augen gneiss of rhyodacitic composition

Sample 68: biotite-muscovite gneiss of aplitic character derived from a graywacke

Sample 82A: muscovite schist derived from a shale

Sample 82B: aplitoid gneiss

Sample 83A: garnet amphibolite close to tholeiitic basalt

Sample 150: amphibolite close to alkali basalt

7, 8, and 10 a). The amphibolite varieties (samples 83 A and 83 B) have a composition close to tholeiitic basalt. The amphibolite (sample 150) abounds in alkali, especially in Na, and is closer to alkali basalt (fig. 7). The same feature may develop, however, through metasomatism and spilitization.

In Smartno augen gneiss small synmetamorphic serpentinite and some harzburgite inclusions have been observed (samples 48 A and 48 B). Amphibolite with a partly preserved magmatic texture (sample 47 A) also occurs together with the ultrabasite. This rock is chemically related to alkali basalt showing a sodic tendency (fig. 7).

The rocks of the augen gneiss level reflect a clastic sedimentation associated with acid volcanism in an eugeosyncline.

4.2. The marble level

The marble level occurs in two separated areas in the southern and eastern part of the massif, clearly exposed between the Oplotniščica and Dravinja brooks, and north of Smartno, towards Rušč. The rock sequence is about 900 to 1000 meters thick. It was sampled along three profiles.

The prevailing metasediments are biotite $\pm$ muscovite schist and gneiss (52 per cent) and flaser gneiss with $\pm$ almandine $\pm$ kyanite (15 per cent). Amphibolite varieties represent an important group (10 to 30 per cent).

Thin layered marble is a common rock only in this metamorphic level. It is more abundant in the southern part of the massif, where it represents up to 30 per cent of the horizon, than in the northern part. The MgO-content of 23 analyzed samples, taken from Zreče marble, amounts to 20 per cent, which corresponds to dolomite. Accessory minerals in the marble, originating from siliceous and argillaceous admixtures, are represented by quartz and calcium-bearing silicates, as also some ore minerals and graphite.

Quartzite makes up 5 to 10 per cent of the level. Usually, it contains accessory silicates of corresponding metamorphic degree, derived from argillaceous admixture, and also some graphite.

The samples of schist and gneiss intercalated with flaser gneiss are evaluated together, as there is little geochemical difference between them. Twenty-one samples were analyzed. They are considered to originate from graywackes and shales, displaying a large variation of sodium and potassium (figs. 5 and 10 a). Their (Fe + Mg)-content is high and fairly constant, notwithstanding the fact that the ratio between aluminium and alkalis, as well as between sodium and potassium, varies considerably (figs. 4 and 5). The metasediments remain very fine-grained, in spite of their high metamorphic degree. Their graywacke composition shown in the different diagrams might, therefore, correspond to rather immature shales, whose albite component has not yet been disintegrated during weathering.

The schists of profile 4 show a large dispersion in their alkali and aluminium contents. Flaser gneiss with almandine $\pm$ kyanite shows the same feature. If containing kyanite, it represents the most mature and Al-rich rock of the level (samples 56, 70 A and 157 A in fig. 5). Without taking into consideration such samples, the geochemical variability of the schists of this level would be much reduced (fig. 10 a).

The greatest degree of deviation from the general geochemical properties of schists is shown by a light biotite-muscovite gneiss (sample 161). Its (Fe + Mg)-content is very low (fig. 4). An unusual geochemical feature is shown by a fine-grained biotite gneiss (sample 155). This is an intermediate rock, poor in silica and rich in feldspar, which could have been derived from a rhyodacitic tuff (fig. 4).

Some schists contain a large amount of opaque minerals. Their high Fe-content, related to a somewhat increased Ca- and Mg-content, as well as a lower SiO_2 value, indicate a basic tuffitic admixture (samples 55 A and 157).

Metabasites are interlayered with marble and biotite schist. Eight samples were analyzed. They showed a transitional character between basalt and andesite (figs. 4 and 10 a). Their silica content is relatively low, and alkali content high. In spite of some possible alkali variation during metamorphism, they probably originated from alkali basalt and partly from hyperaluminous basalt (fig. 7). Some metabasites show a tendency towards ultrabasic, as is proved by their high Cr- and Ni-content (samples 10 A and 160, figs. 9 b and 9 c). The amount of TiO_2 is usually high in all samples. But it is a little lower in amphibolite variety, which is related to marble (fig. 9 a).

Although metabasites associated with marble contain an increased Mg-content they are not of metasomatic but of magmatic origin. This is proved by their high Cr- and Ni-value, too. Alike the metabasites interlayered with marble are characterized by a relatively high $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ratio compared with those interlayered with schist. Only a small decrease in Fe_2O_3 -content and thereby a small increase of the $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ratio could be related to metasomatic evolution, because a thin Fe-aureole is observed in the Zreče marble associated with amphibole schist.

Table 2. Chemical analyses of the rock samples taken from the marble level

Sample	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	i.L.	Total
10A	46.44	13.72	11.88	.16	9.10	11.70	2.29	.50	2.29	.95	99.03
54	65.27	17.28	7.49	.09	2.32	.51	1.61	3.37	1.14	1.28	100.36
62	61.15	16.23	7.19	.08	3.19	3.60	3.05	3.10	1.06	.84	99.49
67F	59.37	15.91	8.34	.07	3.54	4.46	1.95	3.01	1.05	.86	98.56
68A	48.87	15.38	10.93	.19	5.54	9.72	3.27	1.69	2.29	1.03	98.91
70A	56.12	22.44	9.94	.08	3.10	.14	1.10	4.12	1.38	1.60	100.02
152	44.77	15.93	11.13	.18	7.63	11.05	1.96	1.73	2.34	1.94	98.66

Sample 10 A: garnet amphibolite variety derived from a metabasite with an ultra-basic tendency

Sample 54: biotite-muscovite gneiss derived from a shale

Sample 62: biotite gneiss derived from a graywacke

Sample 67 F: flaser gneiss without kyanite

Sample 68 A: amphibolite derived from an alkali basalt

Sample 70 A: almandine-kyanite flaser gneiss derived from a shale

Sample 152: amphibolite variety derived from an alkali basalt

The rock assemblage of the marble level, intertongued with pelitic sediments, dolomite, quartz sandstone and alkalic basites, proves the existence of a confined basin.

4.3. The eclogite level

The eclogite level extends itself along the southern slopes of the Pohorje Mts. from Slovenska Bistrica over Rogla to Mislinja brook. On the northern slopes it is exposed from Hoško Pohorje to the Lobjnica brook and thins out westwards. The level is about 1000 meters thick. Four sections have been sampled in the southern and northern part of the massif.

The metasediments from different profiles of this level can be discussed together, as they show the same geochemical features. Eleven samples of the almandine-biotite-muscovite schist were analyzed. They show fairly high contents in aluminium and K/Na ratio compared with other metapelites from Pohorje (figs. 10 a and 5). It could be derived from a very mature shale. The small variations of the low Na/Al ratio are related to the plagioclase content. Gneiss derived from graywacke occurs to a smaller extent. The analyzed sample of an almandine flaser gneiss contains kyanite aggregates and resembles the other metapelites from the geochemical point of view, like the flaser gneiss of the marble level. Illite-montmorillonite clay, containing some chlorite, was probably the original material that yielded muscovite schists (fig. 6).

Metabasites are the most frequent inclusions of the rock sequence. They consist of amphibolite varieties and rare small eclogite lenses. Some eclogite lenses were found in the underlying marble level too; one outcrop of eclogite occurs in the overlying ultrabasite level south of Ruše. Eclogite is usually rather amphibolitized but no sharp boundary between unaltered and altered rock occurs. The analyzed metabasite samples consist of eclogite (12 samples), symplektitized eclogite (five samples), amphibolitized eclogite (six samples) and layered amphibolite varieties (seven samples). All these rocks show similar geochemical features as regards their QFM parameters. They correspond to the range between basalt and andesite, showing small differences in silica content. The Al-content is high and the K-content low (fig. 10 a). The low potassium value is a characteristic of tholeiite basalt of oceanic association. It is encountered in some eclogite hyperaluminous varieties, too (fig. 7). But the Al-high basites did not necessarily derive from hyperaluminous basalts. The basalt tholeiite area is even enlarged towards the hyperaluminous field, as is the case for numerous oceanic tholeiites.

Some eclogite varieties are close to alkali basalt due to the high contents of TiO_2 and Na_2O . Therefore they could be a product of the spilittization.

The K_2O -content of the metabasites of this level is generally very low. In eclogites it may drop even to less than 0.1 per cent. It increases to 0.4 per cent in amphibolitized eclogites and in some amphibolite varieties. A rough comparison was made between the K_2O variation and ignition loss related mainly to H_2O (fig. 8). This comparison shows that the retrogressive evolution from eclogite to amphibolite took place by the addition of H_2O and probably also by a small addition of K_2O ranging from 0.2 to 0.3 per cent. It would be interesting to control this observation with a detailed examination. The data are in

accordance with the observed amphibolitization of doleritic and gabbroidic rocks (M. Piboule, personal communication).

A low K_2O value is a characteristic of the amphibolite of the ultrabasite level, too. The metabasites of all other levels show a very high K_2O -content. Consequently their origin from basic rocks rich in potassium is assumed. Nevertheless, some K_2O was probably introduced by metamorphism.

Other differences observed between the eclogite and amphibolite varieties are:

- an increased CaO/SiO_2 ratio, with some very high values in eclogite,
- an increased FeO_{tot}/TiO_2 ratio and very low TiO_2 values in eclogite (fig. 9 a),
- increased Cr/V and MgO/FeO_{tot} ratios in eclogite compared with amphibolite (fig. 9 b),
- an increased Ni -content in the rocks with very high Cr and MgO values (fig. 9 c),
- a very low Ba/Sr ratio is still lower in eclogite than in amphibolite (fig. 9 d).

Magmatic differentiation is indicated by the rather high variation of MgO/FeO_{tot} ratios. The highest ratios, with MgO -contents of 9 to 10 per cent,

Table 3. Chemical analyses of the rock samples taken from the eclogite level

Sample	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_{3tot}	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	$I.L.$	Total
12B	48.02	18.79	5.69	.12	10.08	13.55	1.80	.06	.35	.40	98.86
13A	50.50	15.92	8.65	.17	8.65	11.62	2.15	.10	1.29	.57	99.62
13B	49.60	16.03	7.84	.18	9.51	11.81	2.47	.25	.55	1.37	99.61
13C	49.51	17.43	7.20	.14	8.74	11.40	2.26	.73	.62	1.96	99.99
13D	49.61	16.64	7.27	.13	9.14	11.90	2.27	.30	.28	1.51	99.05
14	54.82	22.97	9.67	.18	2.51	.95	1.05	2.82	1.22	2.46	98.65
14A	61.46	20.90	7.02	.12	1.87	.69	.96	3.43	.92	2.15	99.52
31	56.32	20.11	9.01	.18	2.81	2.89	1.41	2.80	1.02	2.95	99.50
156C	49.59	14.16	10.89	.15	6.67	10.05	4.99	.26	2.33	.01	99.10
164	37.16	.76	7.87	.10	37.55	.81	.00	.03	.12	13.68	98.08
173	53.94	20.73	9.10	.19	2.66	2.32	2.76	3.81	1.07	2.57	99.15

Sample 12B: eclogite with kyanite and primary amphibole

Sample 13A: zoisite eclogite

Sample 13B: symplektitized kyanite-zoisite eclogite

Sample 13C: amphibolitized eclogite

Sample 13D: amphibolite

Sample 14: muscovite schist derived from a shale

Sample 14A: kyanite flaser gneiss

Sample 31: almandine-muscovite schist derived from a shale

Sample 156C: eclogite variety rich in sodium

Sample 164: serpentinite

Sample 173: muscovite-biotite gneiss derived from a graywacke

correspond to eclogite hyperaluminous varieties. Only eclogite with a high MgO and Al_2O_3 value contains kyanite crystals (D. Coffr ant and M. Piboule, 1975). In eclogite, Cr often amounts to 600 ppm; it may exceed even 1000 ppm. The higher Cr-contents did not result from a contamination during pulverisation, as they follow the higher MgO value.

In the eclogite level there also occur the synmetamorphic serpentized dunite with harzburgite, and a small body of Mg-rich garnet pyroxenite as well. They contain very large quantities of the trace elements, like Ni, Co, and Cr.

The very mature oceanic shale associated with tholeiite basalt is characteristic for the eclogite level. Infrequently marble and quartzite occur.

4.4. The ultrabasite level

Along the northern slopes of the Pohorje Mts. the eclogite horizon is overlain by biotite-muscovite schist and gneiss, containing metabasites. To a minor extent, marble, kyanite flaser gneiss, and synmetamorphic lenses of ultrabasite occur. The level was sampled only in one profile.

Metasediments are the most common rocks of the ultrabasite level. Five schist samples and two gneiss samples were analyzed. In respect of the QFM parameters, they correspond to the wide range of graywackes and shales (fig. 4). Some schists show a quartzite trend. The variation of the Na/Al and K/Al ratios results from the different degrees of maturity of the original sediments (fig. 5). Their main part was quite mature. Schists of this level have intermediate properties between the schists of the eclogite level and all other Pohorje schists. Their clayey constituent represents a mixture of preponderant illite with chlorite (fig. 6).

Geochemically well-grouped metabasites occur as amphibolite varieties. The original rocks were mainly basalts (six samples); only one sample shows andesitic properties (fig. 4). The metabasites of this level resemble the metabasites of the eclogite level, being characterized by a very low K_2O -content (fig. 8). Therefore it can be said that they probably correspond to oceanic tholeiites, too, comprising some hyperaluminous varieties as well (fig. 7). The $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{TiO}_2$, Cr/V, Ni/Co, and $\text{MgO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ ratios are high but lower than in eclogite (figs.

Table 4. Chemical analyses of the rock samples taken from the ultrabasite level

Sample	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	I.L.	Total
90B	57.90	20.28	8.77	.13	2.74	1.35	.71	4.10	.94	3.61	100.53
90C	43.73	13.64	12.55	.18	9.16	10.82	2.99	1.43	2.88	2.30	99.67
91	60.95	16.75	8.11	.09	2.20	4.68	2.38	2.48	1.25	1.29	100.18
93	48.21	14.40	11.93	.20	8.12	12.06	2.57	.03	1.65	1.13	100.30

Sample 90B: muscovite-biotite schist derived from a shale

Sample 90C: symplektitized and amphibolitized eclogite rich in sodium

Sample 91: biotite-muscovite gneiss derived from a graywacke

Sample 93: amphibolite variety derived from a tholeiite basalt

9 a, 9 b, and 9 c). The TiO_2 -content exceeds 1.5 per cent, whereas the average Cr-content amounts to about 420 ppm. The Ba/Sr ratio is very low, like that in the eclogite (fig. 9 d).

The only symplektitized biotite eclogite (sample 90 C) represents an exception in this level and corresponds to an alkali basalt, similar to some NaO_2 - and TiO_2 -rich eclogite varieties of the eclogite level (Fig. 7). The geochemical parameters of these rocks, as well their $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{TiO}_2$ and Cr/V ratios, may be compared. Their Ba/Sr ratio is higher than in other eclogites.

The sample 88 A taken from a small pyroxenite lens is an ultrabasite and has an exceptionally high Cr- and Ni-content.

4.5. The diaphthorite level

Retrogressively altered rocks occur along an important tectonic line bordering the northern part of the Pohorje Mts. They are, however, more frequent in the southern Pohorje area. The thickness of the level amounts to 500 meters. The primary cover of the diaphthorite level has been completely removed. In the southern Pohorje this level is underlain by the eclogite level, while in the northern Pohorje by the ultrabasite level. Similar geochemical features of the rocks building up the ultrabasite and the diaphthorite levels indicate their equivalence.

The rock sequence of this level is uniform. It consists of black-gray diaphthorite almandine schist and gneiss. At the deepest part of the level marble and amphibolite occur. The latter might belong to the eclogite level, as it is underlain by insignificant diaphthorite schist only.

The Pohorje tonalite pluton has thermically influenced only the retrogressively altered schists. Therefore, along their border, andalusite-almandine schist and gneiss may occur. As andalusite schist originates from diaphthorite schist, their similar geochemical properties will be described together.

Six rock samples were taken from two profiles. The main rock group consists of schist and gneiss showing a normal sedimentary character. Therefore no significant chemical changes seem to be related with retrogressive metamorphism. The diaphthorite schists are characterized by a constant CaO -content

Table 5. Chemical analyses of the rock samples taken from the diaphthorite level

Sample	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{tot}}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	I.L.	Total
20	59.48	20.17	8.60	.15	2.25	1.08	.85	3.70	.70	2.31	99.29
3	46.80	15.22	11.15	.20	8.86	12.01	2.51	.18	1.82	1.60	100.35
4	70.79	13.07	4.37	.09	1.86	2.70	2.48	2.19	.80	1.57	99.92
35	58.11	20.34	8.29	.16	2.42	1.95	1.54	3.42	.74	3.34	100.31

Sample 20 B: andalusite-biotite-muscovite schist derived from a shale

Sample 3: amphibolite variety derived from a tholeiitic basalt

Sample 4: diaphthorite almandine gneiss derived from a graywacke

Sample 35: diaphthorite schist derived from a shale

of about 2 per cent, whereas the amount of silica varies considerably. The quartz-rich schist and gneiss contain more sodium and are more abundant in plagioclase. Therefore, they show a tendency from shale to graywacke, which is proved by the Na/Al versus the K/Al ratio (fig. 5). The metasediments of the diaphthorite level are geochemically close to those of the ultrabasic and greenschist levels. On the other hand, they differ quite a lot from the mature schist in the eclogite level.

The analyzed metabasite sample was taken from the bottom of the diaphthorite level. It is geochemically similar to the basites of the eclogite level. The amount of CaO contained is relatively high and the amount of K_2O is very low (fig. 8). Like the former rocks, it probably originates from oceanic tholeiite basalt, despite its plotting in the hyperaluminous basalt field (fig. 7).

The rock association lying between the diaphthorite and greenschist levels could hardly have been identified in the Pohorje Mountains, whereas it is well developed north of the river Drava.

4.1.—4.5. Inclusions of pegmatoid and aplitoid gneisses

A part of the Pohorje metamorphic rock sequence crystallized under the conditions of the almandine-amphibolite facies. It is characterized by inclusions of pegmatoid and aplitoid gneisses. Both represent metamorphosed acid igneous rocks derived from a hypothetical magma differentiates. They may occur along all rock varieties. Usually they are foliated like the surrounding rock; infrequently the later is cut across by them. The thickness of their sheets varies from several decimeters to some meters. Their main constituent is quartz, the remainder being orthoclase-microcline, albite or oligoclase, and some muscovite. No mafic minerals are found in them.

Nine samples from different levels were examined. They represent the most leucocratic rocks of the Pohorje Mts., showing deviations in all the fundamental diagrams (figs. 4, 5, 6, and 10 a). Their potash and sodium contents vary widely. Consequently a leucogranitic and leucogranodioritic character prevails. Leucogranodioritic rocks showing a pronounced sodic character are similar to the genetically unrelated quartz keratophyre occurring only in the greenschist level. The pegmatoid and aplitoid gneisses, being nearly Fe- and Mg-free, show a particular geochemical feature as opposed to all other rocks.

4.6. The greenschist level

Greenschists occur to a lesser extent along the northern and southern borders of the Pohorje Mts. Only southeast of Dravograd is the level well developed to a thickness of about 1000 meters. There the majority of samples were taken along the profile 6. Only a few of them are from profile 5, north of Mislinja.

In the lower part of the sequence, amphibolite and amphibole schist occur (30 per cent). They are associated with biotite and epidote schist (20 per cent). Phyllite schist is of interest due to its idiomorphic small pink garnet and staurolite crystals (10 per cent). The stratigraphic position of this fine-grained staurolite schist is not clear. In the uppermost part of the level, phyllite and gneiss phyllite prevail (30 per cent), mainly with a carbonate admixture. Its

characteristic are inclusions of metakeratophyre and its tuff (6 per cent). Infrequently small inclusions of marble, quartzite, and graphite phyllite may occur. These different rock groups of the sequence show a corresponding geochemical diversity.

Metabasites and their metatuffs, composed of amphibole, chlorite, biotite, and albite-oligoclase, have an alkalic character, being rich in sodium, and some of them in potassium, too (fig. 7). They are represented by ten samples. In sample 114, a high K_2O -content and Ba/Sr ratio coincide with the average value for alkali basalts. The geochemical position of the alkali basalt breccia (sample 148), which shows a trend towards ultrabasic, is due to its calcite cement unusual in the various diagrams. Samples 119 A and 119 C are close to ultrabasic, too, having a small content of aluminium, silica, and alkali, but a high MgO -content. All the other varieties are spillites, as is clearly indicated in fig. 10 a. They originate from primary basalt and andesite, or from their respective tuffs. Their Na_2O -content varies from 3 to 6 per cent. One sample is a carbonate phyllite with a tuffaceous spilitic admixture.

The trace elements vary widely in these basic rocks. In varieties close to ultrabasic, the Ni-, Cr-, and V-content are very high. Their K_2O -content ranges from 0.16 to 0.37 per cent, and their Ba-content from 30 to 100 ppm. In the spilitic rocks, too, the K_2O -content and the Ba/Sr ratio vary widely. Their TiO_2 - and V-content are very high and their Ni- and Cr-content very low (figs. 8, 9 a, 9 b, 9 c, and 9 d).

The metavolcanic rocks forming the middle and upper part of the greenschist sequence are represented by seven analyzed phyllite schists, containing different proportions of albite, chlorite, biotite, epidote, and quartz. Their original mineralogy was studied first by means of the parameters $[Si/3 - (Na + K + 2Ca/3)]$ versus $[K - (Na + Ca)]$, and $(Fe_{tot} + Mg + Ti)$ versus $[K - (Na + Ca)]$ (H. de la Roche, 1964). The acid and basic igneous rocks are clearly distinguished by these parameters. The rocks of transitional composition are dispersed between them. The same results from the analyzed samples (diagrams are not attached). This group of rocks could have been derived from graywacke according to their aluminium and alkali relation (fig. 10 a). But this is not in agreement with their low silica and high TiO_2 -, Cr-, and Ni-content (figs. 4, 8 a, 8 b, and 8 c). Regarding the QFM parameters, they belong to transitional igneous rocks, and are displaced from the graywacke field. Their removed position may result, partly, from a sedimentary carbonate contamination.

The very high K_2O -content, related at a given SiO_2 percentage to Ba and Sr, is characteristic for different rocks of shoshonitic association of the island-arc (P. Jakes and A. J. R. White, 1972). As the potassium content in analyzed intermediate volcanic rocks is high, their Ba- and Sr-content are increased, but nevertheless they are still low. On the other hand different data indicate the complexity of the Ba and Sr variation (P. Jakes and A. J. R. White, 1972; H. Puchelt. In: K. H. Wedepohl, 1972, Ba 56-E-5).

In the upper greenschist level, there occur metakeratophyre and its tuff, as represented by gneiss phyllite, including albite and occasionally orthoclase. With increasing depth, five samples were analyzed; one of them, however, appears to be rather deep among the metabasites. These rocks are geochemically

Table 6. Chemical analyses of the rock samples taken from the greenschist level

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	I.L.	Total
5	52.06	24.46	9.13	.17	2.61	.02	.42	5.45	.85	4.54	99.71
7A	76.87	12.45	1.25	.01	.23	.00	3.01	4.45	.00	.86	99.13
114	45.25	15.96	12.96	.27	6.27	10.14	2.55	1.33	3.44	1.74	99.91
115	50.29	16.24	12.92	.21	4.24	5.35	5.63	.76	3.21	1.11	99.96
119A	42.44	11.33	10.82	.20	9.98	12.99	2.14	.37	2.32	6.51	99.15
120B	45.77	15.30	9.93	.15	5.03	8.92	3.00	1.86	2.39	7.22	99.57
121	62.09	17.76	6.21	.08	2.01	1.95	2.95	4.21	.85	2.12	100.23
128	55.32	15.92	7.29	.05	2.87	3.48	1.50	5.11	.88	6.68	99.10
128C	52.97	17.00	9.01	.13	3.34	6.46	3.69	2.85	2.02	3.35	99.82

Sample 5: phyllite schist derived from a shale

Sample 7 A: phyllite melakeratophyre originating from a rhyolite

Sample 114: chlorite-amphibole-epidote schist derived from an alkali basalt

Sample 115: epidote-biotite-amphibole schist derived from a spilite

Sample 119 A: chlorite-amphibole schist derived from a basalt with an ultrabasic tendency

Sample 120 B: chlorite-albite phyllitic metatuff derived from a trachybasalt

Sample 121: phyllite melakeratophyre derived from a quartz trachyte

Sample 128: phyllite acid metatuff with sedimentary admixture

Sample 128 C: albite-chlorite schist derived from a trachyandesite

very dispersed with respect to their quartz content (fig. 4). They are also alkali rich, and sodium usually prevails over potassium, proving their albitic character. The original rocks were rhyolite and quartz trachyte. Sample 7 B is poor in sodium, but rich in potassium. Therefore, its origin from a shale with a tuffaceous admixture can be supposed (fig. 5). It reveals a progressive geochemical relation to those phyllite schist and phyllite which show a more aluminous character. Four such samples were analyzed. They displayed a widely varying quartz content (fig. 4) and a high potassium content. Their geochemical properties are transitional, between shales and arkoses (fig. 5), and probably correspond to a tuff, having a high sedimentary admixture. Two samples of phyllite schist, with fine garnet and staurolite, taken from the lowest part of the greenschist level, are even more rich in aluminium and potassium. It therefore follows that they do not contain any volcanic admixture.

The greenschists which overlie a stratigraphic-metamorphic hiatus differ essentially from the rock assemblages of all other levels. They originate from basic, intermediate and acid volcanic rocks intercalated by some metapelites.

4.7. The Magdalensberg level

The slightly metamorphosed Magdalensberg series is well developed in the northwestern part of the Pohorje Mts. to a thickness of 1000 meters. It also occurs along their southern border, where it follows a fault between Zrčë and Vitanje. Two profiles were sampled.

It is worthwhile to note that Devonian fossils were determined from the upper part of the greenschist level in Saualpe. As in the overlying Magdalensberg series Silurian age was proved, the greenschist level was supposed to be a metamorphosed stratigraphic duplication (J. Neugebauer, 1970). In the Pohorje Mts., however, neither have fossils been found, nor could a geochemical correlation of the greenschists with the Magdalensberg series be determined.

The sequence is composed of prevailing slates and siltstones including some diabase, its tuff, and some carbonate rocks. Slates and siltstones are mainly derivatives of Al-rich illitic clay containing some chlorite (15 samples). In the dark grayish-red slate in the upper part of the Magdalensberg series the not very frequent enrichment of Fe-content is related with TiO_2 , and is usually associated with a somewhat increased Na_2O -content (figs. 4, 5, 6, and 9 a). The slate adjacent to volcanic rocks in the upper part of the series shows a dispersion with respect to the Na/Al against K/Al relation, too (fig. 5). An increased Na-content of the slate is related at the same time to its higher SiO_2 -content. Therefore the apparent immaturity of sediments caused by the increased Na-content originating from a volcanic contamination, has not been conditioned by weathering during sedimentation.

Among the slates of the Magdalensberg series only a few are enriched in potassium (four samples). With regard to aluminium and alkali ratio, they correspond to some rocks in the greenschist level (four samples, figs. 5 and 10 a). The general characteristic of greenschists is a high Na-content, indicating volcanic contamination. This trend, however, is less marked in the Magdalensberg series. It should be mentioned that the groups compared here refer to a stratigraphic interval of considerable thickness in their respective levels.

The volcanic rocks are intercalated with marl, rich in calcite content (samples 138 and 138 A). Some samples contain dolomite admixture (samples 129, 132 A, and 132 B).

The spilitized diabase conglomerate and tuff have been analyzed from the Pohorje area (fig. 10 a). Both have a very high TiO_2 -content, which could be an indication of their alkali basalt origin. In conglomerate the Cr-content is very low (63 ppm), whereas in the tuff it is very high (542 ppm). Similar differences have been observed in the metabasites of the greenschist level.

After C. K. W. Lodemann (1970), and J. Loeschke (1973, 1975) the pelitic sediments of the Magdalensberg series from Saualpe and Eisenkappel originate from shale and show an incipient degree of metamorphism. The included spilitic rocks show a wide range of Ca-, K-, and Na-content. Small ultrabasic bodies were also found. The tuffite associated with diabase has a high Fe- and Mg-content. According to J. Loeschke (1975) the spilites appear to originate from alkali olivine basalts resulting from submarine eruptions. This way is indicated by a comparison of the Ti-, Zr-, and Cr-analyses made of the spilite samples and the recent basalts occurring in subcontinental and mid-oceanic ridges.

Recently, J. A. Winchester and P. A. Floyd (1976) proved that Loeschke's spilites belong to alkali basalt not only in view of their high TiO_2 -content, but also by the relations TiO_2 versus Zr/PrO_3 and TiO_2 versus Y/Nb . In this way the alkali basalt is clearly distinguished from the tholeiitic basalt.

Table 7. Chemical analyses of the samples taken from the Magdalensberg level

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ tot	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	l.l.	Total
129A	50.56	19.00	14.77	.11	2.24	.60	2.32	3.64	3.09	3.38	99.71
129B	45.36	14.78	15.05	.12	6.85	3.95	4.32	.05	2.88	6.41	99.67
131	79.18	8.28	3.53	.17	1.71	1.26	.95	1.51	.48	3.39	100.46
134	62.73	18.90	6.47	.01	2.15	.08	1.39	3.71	.74	3.58	99.76
138A	49.44	9.05	2.71	.24	1.16	18.15	1.41	1.50	.16	15.79	99.63

Sample 129 A: Fe-enriched slate

Sample 129 B: spilite tuff

Sample 131: SiO₂-enriched slate

Sample 134: slate

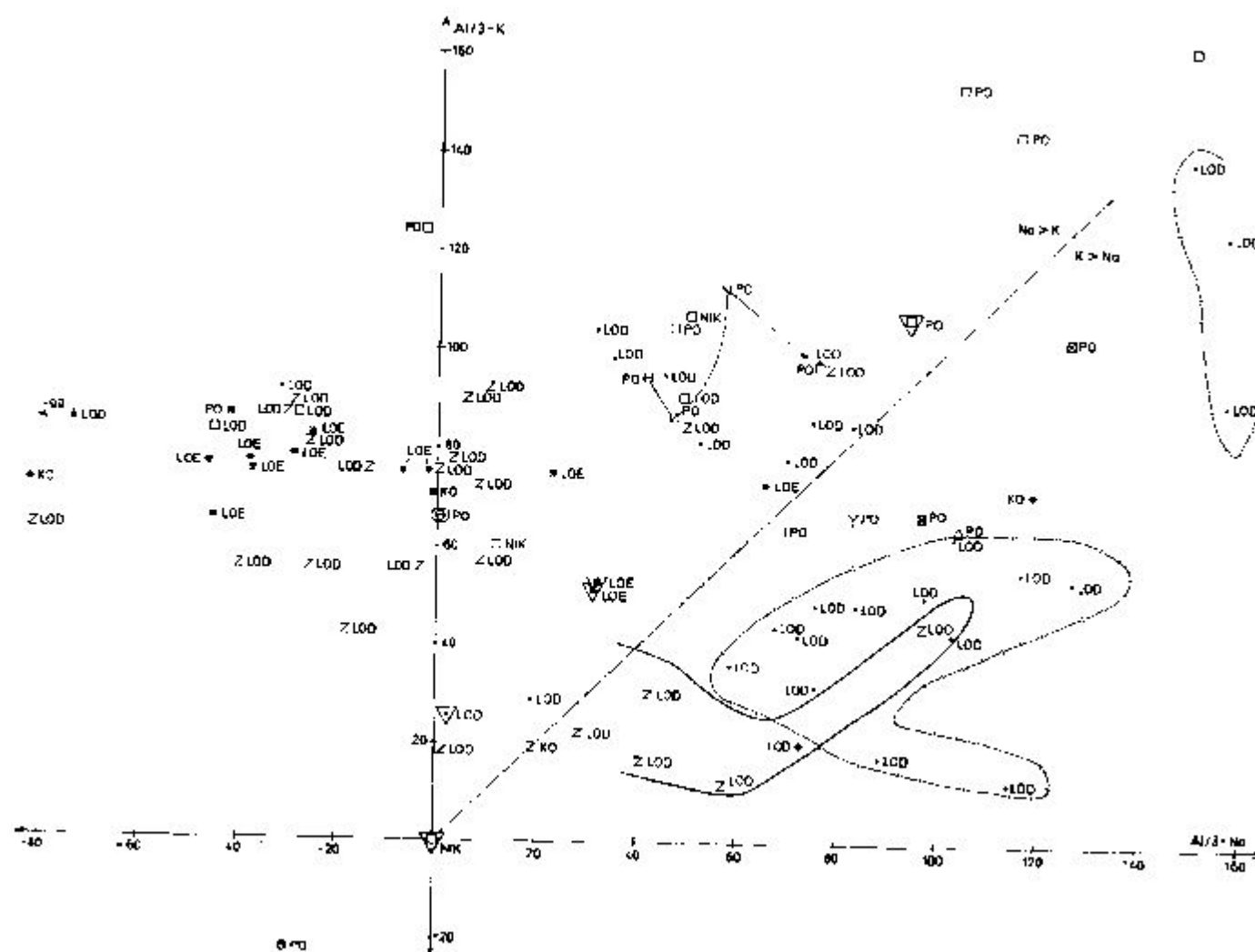
Sample 138 A: slate with increased carbonate and Na-content

5. Geochemical features of the Pohorje and Sauvalpe Mountains

From the petrological point of view the metamorphic rock sequence of the Pohorje Mts. resembles that of the Sauvalpe. In both areas the rocks of the Magdalensberg series and of the greenschist and almandine-amphibolite facies without a sillimanite zone are developed. Some differences occur in details only. Thus, for instance, augen gneiss and diaphthoritic rocks are not known at all in Sauvalpe. The thickness of the Sauvalpe sequence amounts to 7000 m (C. K. W. Lodemann, 1970).

The main constituents of 50 samples taken from the Sauvalpe, as well as their trace elements, and the corresponding Niggli parameters point to magmatic and sedimentary equivalents of the metamorphic rocks. The first group comprises metabasites from weakly metamorphic diabase to eclogite. In the second one, there are metapelites from slate to schist and gneiss. Although Lodemann found a conservative metamorphism, he presumes some homogenization. All metabasites including eclogite, are derived from gabbroid magma. Metasediments originated from a rather homogenous claystone and siltstone, and less frequently from graywacke. A carbonate admixture was uncommon in sedimentary rocks. The rocks of a higher metamorphic rank show a smaller distribution of the basic oxides, than the rocks of a lower metamorphic rank having a similar composition. For this reason a migration of elements in an interval of several hundreds of meters, and a tendency to chemical homogenization with the increasing grade of metamorphism was supposed. The repeated geochemical comparison of metabasites showed with progressive regional metamorphism only a slight decrease in TiO₂, Al₂O₃, FeO, K₂O and H₂O, and a significant increase in Na₂O. But an introduction of Na-content to the metamorphic rocks of the Sauvalpe cannot be generally applied to other metamorphic areas (C. K. W. Lodemann, 1973).

Lodemann's chemical analyses are presented in relation to the parameters (Al/3-K) versus (Al/3-Na) (fig. 11) and compared with the Pohorje analyses (fig. 10 a). In the figure 11, also some former Pohorje rock analyses (V. V.



Nikitin, 1942, NIK) and unpublished data from the Pohorje (PO) and Kobansko area (KO) are attached. It was not possible to compare the individual levels of the Pohorje with those of the Sauvalpe, as Lodemann's analyses are classified into three groups characterized by the degree of metamorphism. As regards maturity and aluminium content, some varieties of almandine faser gneiss from the Sauvalpe exceed the corresponding Pohorje gneiss. In the Sauvalpe, a slight trend towards graywacke was observed.

The metabasites of almandine-amphibolite facies are represented by amphibolite and eclogite. The analyses certainly point to oceanic tholeiite as in the case of the Pohorje metabasites of the eclogite and ultrabasic levels.

Neither in the Sauvalpe, nor in the Pohorje Mts. is the development of greenschists uniform. They cover a wide range of the rocks consisting of shales, and volcanic rocks of acidic, basic, and intermediate composition.

The slate of the Magdalensberg series originates from shale. The included diabase has a spilitic character. Ultrabasic tendency is uncommon. The data about these rocks in fig. 11 were taken mainly after Loeschke (J. Loeschke and J. Rolser, 1971, and J. Loeschke, 1973). His research refers to the Magdalensberg series from the Eisenkappel surroundings, where it appears to be typically developed.

Eclogite is a characteristic metamorphic rock of the Pohorje and Sauvalpe Mts. Regarding the equilibrium conditions of included accessory mineral assemblage kyanite-zoisite, eclogite crystallization was experimentally determined at 620°—650°C and more than 9 kbar (B. Storre and K.-H. Nitsch, 1973 and H. G. F. Winkler, 1974). Recent investigation of the distribution of elements among eclogite co-existing mineral pairs yields even more detailed temperature and pressure ranges for the formation of this rock. For this reason, in the Sauvalpe, eclogite crystallized at 500°—660°C and 5.5—9 kbar (V. Richter, 1973, p. 27). As the Pohorje eclogite contains the mentioned minerals, the above cited P—T conditions are considered to be favourable for its formation.

6. Conclusions

The purpose of the geochemical investigation of the Pohorje metamorphic rocks has been to deduce their origin from their chemical features, and therefore to reveal the paleogeographic conditions.

The investigation proved that seven volcano-sedimentary metamorphic levels can be distinguished, some of them having peculiar inclusions and different grades of metamorphism. It results from our research work that the original rock sequence has been much disturbed by tectonic. By the geochemical study the rhyodacitic character of augen gneiss and the intermediate volcanic

Fig. 11. The metamorphic rocks from the Sauvalpe (C. K. W. Lodemann, 1970 and 1973, LOD) and the rocks of the Magdalensberg series from the Eisenkappel environment (J. Loeschke and J. Rolser, 1971, J. Loeschke, 1973, LOE) characterized by the parameters (Al³⁺—K) versus (Al³⁺—Na)

The parameters are calculated from the cation numbers of the corresponding weight per cent of the oxide molecules

origin of some greenschists was ascertained. Such an interpretation would be impossible from textural and mineralogical points of view only.

From the geochemical features of the original volcano-sedimentary sequence either normal or tectonic contacts of the levels were determined. By the acidic metavolcanites enclosed in the augen gneiss level a preexisting sialic basement is indicated. The same could be deduced from the alcaic metabasites of the marble level. Dolomitic marble and quartzite show a more confined sedimentary basin. Their connection with immature sediments points to marginal parts of the basin. The rock association of the augen gneiss and marble level indicates, therefore, an eugeosynclinal environment.

The metabasites of the eclogite level show the properties of the abyssal tholeiite. They are associated with metapelites of high maturity. This rock unit could be considered as equivalent in time of formation to the underlying augen gneiss and marble levels. In this case the eclogite unit should be interpreted as a thrust sheet. By the ultrabasic level the ocean origin is proved even if there ophiolite is out of the question.

The rock units mentioned above appear to be of the preorogenic origin. They have been developed in an early geosynclinal stage. The greenschist level is characterized by the basic and intermediate volcanics of alcaic and potassic nature showing shoshonitic tendency. On the top acidic igneous rocks occur. Such a characteristic corresponds well enough to the volcanism of the orogenic phases along a continental margin.

The Magdalensberg series differs widely from the underlying rock units. That is why it could not be considered as a simple repetition tectonic of the greenschists. Moreover the two rock units are partly synchronous, but the origin of the Magdalensberg series is quite different as regards the palaeogeographic conditions.

Acknowledgements

This work was possible thanks to the support of the Research Council of Slovenia, Ljubljana and that of H. de la Roche, director of the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy. The authors are indebted to K. Govindaraju, head of the analytical chemistry division in C.R.P.G. for sample analyses, to the information group for the computing of the programs, and to J. Leterrier for helpful discussions.

References

- Coffrant D. and Piboule M. 1975, Kélyphitisation du disthène des éclogites du Limousin. T. I., 98e Cong. nat. des soc. sav. (Saint-Étienne, 1973), p. 375-382. Paris.
- Govindaraju K. 1973, New scheme of silicate analyses (16 major, minor and trace elements) based mainly on ion exchange dissolution and emission spectrometric methods. *Analysis*, Vol. 2, No. 5.
- Hinterlechner-Ravnik A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija* 14, p. 187-226, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II, *Geologija* 16, p. 245-264, Ljubljana.
- Isnard P., Beaucourt F. de, and Leymarie P. 1975, Le traitement automatique des données géochimiques. Méthodes utilisées au Centre de Recherches

Petrographiques et Géochimiques. Sc. de la Terre, Série Informatique géologie, No. 6, p. 68, Nancy.

Jakeš P. and White A. J. R. 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. of Am. Bull., Vol. 83, p. 29—40.

La Roche H. de 1984, Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sc. de la Terre, T. IX (1982—1983), No. 3, Nancy, p. 293—337.

La Roche H. de 1968, Géochimie. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 39—42, Série D.

La Roche H. de, and Leterrier J. 1973, Volcanologie. Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 3115—3118. Série D.

Leterrier J. 1972, Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). Sc. de la Terre, Mémoire no. 23, Nancy, p. 1—292.

Lodemann C. K. W. 1970, Geochemie der Metamorphose im Saualpen-Kristallin (Ostkarnten). N. Jb. Miner. Abh., Bd. 112, H. 2, p. 188—218.

Lodemann C. K. W. 1973, Gerichtete Stoffverschiebungen bei der Regional-metamorphose an Metabasiten der Saualpe in Ostkarnten. N. Jb. Miner. Abh., Bd. 118, H. 2, p. 134—148.

Loeschke J. and Rolser J. 1971, Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). Z. Deutsch. Geol. Ges., Jg. 1970, Bd. 122, p. 145—156, Hannover.

Loeschke J. 1973, Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. N. Jb. Miner. Abh., Bd. 119, H. 1, p. 20—56.

Loeschke J. 1973, Arbeitstagung österreichischer Geologen. Wien, Geologische Bundesanstalt, p. 19.

Loeschke J. and Weber K. 1973, Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Bd. 142, Hf. 1, p. 115—138.

Loeschke J. 1975, Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. Geol. Rund., Bd. 64, Hf. 11, p. 62—74.

Manson V.: Geochemistry of Basaltic Rocks: Major Elements, in: Hess H. H. and Poldervaart A. 1967, Basalts, Vol. 1, p. 215—270.

Moine B. 1971, Caractères de sédimentation de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar. T. I and II, Thèse présentée à l'Université de Nancy I.

Moine B. 1974, Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofirandrahana). Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. Sc. de la Terre, Mémoire no. 31, 1—293, Nancy.

Moine B., Prost A., and Englund J. O. 1974, Étude chimique d'une série détritique: les sparagmites de Norvège du Sud, région du lac Mjøsa. 2ème réunion annu. Sc. de la Terre, p. 291.

Moine B., Prost A., and Englund J. O. 1978, Chemical study of the Late Precambrian and Eocambrian sparagmite series at Lake Mjøsa type area, southern Norway. In preparation.

Neugebauer J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). Ostalpen-Tektonik II. Geotekt. Forsch., H. 35, p. 23—93, Stuttgart.

Nikitin V. V. 1942, Prispevek h karakteristiki eklogitov in amfibolitov jugovzhodnega Pohorja in k vprašanju o nastanku eklogitov. Razprave mat.-priřr. razr. Akad. znan. in um. v Lj., Knj. II., p. 299—362.

Puchelt H.: Barium, 58, B--O, in: Wedepohl K.H. 1972, Handbook of Geochemistry, vol. II/3, Springer-Verl.

Prinz M.: Geochemistry of Basaltic Rocks: Trace Elements, in: Hess H. H. and Poldervaart A. 1967, Basalts, Vol. I, p. 271—323.

Richter W. 1973, Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 19, Hf. 1, p. 1—50.

Storre B. and Nitsch K.-H., 1973, The upper stability of margarite in the presence of quartz. Naturwissenschaften, Vol. 60, No. 3, p. 152.

Winchester J. A. and Floyd P. A. 1976, Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks, Earth and Planet. Sci. Lett., Vol. 28, p. 459—469.

Winkler H. G. F. 1974, Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Third ed., Springer Verl., Berlin.

UDK 551.24:551.761.2+553.3+551.8(497.12)

Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja

Ladislav Placer

Geološki zavod Ljubljana, Partova 33

Jože Čar

Institut za raziskovanje Krasa SAZU, Postojna

Pot do rekonstruirane zgradbe idrijskega ozemlja in njegovega povrsta v srednji triadi pojasnjujejo trije profili. Prvi kaže sedanjo zgradbo starega, idrijskega rudišča in novega, ljubevškega rudišča živega srebra. Ljubevško rudišče je bilo premaknjeno od idrijskega za 2500 metrov proti jugovzhodu. Drugi profil je slika terciarnega stanja pred pričetkom neotektonskih premikov, ko sta bili obe rudišči še združeni. V tretjem, srednjetriadnem profilu so plasti prevrnjene sinklinale z idrijskim rudiščem in obrnjene antiklinale z ljubevškim rudiščem izravnane v horizontalno lego, kakršno so imele v času langobardske sedimentacije. Takrat je nastajal obenem z langobardskimi sedimenti singenetski cinabarit. Med drugim pa sedaj še ni odgovora na vprašanje, katerim fazam v zaporedju geoloških dogodkov na širšem prostoru Južnih Alp ustrezajo tektonski premiki na Idrijskem.

Vsebina

Uvod	141
Osnove rekonstrukcije	142
Paleotektonska zgradba idrijskega ozemlja	144
Nastanek idrijskega tektonskega jarka v srednji triadi	147
Nastanek živosrebrove rude	152
Lega eptgenetskih rudnih teles	153
Lega singenetskih rudnih teles	158
Problematika	159
The Middle Triassic Structure of the Idrija Region	162
Literatura	166

Uvod

Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na Idrijskem sloni na I. Mlakarjevi (1964, 1967, 1969) interpretaciji zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja in na poznejših genetskih (I. Mlakar in M. Drovenik, 1971), strukturnih

(L. Placer, 1973, 1974—75, 1976; L. Placer in J. Čar, 1975) in sedimentoloških (J. Čar, 1968; 1975; M. Drovenik, J. Čar in D. Strmole, 1975) detajlnih raziskavah. Za razumevanje te razprave je treba poznati navedena dela.

Strukturne in sedimentološke raziskave so potekale vzporedno in se dopolnjevale med seboj. Na ta način so bili določeni rezultati preverjeni z dveh zornih kotov in potrjeni še z geokemičnimi analizami.

Osnove rekonstrukcije

Ladislav Placer

Geološko zgradbo idrijskega ozemlja so izoblikovali premiki treh tektonskih faz. Glede na nastanek cinabarita v langobardski dobi razlikujemo predrudne deformacije srednjetriadne tektonske faze ter porudne deformacije v staroterciarnih in neotektonskih fazah.

Profil idrijskega rudišča vsebuje vse bistvene elemente tektonske zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja, kjer ima narivna zgradba najvidnejšo vlogo. Posebno mesto v tej zgradbi zavzema idrijska luska, v kateri se nahajajo ekonomsko orudene triadne plasti in geokemično anormalne koncentracije živega srebra. Zato predstavlja študij srednjetriadne zgradbe idrijskega območja v bistvu študij lege idrijske luske v idrijski krovni in neotektonski zgradbi.

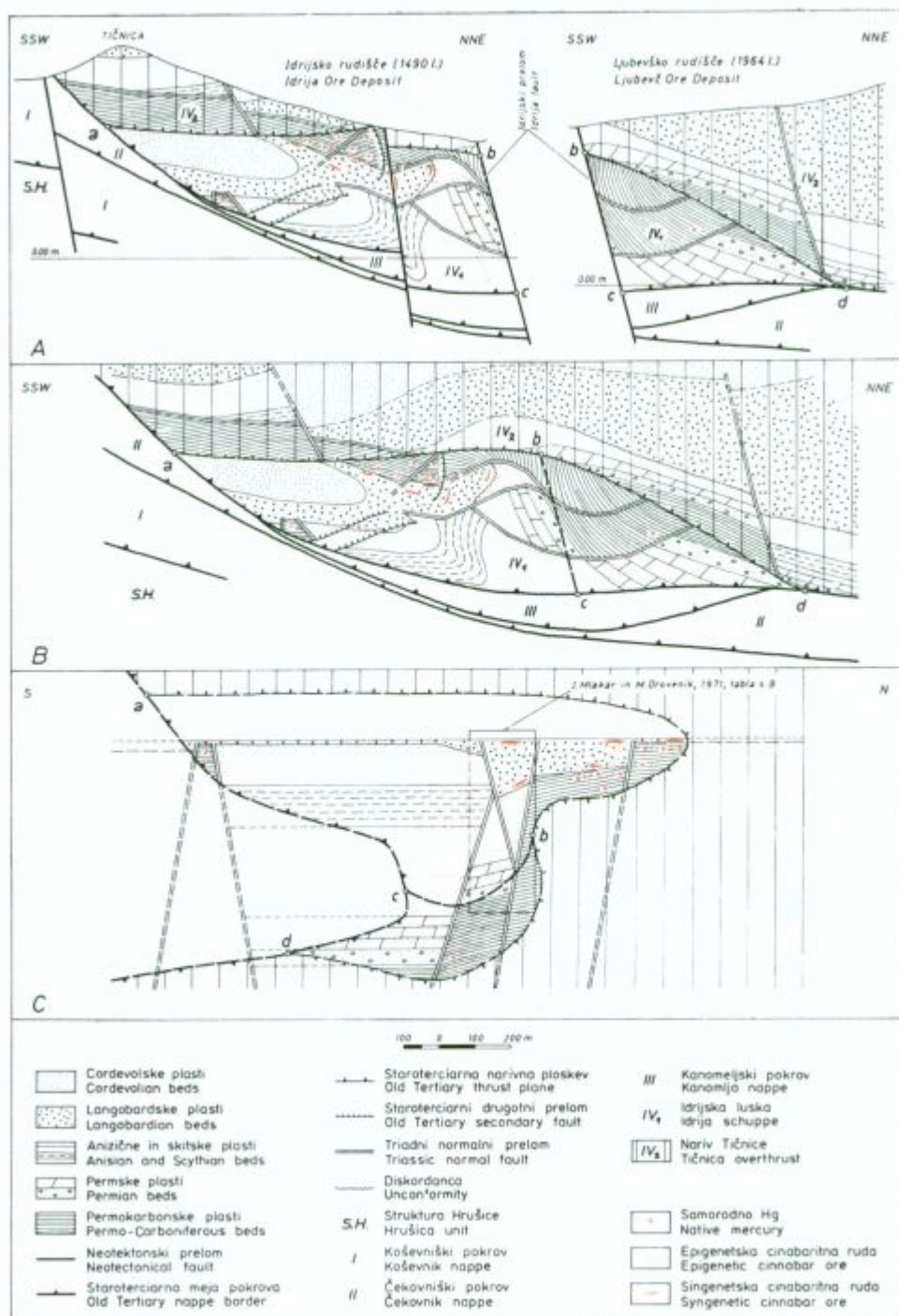
Postopek rekonstrukcije prvotne zgradbe rudišča kaže slika 1. V profilih starega — idrijskega, in novega — ljubevškega rudišča na sliki 1a so vrisani glavni neotektonski, staroterciarni in srednjetriadni prelomi. Horizontalna razdalja med obema rudiščema znaša 2500 m (I. Mlakar, 1964).

Slika 1b prikazuje rekonstruirani terciarni profil rudišča pred nastankom neotektonskih prelomov. Obe rudišči sta združeni v enem preseku, ki kaže idrijsko lusko kot celoto. Geološke strukture v idrijski luski in narivu Tičnice pa se povsem ujemajo.

Na sliki 1c sta prevrnjena sinklinala idrijskega rudišča in obrnjena antiklinala ljubevškega rudišča izravnani do horizontalne lege plasti, kar daje prej na videz kaotični razporeditvi prelomov in rudnih teles jasno prostorsko lego. Orudene triadne plasti se po tej shemi nahajajo v tektonskem jarku, ki je širši kot je prvotno domneval I. Mlakar (1967), in pozneje I. Mlakar in

Sl. 1. Razvoj geološke zgradbe idrijskega in ljubevškega rudišča
Fig. 1. Structural history of the Idrija and Ljubevč mercury deposits

- A Presek recentne zgradbe
Cross section of the recent structure
- B Presek terciarne zgradbe rudišč pred neotektonskimi premiki
Cross section showing the structure from the Tertiary period before the neotectonic movements
- C Presek srednjetriadne zgradbe v času nastajanja langobardskih sedimentov in sin-genetske živosrebreve rude
Cross section showing the Middle Triassic structure at Langobardian time when the syngenetic mercury ore was formed



M. Drogenik (1971). Zgornji del jarka pripada idrijskemu rudišču, spodnji severni del jarka pa ljubevškemu rudišču, medtem ko je južni del jarka zaostal v staroterciarni fazi gubanja in narivanja.

Premik med idrijsko lusko in narivom Tičnice znaša v obravnavanem profilu nekaj sto metrov, zato struktura Tičnice v profilu na sliki 1 c ni vidna.

Paleotektonska zgradba idrijskega ozemlja

Ladislav Placer

Tektonski jarek, v katerem je nastalo rudišče, smo rekonstruirali na ozemlju med Vojskarsko planoto, Idrijo in Rovtami, vendar njegova celotna dolžina ni znana. Staroterciarno gubanje in narivanje ter neotektonski premiki so močno spremenili srednjetriadno podobo obravnavanega ozemlja. Prvotno strnjeno ozemlje je sedaj razkosano na območje Vojskarske planote, rudišča med idrijskim prelomom in prelomom Zala, ter na območje Rovt vzhodno od idrijskega preloma. Zato tektonski jarek danes ne predstavlja jasne strukture, temveč se ta pokaže šele po rekonstrukciji. Imenujemo ga idrijski srednjetriadni tektonski jarek, ki je osrednji del idrijske srednjetriadne zgradbe. Na severu mu sledi severni prag in na jugu južni prag. Za pragovima se raztezata severno in južno sedimentacijsko območje.

Konstrukcija srednjetriadne paleotektonske karte ozemlja med Vojskarsko planoto in Rovtami (tabla I) sloni na I. Mlakarjevi (1969, sl. 1) detajlni geološki karti ter na strukturno-sedimentološki rekonstrukciji, kot smo jo nakazali v prejšnjem poglavju. Triadna zgradba Vojskarske planote in ožjega območja jarka med Kališčem ter Rovtami je prenesena neposredno iz I. Mlakarjeve geološke karte, medtem ko je območje rudišča rekonstruirano po podatkih jamskega kartiranja in globokih vrtin. Prelomi na karti so označeni s štirimi kvalitetskimi razredi, ki ustrezajo stopnji poznavanja posameznih odsekov. Litološko stratigrafske oznake kamenin v blokih med prelomi so narisane tam, kjer je znana podlaga langobardskih sedimentov pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco. Če litostratigrafske oznake ni, pomeni, da ne vemo, do katerih kamenin je segla erozija v srednji triadi.

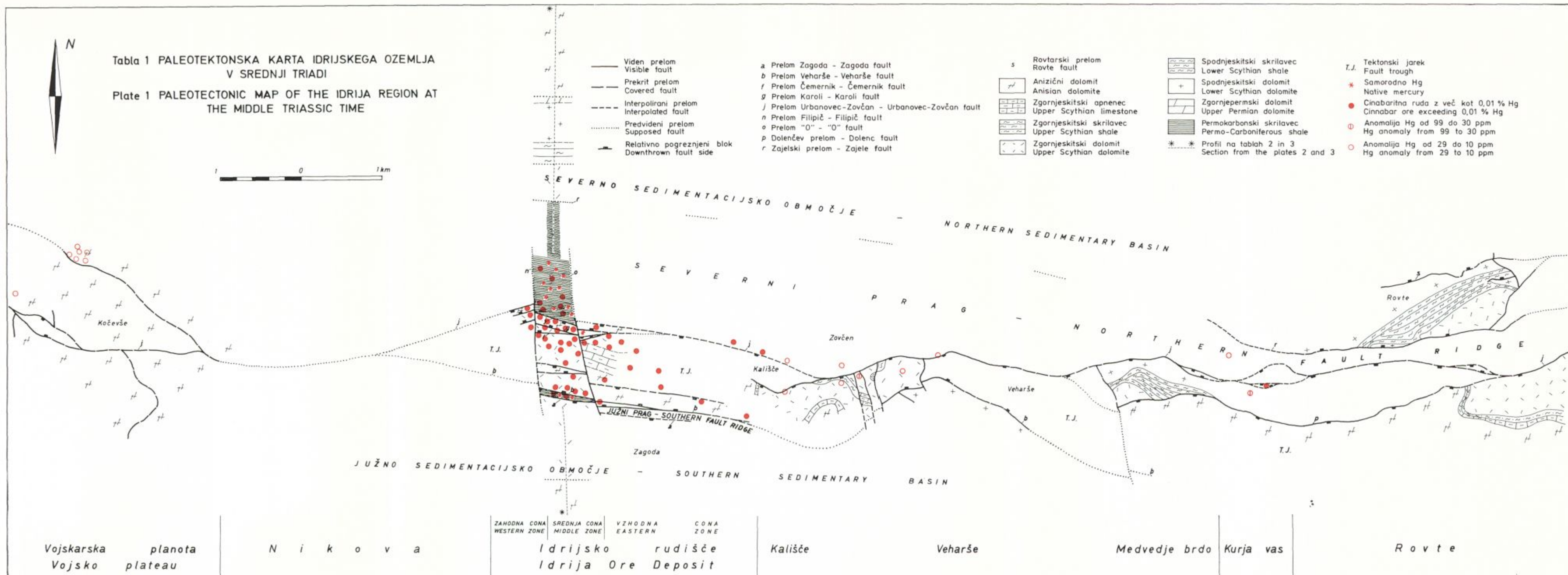
Idrijski srednjetriadni tektonski jarek je pri Zaplani odrezan ob naravnem robu med poljansko-vrhnjskimi nizi in idrijsko-žirovskim ozemljem. Na območju rudišča je širok približno 850 do 900 m, pri Veharšah pa po podatkih površinskega kartiranja 240 m. Naprej proti vzhodu se jarek hitro širi. Na območju Rovt njegova širina presega 1500 m; na to sklepamo le po prelomu Veharše, ki je danes prekrit z zgornjetriadnimi usedlinami.

Zahodno od Idrije se jarek hitro izklini, saj poznamo na območju Zgornje Nikove in Kočevš na Vojskarski planoti le še prelom, ki združuje oba glavna preloma jarka.

Za idrijsko srednjetriadno ozemlje so značilni vzdolžni normalni prelomi smeri zahod—vzhod in prečni prelomi smeri sever—jug. Od vzdolžnih sta najvažnejša Urbanovec-Zovčan in Veharše, ki omejujeta tektonski jarek s severa in juga. Imata največji vertikalni premik, ki znaša na območju rudišča ob prelomu Urbanovec-Zovčan vsaj 750 m. Poleg teh dveh obstajajo še drugi prelomi v samem jarku in zunaj njega, npr. prelom Zagoda, dolencev prelom, zajelski

Tabla 1 PALEOTEKTONSKA KARTA IDRIJSKEGA OZEMLJA
V SREDNJI TRIADI

Plate 1 PALEOTECTONIC MAP OF THE IDRIJA REGION AT
THE MIDDLE TRIASSIC TIME



prelom, rovtarski prelom, prelom Cemernik, Karoli in drugi, ob katerih so premiki manjši.

Severni prag je danes v celoti razgaljen južno od Rovt med zajelskim prelomom in prelomom Urbanovec-Zovčan. Med Rovtami in Kališčem je odkrita njegova južna polovica, proti Idriji pa le posamezni odseki, odvisno od lege v previnjeni gubi idrijskega rudišča. Na Vojskarski planoti je že povsem izklinjen.

Sirino severnega praga merimo lahko neposredno le južno od Rovt, kjer znaša 160 do 660 m, na območju rudišča pa največ 1300 m.

Južni prag je danes ohranjen le na območju rudišča v dolžini 3 km, medtem ko je vzhodno in zahodno od tod erodiran, ali pa je zaostal med narivanjem. Na območju rudišča je prag širok le 40 do 60 m.

Kot severno sedimentacijsko območje je označena depresija severno od severnega praga. Sestoji iz kamenin Tičnice in langobardskih skladov vzhodno od Idrije, ki jih je litološko obdelal J. Čar (1968). Južno mejo območja tvori zajelski prelom, ki je danes razgaljen južno od Rovt v Zajelah. Med Rovtami in Idrijo je sedaj delno prekrit in delno erodiran, v okolici Idrije pa regeneriran ob narivni pluskvi nariva Tičnice. Severno mejo severnega sedimentacijskega območja tvori lomski prelom, ki je bil na zahodu regeneriran v neotektonski fazi. Znotraj severne kadunje poznamo nekaj manjših normalnih prelomov, od katerih je največji rovtarski prelom pri Rovtah.

Južno sedimentacijsko območje leži južno od zagodovega preloma, ki omejuje južni prag. Danes je ohranjeno le južno od rudišča, vzhodno od Arčica v dolini Zale in verjetno pod zgornjetriadnimi plastmi jugovzhodno od Medvedjega brda. Je manj izrazita kadunja kot severna, vendar ne poznamo njegove južne meje, da bi lahko o tem dokončno sodili.

Zgradba idrijskega ozemlja v srednji triadi zahodno od Idrije na Vojskarski planoti je v mnogočem poenostavljena, kar smo že omenili. Anomalijo razlagamo ali z opisanim izklinjanjem tektonskih enot od vzhoda proti zahodu ali z domnevnim prečnim prelomom, za katerega pa nimamo nobenega dokaza. Po stratigrafsko sedimentoloških značilnostih sklepamo, da se tu združujeta južno in severno sedimentacijsko območje.

Prečni prelomi v tektonskem jarku so razporejeni v nekaj sistemov, od katerih je najpomembnejši na območju rudišča, kjer sta vidna zlasti preloma »O« in Filipič. Proti vzhodu se pojavi drug sistem med Kališčem in Veharšami južno od Zovčena, ki sestoji iz štirih prelomov. Sledi prečni prelom vzhodno od Veharš, dalje pa v samem jarku ne poznamo podobnih struktur. Obstajajo pa na širšem prostoru vzhodno od Rovt in v okolici Kočevš na Vojskarski planoti. Razmerje med prečnimi in vzdolžnimi prelomi je še dokaj nejasno. Na območju rudišča preloma »O« in Filipič jasno prečkata vzdolžne prelome, medtem ko za druga območja tega ne moremo trditi. Pri današnji stopnji poznavanja domnevamo, da je sedanje neenotno razmerje med njimi odraz drugotnih triadnih in potriadnih tektonskih procesov.

Vertikalna komponenta premika ob prelomu »O« znaša 150 m na severni strani jarka in do 80 m na južni strani. Vertikalni premiki ob drugih prelomih niso znani, pri Filipiču pa so verjetno nepomembni. Poleg vertikalne komponente premika je znatna tudi horizontalna, ki znaša pri prelomih »O« in Fili-

pič približno 80 m, medtem ko je pri drugih nismo določali. Ta posebnost prečnih prelomov otežuje njihovo genetsko opredelitev.

Prečna preloma »O« in Filipič delita orudeno območje jarka na tri dele, ki se razlikujejo med seboj po razvoju in debelini spodnjetriadnih in srednjetriadnih plasti ter po intenzivnosti orudenja. Zato smo rudišče razdelili na zahodno cono zahodno od preloma Filipič, srednjo cono med prelomoma Filipič in »O« ter na vzhodno cono vzhodno od preloma »O«. I. Mlakarjeva (1959, 1967) delitev rudišča na spodnjo in zgornjo zgradbo ustreza sedanjim razmeram, za prikaz srednjetriadne zgradbe pa je manj uporabna.

Zgradba tektonskega jarka je najbolj raziskana na območju rudišča. Profil na tabli 2 je generaliziran in podaja posebnosti srednje cone v eni projekcijski ravnini. Prirčen je za začetek usedanja langobardskega tufa in tufita, ki sovpada z zadnjo fazo cinabaritne mineralizacije, oziroma s stratigrafsko najvišje ležečimi singenetskimi rudnimi telesi.

Tektonski jarek je na območju rudišča z vzdolžnimi prelomi razdeljen na tektonske enote Zorc, Uršič, Čemernik in Karoli. Zgoraj so te enote omejene s srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco, razen tektonske enote Uršič, ki se navzgor prej izklini.

Osrednja tektonska enota jarka Zorc je na jugu omejena s prelomom Veharše, na severu pa s prelomoma Čemernik in Grüber. V njej nastopata dva manjša pogreznjena bloka, in sicer v njenem južnem delu ob dveh manjših prelomih ter v severnem delu med prelomoma Močnik in Grüber. Vertikalni premik v južnem bloku znaša le nekaj metrov, medtem ko je v severnem bloku razlika večja in znaša 40 do 50 m. Razmere v osrednjem delu južnega območja tektonske enote Zorc, ki je pri narivanju zaostal, nam niso znane in jih zato interpoliramo po podatkih iz »Talnine« in ljubevškega rudišča.

Tektonska enota Zorc zavzema osrednji del tektonskega jarka. Strukturne posebnosti srednje cone so v vzhodni coni še bolj poudarjene; depresija, ki je v osrednjem delu »Talnine« komaj zaznavna, je tu močno izražena. Enota Zorc je v zahodni coni ohranjena le delno. Vzhodno od Idrije pa zavzema večji del jarka in leži med Kališčem ter Veharšami južno od preloma Urbanovec-Zovčan, vzhodno od tod pa južno od dolencevega preloma.

Tektonska enota Uršič je na jugu omejena s prelomom Grüber, na severu pa s prelomi Čemernik, Karoli in Urbanovec-Zovčan. Sestoji iz kamenin od permokarbonskega glinastega skrilavca do spodnjeskitskega apnenosljudnatega skrilavca. V njej nastopa močnejši vzdolžni prelom Bačnar z vertikalnim premikom 20 do 50 m, ki vpada proti jugu, in nekaj manjših vzporednih prelomov. Sama enota je, razen v srednji coni, razvita tudi v zahodni coni, medtem ko je v vzhodni nismo našli. Skladno s splošno tendenco premikov je anomalija ob prelomu Grüber proti vzhodu vedno manjša in zato teže spoznavna. Podobno tektonsko enoto najdemo v tektonskem jarku šele daleč na vzhodu na območju Rovi med prelomom Urbanovec-Zovčan in dolencevim prelomom.

Manjša tektonska enota Čemernik spremlja večjo strukturno enoto Karoli. Na severu je omejena s prelomom Karoli, na jugu pa s prelomom Čemernik. Oba vpadata proti severu. Premik ob Čemerniku znaša okoli 20 m, ob Karoliju pa približno 400 m. Enota sestoji iz spodnjeskitskega apnenosljudnatega skrilavca in mlajših stratigrafskih členov do zgornjeskitskega dolomita in zelenkaste apnenega skrilavca z vložki apnenca. Ponekod je ohranjen tudi anizični

dolomit. Enota Cemernik je ugotovljena le v srednji in zahodni coni rudišča, medtem ko drugod v tej fazi raziskav nismo našli ekvivalentne strukture.

Tektonska enota Karoli je najbolj pogreznjena v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Na jugu je omejena s prelomom Karoli, na severu pa s prelomom Urbanovec-Zovčan. Vmes je več manjših prelomov, npr. Avgust z vertikalnim premikom 15 do 20 m. Enota sestoji iz anizičnega dolomita in je razen v srednji coni rudišča razvita tudi v vzhodni in zahodni coni, vendar njen vzhodni podaljšek ni izrazit, proti zahodu pa ni ohranjen v celoti. S to strukturo lahko vzporejamo le zgradbo Kurje vasi.

Nastanek idrijskega tektonskega jarka v srednji triadi

Jože Čar

Idrijski srednjetriadni tektonski jarek z rudiščem živega srebra je nastal na temenu antiklinalne strukture, ki je začela rasti približno konec spodnjega skita. V začetni fazi govorimo o relativno počasnem pogrezanju severnega in južnega praga ter tektonskega jarka v primeri s severnim in južnim sedimentacijskim bazenom. Posledica takega premikanja morskega dna je bistveno večja debelina spodnjetriadnih sedimentov v severnem in južnem sedimentacijskem prostoru. Do zgornjega skita so nastale razlike le v debelini sedimentov, campilske plasti pa so že facialno diferencirane.

Po ohranjenih profilih sklepamo, da so prve razlike v debelini sedimentov nastale na najvišjih delih tektonskih pragov. Z njihovo rastjo se raznolikost v debelini, kasneje pa tudi v litološkem razvoju sedimentov vedno bolj veča in zajema vedno širše območje. V končnem stadiju je bila antiklinala široka približno 4 km in dolga najmanj 19 km. Raztezala se je v smeri zahod—vzhod.

Prvi znanilci tektonskih premikanj na idrijskem območju v triadi so močni potresni sunki. Nanje opozarja »seizmična« breča v zgornjem delu spodnjescitskega dolomita. V idrijskem tektonskem jarku so nastale prve razlike v debelini plitvovodnih apnehoskrilavih sedimentov z lečami oolitnega apnenca v zgornjesciski stopnji. Znašajo 40 do 70 m, pa tudi več, če upoštevamo, da najvišji del severnega praga ni ohranjen.

Razlike v debelini zrnatega zgornjescitskega dolomita med posameznimi tektonskimi enotami v tektonskem jarku niso bistveno večje kot pri skrilavcu z oolitnim apnencem. Dosežejo 30 do 80 m. Pomembne so spremembe na sorazmerno kratkih razdaljah, kar kaže na večjo diferenciranost podmorskega reliefa. V tektonski enoti Zorc se zmanjša debelina dolomita na razdalji 300 m za 30 m. Opazimo tudi že prve facialne razlike. Dolomit prehaja lateralno v plitvovodni peščeni in glinasti skrilavec.

Diferenciacija podmorskega reliefa se je nadaljevala in konec campilske podstopnje je morfologija morskega dna že močno razgibana. V severnem sedimentacijskem bazenu dosežejo razlike v debelini zgornjecampilskih plasti 150 do 200 m. Če upoštevamo še debeline z območja rudišča, se nam ta razlika poveča na 180 do 220 m.

Razmere ob prelomu »O« kažejo, da je v času usedanja skrilavoapnenih zgornjecampilskih skladov obstajala pravokotno na daljšo os antiklinalne zgradbe močna fleksura. Primerjava debelin in litološke sestave sedimentov na

vzdignjenem in spuščnem krilu fleksure kaže na premik okoli 40 m v navpični smeri. Z gotovostjo lahko trdimo, da so bile tedaj starejše kamenine že prelomljene, medtem ko so se fleksivno deformirali le sedimenti, ki so nastajali istočasno s premikanjem ob prelomu »O«. Verjetno so vladale podobne razmere tudi ob drugih prelomih v smeri sever—jug, vendar te domneve ne moremo preveriti, ker ob njih zgornjeskistske kamenine niso ohranjene.

Spodnji anizični horizonti so razviti monotono dolomitno (I. Mlakar, 1959, 1969; F. Čadež, 1972) skoraj v vseh delih idrijskega območja, kar kaže, da je bil takrat sedimentacijski prostor še enoten. Le na upognjenih delih ob prelomih smeri sever—jug in vzdolž rastočih struktur smeri zahod—vzhod so se sprožali plazovi. Pri tem nastala intraformacijska breča se prstasto zajeda v dolomit. V Ljubevču je razen prvih 10 do 20 m ves aniz razvit kot breča z vmesnimi lateralnimi prehodi v sivi dolomit. Breča doseže debelino 150 m (F. Čadež, 1972, priloga 2). Anizično območje Ljubevča je ležalo v triadni dobi na tektonsko nemirnem južnem robu severnega sedimentacijskega bazena. Severni prag je bil južno od tod tedaj že nekoliko dvignjen nad severno sedimentacijsko območje in nad tektonski jarek, tako da že lahko govorimo o živahni aktivnosti ob prelomih smeri zahod—vzhod. Domnevamo, da je približno sočasno nastajal tudi mnogo manjši južni prag.

V zgornjem anizu se je morje na območju severnega praga močno poplavitilo. Sedimentirale so se različne plitvovodne usedline kot modrikasti, sivi, beli, rožnati in rdeči apnenec z ostanki dazikladacej, iglokožcev, ostrakodov in školjčnih lupin.

Nekateri deli so pogledali konec aniza nad morsko gladino. Kako obsežen je bil ta prvi otočni sistem, ni mogoče ugotoviti. Zanesljivo pa lahko trdimo, da so bili tedaj na kopnem manjši deli severnega praga. V plitvih zalivih so se začeli usedati sivi peščeni in apneni različki s plavajočimi prodniki ter končno breča, peščenjak in konglomerat. Apneni klasti in prodniki so izvirali iz neposredne podlage. Podobne sedimentacijske razmere so vladale tedaj tudi ob prelomih v idrijskem tektonskem jarku.

Zaradi nadaljnje rasti prelomljene antiklinalne strukture je verjetno nastala že konec aniza ali v fassanski dobi večja kopnina (sl. 1 na tabli 3). Severno sedimentacijsko območje je bilo tedaj le krajši čas in ne posebno visoko dvignjeno nad erozijsko bazo. Vse kaže, da so bile tu odstranjene le najvišje anizične plasti, čeprav je diskordanca na celnem severnem sedimentacijskem območju morfološko zelo izrazita. Severni in srednji del severnega sedimentacijskega bazena sta kmalu zaostala. Relativno pogreznjeni prostor so preplavile brakične vode in nastalo je plitvo močvirje. V močnem redukcijskem okolju so se začeli usedati prvi langobardski sedimenti, oziroma spodnje plasti skonca, bogate z rastlinskimi ostanki. Vmesni nizki kopni hrbti iz dolomita so delili počasi pogrežajoče se močvirje v več ločenih zalivov. Prav v morfologiji terena vidimo vzroke za ledasto izklinjanje langobardskih bazalnih tvorb v severnem sedimentacijskem bazenu. Z dvignjenega dela, ki obsega danes Tičnico in pripada najbolj južnemu delu severnega sedimentacijskega območja, so začele vode odnašati apnenoklastične zgornjeanizične plasti. Pisan material je zapolnjeval srednji del severnega sedimentacijskega bazena. Nad plastmi skonca se je tako usedal spodnji pisani konglomerat z značilnimi prodniki zgornjeanizičnih kame-

nin (sl. 2 na tabli 3). Njegova razprostranjenost že kaže na nastopajočo transgresijo, ki pa je bila v tem času še sorazmerno počasna.

Idrijski tektonski jarek, južni prag in južno sedimentacijsko območje so bili v času usedanja obeh najnižjih langobardskih horizontov v severnem sedimentacijskem bazenu še v območju erozije.

Zaradi vztrajnega ugrezanja ob nastajajoči transgresiji sta bila postopno preplavljena tudi bloka Tičnice v južnem delu severnega sedimentacijskega bazena, vendar sta ohranila skoraj horizontalno lego. Tako je nastal strukturno zanimiv stik langobardskih konglomeratov s permskimi in spodnjeskitskimi kameninami severnega bloka Tičnice, ki ga bomo obravnavali pozneje. V tej razvojni fazi je bil ves severni prag še vedno v območju denudacije. Erozijska je odstranila že vse mezozojske kamenine in načela zgornjepermske karbonatne kamenine, gródenski peščenjak ter ponekod tudi permokarbonski skrilavec, meljevec in peščenjak. Prodniki teh kamenin so zatrpavali severno sedimentacijsko območje. Najprej so nastale plasti dolomitnega konglomerata iz prodnikov anizičnega dolomita z redkimi kosi zgornjeskitskih kamenin, nato pa spodnji deli zgornjega pisanega konglomerata s prodniki spodnjetriadnih sedimentov ter še redkimi paleozojskimi odlomki. Imbrikacije nam potrjujejo pravilnost vzporejanja erozije na severnem pragu s sedimentacijo v severnem sedimentacijskem bazenu.

Južno od severnega praga se je na območju tektonskega jarka najbolj pogrezala tektonska enota Karoli. Blok anizičnega dolomita se je ugrezal med prelomoma Urbanovec-Zovčan in Karoli ter se premaknil nasproti severnemu pragu vsaj za 750 m. Sočasno a nekoliko počasneje, se je ugrezal blok skitskih kamenin tektonske enote Cemernik. Na tektonski enoti Zorc so bile razgaljene različne zgornjeskitske kamenine, na posameznih manjših ugreznjenih blokih pa tudi anizični dolomit.

Obdobje splošnega dviganja terena, ki ga je spremljalo nagibanje posameznih blokov in denudacija kamenin vse do permokarbonskih sedimentov na severnem pragu, imenujemo prvo fazo razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (J. Čar, 1975).

Sledilo je obdobje močnejše tektonske aktivnosti, v katerem je nastal najnižji nivo singenetske rude. Povečana vulkanska dejavnost je dala material za različne piroklastične sedimente in izlive felzitporfirjev, porfirjev, porfiritev, kremenovega keratofirja in diabazov (M. Drogenik, J. Čar in D. Strmole, 1975). Anizični dolomit tektonske enote Karoli in zgornjepaleozojski skrilavec južnega obrobja severnega praga je preplavilo morje. Na sorazmerno ozkem prostoru med kopnim severnega praga in nizko ležečim obrobjem tektonske enote Zorc so se začele v zamočvirjenih plitvinah in bolj ali manj zaprtih lagunah, poraslih z močvirskim rastlinjem, usedati kaolinitne usedline, ki predstavljajo prvi langobardski sediment na območju idrijskega rudišča (sl. 3 na tabli 3). Površinska voda je v nastalo močvirje prinašala različen razkrajajoči se piroklastični material, kremenico in glinico, iz česar so nastali geli. Iz teh sta kristalizirala pšenasti kaolinit in kremen ali pa je nastajal pelitski kaolinit. Zaradi premikov v bazenu so bile kaolinitne usedline ponekod dezintegrirane in transportirane na krajši razdalji, tako da so na nekaterih mestih nastali sedimenti s psfitsko in psamitsko strukturo. V njih niso redki močno kaolinitizirani

glinenci in delci magmatskih kamenin. Tesno genetsko zvezo med kaolinitnimi usedlinami in piroklasti nam potrjujejo tudi ohranjeni tufski horizonti znotraj kaolinitnih plasti (M. Drovenik, J. Čar in D. Strmole, 1975).

Kmalu zatem so začele nastajati v plitvem lagunskem delu idrijskega tektonskega jarka leče sivga, ponekod poroznega dolomita, dolomita z ekstraklasti in celo dolomitnega konglomerata z dolomitno kaolinitnim vezivom. Na južnem delu severnega praga in na tektonski enoti Zorc, ki ju je šele zajela počasna transgresija, predstavljajo omenjene dolomitno klastične usedline bazalno tvorbo. Na številnih mestih so se kaolinitne usedline sedimentirale istočasno z dolomitom ter se z njim prepletajo. Sestava meljevca in peščenega meljevca iz zgornjih nivojev kaolinitnih usedlin kaže, da so prinašale vode material predvsem s severnega dela severnega praga, kjer so bile razgaljene permokarbonske in permske kamenine.

Nastajanje prvih langobardskih kamenin južno od kopnine severnega praga prištevamo k drugi razvojni fazi idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (J. Čar, 1975).

Z bazalnim langobardskim horizontom v tektonskem jarku vzporejamo spodnje nivoje zgornjega pisanega konglomerata v severnem sedimentacijskem območju. V teh, nekoliko bolj peščenih plasteh, se pojavljajo velike leče tufa, ki so prav tako kot kaolinitne usedline južno od srednjega dela severnega praga, nastale zaradi močnejše vulkanske dejavnosti. Približno sočasno so v langobardskih sedimentih severnega sedimentacijskega območja in v vzhodnem delu tektonskega jarka nastajale na erodiranem anizičnem dolomitu leče bok-sita slabša kvalitete (sl. 3 na tabli 3).

Po drugi fazi, za katero je v začetku značilna močna vulkanska dejavnost, nato pa kratkotrajna umirjena sedimentacija dolomita in kaolinitnih usedlin, so sledili v tretji fazi razvoja jarka večji premiki ob vzdolžnih in prečnih prelomih. S to fazo povezujemo nagibanje nekaterih dvignjenih blokov.

V severnem sedimentacijskem območju se je sedimentacija groboklastičnih usedlin nadaljevala. Vložki rdečega peščenjaka so postajali redkejši. Transgresija je zajemala vedno večje območje. Debelina konglomerata na Tičnici in starost prodnikov v njem zgovorno kažeta na to, da tvori ta kamenina najvišji del pisanega konglomerata. Prodlike spodnjeperskih in zgornjeperskih kamenin so nanašale vode s kopnine severnega praga in terena vzhodno od tod. Sklepamo tudi na transport materiala z južnega praga in južnega sedimentacijskega bazena.

Zivahna tektonska dejavnost je povzročila pomembne spremembe v južnem delu severnega praga in v celnem idrijskem tektonskem jarku. Blok permokarbonskih kamenin južno od preloma Auersperg, ki se je nahajal kakih 260 m severno od preloma Urbanovec-Zovčan, se je nagnil proti jugu in že odložene langobardske bazalne usedline, ki so bile v zgornjih nivojih le delno konsolidirane, so zdrsele proti najgloblji delom tektonske enote Karoli (J. Čar, 1975). Pri tem so nastali na severnem pragu zanimivi sedimenti z drsnimi teksturami, v tektonski enoti Karoli pa intraformacijske olistostrome (tabla 2).

Območje severnega praga severno od preloma Auersperg je bilo ponovno za nekaj časa dvignjeno nad erozijsko bazo. Začela se je najprej počasna, nato pa hitra denudacija langobardskih kaolinitnih in dolomitnih usedlin. Te kamenine

opazujemo v obliki prodnikov in klastov v pravih olistostromah, ki zapolnjujejo okoli 500 m dolgo in 50 do 80 m široko kotanjo tektonske enote Karoli v srednji coni rudišča. Olistoliti iz anizičnega dolomita, oolitnega apnenca in gródenskega peščenjaka so se valili s severnega praga in tektonske enote Cernik.

Olistostrome prehajajo proti prelomu Auersperg v značilne konglomeratno dolomitne plasti. Ta tip sedimentov se je usedal tudi v nekaterih manjših kotanjah severno od preloma Auersperg, ki jih je že zajela počasna transgresija. Srednji del severnega praga pa je bil še vedno nad vodno gladino.

Na območju »Talnine« v tektonski enoti Zorc so se sprožali v kotanje razgibanega podvodnega reliefa intraformacijski plazovi. Iz delno konsolidiranega dolomita je nastajal dolomit z drsnimi teksturami, v končni fazi premikanja pa intraformacijska olistostroma (J. Čar, 1975).

Transgresija je načela tudi kopnino južnega praga in južnega sedimentacijskega bazena.

V že močno plitvem severnem sedimentacijskem območju se je sedimentacija nekoliko umirila in nastajal je najprej pisani peščenjak z rastlinskimi ostanki, nato pa skrilavec zgornjega horizonta skonea. Podoben razvoj opazujemo v tektonski enoti Karoli. Nad sedimenti s kaotično teksturo najdemo najprej temno rjavi kremenasti peščenjak, ki prehaja navzgor v značilne plitvodne plasti skonea. Pod vodno gladino je prišel tudi večji del tektonske enote Zorc. Prav tako je transgresija zajela obširno območje severno od preloma Auersperg. Na obeh mestih opazujemo diskordantno lega plasti skonea na erodirani podlagi.

Konec langobarda je preplavljalo idrijsko območje z rastlinjem poraščeno močvirje, iz katerega so gledali manjši kopni pasovi južnega praga in južnega sedimentacijskega bazena, območje »Talnine« in srednji del severnega praga. Usedanje v močno redukcijskem, reliefno razgibanem močvirskem okolju še vedno ni potekalo povsem mirno. V severnem sedimentacijskem območju so nastajali v lokalnih globelih črni bituminozni apnenec, monomiktni apneni konglomerat, intraformacijska breča in svetlo sivi apnenec z roženci. V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku so se odlagale zgornje plasti skonea, kot npr. bituminozni peščenjak, skrilavec in meljevec z rastlinskimi ostanki. Centralni del tektonske enote Karoli se je še vedno ugrezal nekoliko hitreje, tako da se je tu sedimentiralo več kot 50 m kremenovega peščenjaka, skrilavca in meljevca. Istočasno so pritekale v močvirje hidrotermalne raztopine, iz katerih se je usedala bogata singenetska cinabaritna ruda.

Nastopila je četrta faza razvoja idrijskega tektonskega jarka. Močvirsko sedimentacijo so ostro prekinili močni vulkanski izbruhi s podvodnimi izlivi keratofirja in diabaza ter dali material za sedimentacijo 50 do 80 m tufita, tufa in radiolarita z roženci. Pod vodno gladino so končno prišli še preostali deli južnega sedimentacijskega območja in južnega praga, tektonske enote Zorc ter severnega praga. Piroklastične usedline so prekrile celotno idrijsko ozemlje (sl. 4 na tabli 3). Skupaj z najnižjim nivojem piroklastitov se je v tektonskem jarku usedala tudi stratigrafsko najvišje ležeča singenetska cinabaritna ruda.

Sledila je sedimentacija cordevolskega apnenca in dolomita, ki še kaže na diferenciran podmorski relief.

Nastanek živosrebrne rude

Ladislav Placer

Idrijski srednjetriadni tektonski jarek je v sredozemski živosrebrni metalogeni provinci predstavljal v srednji triadi strukturo, ki je bila ugodna za prodiranje bogatih živosrebrnih hidrotermalnih raztopin.

Med Vojskarsko planoto in Rovtami se pojavlja živo srebro na štirih mestih (tabla 1): pri Kočevšah na Vojskarski planoti v obliki geokemičnih anomalij, v idrijskem rudišču z ekonomskimi koncentracijami živega srebra, na območju Zovčena zahodno od Veharš v obliki visokih geokemičnih anomalij in v okolici Kurje vasi kot višendstotna ruda majhnih zalog. Naštete orudene cone niso brez reda raztresene v prostoru, temveč so vezane na dva bistvena strukturna elementa v tektonskem jarku:

1. na prečne prelome,

2. na krajše vzdolžne prelome, ki spremljajo prelom Urbanovec-Zovčan. Na Kočevšah, pri Zovčenu in v Kurji vasi je zastopana le po ena od obeh struktur, medtem ko sta na območju idrijskega rudišča združeni obe. Dva močna prečna preloma Filipič in »O« prečkata tu normalne prelome Karoli, Grübler, Auersperg in druge, ki spremljajo prelom Urbanovec-Zovčan. Poleg tega leži idrijsko rudišče na prostoru, kjer se je klin tektonskega jarka najgloblje pogreznil. S to značilnostjo razlagamo tudi rudo ob prelomu Veharše.

Razen v idrijskem rudišču gre povečini za anomalne koncentracije Hg v langobardskih kameninah nad srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco. Pokazale so jih kemične analize jeder vrtin in površinskih vzorcev. O jasno ločeni epigenetski in singenetski cinabaritni rudi je zbranih največ podatkov v idrijskem rudišču. V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku je ruda vezana na tektostrukturne elemente. Pri tem je njen epigenetski del odvisen še od litologije kamenin, singenetski del pa tudi od sedimentološko paleogeografskega okolja med usedanjem sinhronih usedlin.

Detajlno razvrstitev epigenetskih in singenetskih rudnih teles v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku vidimo na tabli 2, ki ponazarja razmere v srednji coni idrijskega rudišča. Rudna telesa, ki imajo sorodno lego v zahodni in vzhodni coni rudišča, pa so našteta vzporedno.

Razporeditev rude v južnem delu tektonskega jarka, ki je zaostal med narivanjem, ni znana, lahko pa z gotovostjo trdimo, da je podvržena enakim zakonitostim kot v znanem delu jarka.

Ruda v tektonskem jarku je vezana na normalne prelome kot glavne dovodne poti hidrotermalnih raztopin. Tako se vsa epigenetska rudna telesa nahajajo ob normalnih prelomih Auersperg, Urbanovec-Zovčan, Karoli, Cemernik, Grübler, Močnik in Veharše ter ob manjših, kot so npr. Pivk, Jožko, Bačnar, Logar, Avgust in drugi. Po dosedanjih ugotovitvah so hidroterme pritekale iz globin le ob prelomih Veharše, Grübler, Urbanovec-Zovčan in Auersperg, medtem ko so drugi prelomi tvorili le razvejan sistem pretočnic znotraj tektonskega jarka in severnega praga.

Rudne raztopine so prihajale iz globin tudi po prečnih prelomih Filipič in »O«. Rudne strukture ob njih so enake kot ob vzdolžnih.

Lega epigenetskih rudnih teles*Jože Čar in Ladislav Placer*

Rudne nivoje v stratigrafski lestvici idrijskega rudišča sta obdelala I. Mlakar in M. Drovenik (1971, tabla 2). V profilu na tabli 2 podajamo sedaj njihovo srednjetriadno lego v prostoru in z genetskega vidika razlagamo že objavljeno vertikalno razporeditev. Številke v krogcih na profilu pomenijo lego enega ali več rudnih teles, v tekstu pa so številke navedene v oklepajih.

Z genetske in strukturne plati je zelo zanimiva ruda v permokarbonskem skrilavcu, meljevcu in peščenjaku. Permokarbonski skladi vsebujejo približno 50 % živega srebra v cinabaritu in 50 % samorodnega Hg; pogosto je odstotek samorodnega živega srebra še bistveno večji od odstotka Hg v cinabaritu. V drugih litostratografskih členih idrijskega rudišča pa je samorodno živo srebro v epigenetskih rudnih telesih bolj redko.

O genezi samorodnega živega srebra in značilnostih rude v permokarbonskih klastitih sta pisala I. Mlakar in M. Drovenik (1971). Na strani 104 sta poudarila, da je samorodno srebro ponekod primarnega, drugod pa sekundarnega izvora. Tej ugotovitvi tudi danes še ne moremo dodati ničesar novega.

Nekateri avtorji (F. Kossmat, 1899, 1911; D. Colbertaldo in S. Slavik, 1961) so razlagali, da leži samorodno Hg v krovnini bogatih rudnih teles kot so Logar (37), Auersperg (38), Kropáč-Ziljska (47), Pront (48). Po njihovem mnenju so predstavljale paleozojske plasti v krovnini lovilno strukturo; genezo idrijskega rudišča so podrejali temu fenomenu. Rekonstrukcija triadne lege rudišča pa je pokazala, da se orudene permokarbonske kamenine v resnici nahajajo v talnini orudenih triadnih in zgornjepermških kamenin.

Ruda v permokarbonskih sedimentih je po podatkih strukturnega vrtnja v grobem vezana na močne dovodnice, ki so napajale celotno območje rudišča. Najgloblje se ruda nahaja v tektonski enoti Uršič ob normalnem prelomu Grüber, kjer so bile z vrtino Lj-12/63 najdene kapljice samorodnega živega srebra, kemična analiza pa je pokazala maksimalno koncentracijo 500 ppm. Prisotnost Hg je bila dokazana tudi z vrtino Lj-15/63 med prelomoma Bačnar in Urbanovec-Zovčan in z vrtino Lj-11/62, kjer so bili navrtani piritni gomolji s sledovi cinabarita. Ta ruda je nastala v globini 800 m pod srednjetriadnim površjem.

Dobro raziskana ruda v severnem pragu je nastala mnogo bližje površja. Rudna telesa nastopajo ob normalnem prelomu Auersperg, južno od njega pa so pod erozijsko-tektonsko diskordanco razporejene orudene cone, debele do 35 m.

Enako lego imajo orudeni skrilavec, meljevec in peščenjak severno od preloma Auersperg pod zelo bogatimi singenetskimi rudnimi telesi Kropáč-Ziljska (47), Pront (48) in Turniš (48). Tu je rudna cona bistveno ožja; široka je le nekaj centimetrov do 8 m. Nastala je v globini nekaj metrov. Podobna orudena cona se nahaja znotraj permokarbonskih kamenin in jo od rude pod erozijsko-tektonsko diskordanco loži jalov pas. Zasledujemo jo lahko južno in severno od preloma Auersperg, vendar je tu kvaliteta rude precej slabša. Zdi se, da je ruda vezana na razpoke v kamenini.

Ruda v permokarbonskih kameninah južnega praga na območju »Talnine« nastopa ob srednjetriadnem prelomu Veharše.

Grödenski peščenjak in skrilavec sta v idrijskem delu rudišča sorazmerno redka, saj nastopata v plasti debeli okoli 20 do 25 m. Nekoliko debelejši so grödenski skladi v ljubevškem delu rudišča v tektonski enoti Zorc. Kremenov peščenjak in skrilavec nista ugodna za nastanek cinabaritnih impregnacij in sta v manjšem obsegu orudena le ob prelomih. Ruda v grödenskih kameninah smo doslej našli v tektonski enoti Zorc z vrtilno Lj-16/63, v rudnem telesu Vončina (25) nad 6. obzorjem ob triadnem prelomu Veharše, v okviru rudnega telesa št. 7 (31) ob prelomu Urbanovec-Zovčan, na deveti in deseti etaži rudnega telesa Logar (37) pod erozijsko-tektonsko diskordanco, v rudnem telesu Grüber v zahodni coni in v rudnem telesu Brus v vzhodni coni rudišča.

Po razporeditvi rude v grödenskih plasteh vidimo, da je nastala v neposredni bližini močnih hidrotermalnih dovodnic v različnih globinah, torej le tam, kjer je bilo nadomeščanje izjemno intenzivno. Kvaliteta impregnacij z oddaljevanjem od preloma hitro pada od skoraj popolnoma nadomeščene kame-nine do sledov cinabarita.

Cinabarit najdemo v zgornjepermskem dolomitu najgloblje v tektonski enoti Zorc (1). Po dosedanjih podatkih je nastala ob normalnem prelomu Grüber in pod glinastimi vložki v plastovitem dolomitu, ki je v srednjetriadni dobi tvoril lovilne strukture. Ruda v zgornjepermskem dolomitu tektonske enote Uršič je od rude v tektonski enoti Zorc ločena z normalnim prelomom Grüber in premaknjena navzgor. Tu nastopajo rudna telesa v treh nivojih (I. Mlakar in M. Drovnik, 1971), ob kontaktu z grödenskimi skladi, sredi dolomitne skladovnice in na kontaktu s spodnjeskitskim dolomitom. Poleg tega je ruda vezana tudi na normalna preloma Grüber in Bačnar ter na nekaj vzporednih manjših prelomov. V najnižjem nivoju (3) nastopajo rudna telesa Martin, Bruno in Khisel na 10. obzorju, sledijo jim v srednjem nivoju (5) Urban in Neiszl na 9. obzorju. Najvišjemu nivoju pripadajo rudna telesa Portorož na 12. obzorju (6) ter Erjavček, Neiszl, Plaminek in Lipold nad 12 obzorjem. Ta spadajo v skupino rudnih teles pod številko (7). Ob normalnem prelomu Bačnar nastopajo rudna telesa Bačnar, Bric in Miklavčič (2), ob prelomu Grüber pa Billek, Portorož in Lipold na 13. obzorju (4).

V vzhodni coni ne poznamo rudnih teles v zgornjepermskem dolomitu, ki bi bila odprta z rudarskimi deli. Nastopajo pa v zahodni coni, in sicer rudno telo Grüber na 12. obzorju v najnižjem delu zgornjepermskega dolomita in še malo više proti kontaktu s spodnjeskitskim dolomitom.

Debelina zgornjepermskega dolomita v tektonski enoti Uršič znaša največ 60 m. V času orudjenja se je nahajal v globini približno 400 m pod srednjetriadnim površjem.

Najnižji orudeni spodnjeskitski dolomit srednje cone tektonske enote Zorc leži vzporedno z zgornjepermskim dolomitom tektonske enote Uršič. Ruda v tem nivoju — (8) in (9) — je nastala zaradi ugodne tektonske in litološke predispozicije. Tu se seka več normalnih prelomov, kar je v času dotekanja hidrotermalnih raztopin imelo izjemno pomembno vlogo. Enako važna je litološka sestava tega območja, kjer se spodnjeskitski zrnati in peščeni dolomit menjava s številnimi peščenosljudnatimi neprepustnimi vložki, ki so v času mineralizacije tvorili lokalne ekrane. Debelina prepustnega dolomita med neprepustnimi vložki se spreminja od nekaj decimetrov do nekaj metrov in zavzema površino nekaj deset do 3000 m². Kartiranje tega območja je pokazalo, da sama tekton-

ska predispozicija ni zadostovala za nastanek velikih cinabaritnih rudnih teles: potrebna je bila istočasno ustrežna litološka sestava.

S številko (8) je označeno eno največjih rudnih teles v idrijskem rudišču Rop na obzorjih 11 do 14. Številka (9) označuje lego rudnih teles Dolomitne plošče, Troha in Glančnik na 10. obzorju. Ruda v tem nivoju je nastala v globini 450 m.

V tektonski enoti Uršič nastopajo rudna telesa v spodnjieskitskem dolomitu takoj nad kontaktom z zgornjepermskim dolomitom. Ruda je vezana na normalni prelom Bačnar; ob njem leži veliko rudno telo Neisl na 9. obzorju, ki vključuje tudi zgornjepermski dolomit (7). Ekvivalentne rude v zahodni coni rudišča ne poznamo, vzhodna cona pa še ni dovolj raziskana, da bi mogli območji med seboj primerjati.

Posebno mesto v zgradbi spodnjega dela tektonske enote Zorc zavzema rudno telo Grüber na 13. in 14. obzorju (L. Placer, 1974—75) v spodnjieskitskem dolomitu v zahodni coni idrijskega rudišča. Nastopa ob istoimenskem normalnem prelomu, ob katerem se spodnjieskitiski dolomit stika z zgornje-paleozojskim glinastim skrilavcem. Vertikalni premik ob tem prelomu je tu največji in znaša 150 m, nakar se proti vzhodu manjša, tako da nastopa ustrežna ruda v srednji coni ob kontaktu spodnjieskitskega dolomita z zgornjepermskim. V spodnjieskitskem dolomitu srednje cone imata tako lego rudni telesi Bilček in Bačnar pod 12. obzorjem.

Ruda v srednjem nivoju spodnjieskitskega dolomita je zaradi njegove sorazmerno homogene sestave vezana večidel na redke normalne prelome kot sta Pivk in Jožko ter na prečni prelom »O«, medtem ko ima prelom Filipič manjšo vlogo. Rudno telo Menard (11) je reducirano na ožjo prelomno cono preloma Jožko in na redke spremljajoče odprte razpoke. Podobno leži tudi rudno telo Jožko na 9. obzorju, vendar je od preloma Jožko odmaknjeno za nekaj deset metrov proti severu in vezano na manjši vzporedni prelom. Številka (10) označuje rudni telesi Barbara na 7. obzorju in Glančnik na 9. obzorju, od katerih leži prvo ob normalnem prelomu Pivk, drugo pa ob prečnem prelomu »O«.

Pomembno vlogo v spodnji zgradbi idrijskega rudišča ima kontakt med spodnjieskitskim dolomitom in spodnjieskitskim apnenosljudnatim skrilavcem, ki so ga stari rudarji imenovali »južni kontakt«. Ruda na tem nivoju je genetsko vezana na normalne in prečne prelome ter na neprepustni apnenosljudnati skrilavec v krovlini, ki je imel v srednji triadi vlogo lovilne strukture. Najpomembnejša rudna telesa tega območja ležijo ob normalnih prelomih Močnik, Pivk in Grüber ter ob prečnih prelomih »O«, Filipič in Jereb. V strukturnem pogledu sta najbolj značilni rudni telesi Močnik (12) in Khizel (17) ob normalnih prelomih Močnik in Grüber. Ob prelomu Pivk leži rudno telo Jožko (15) pod 11. obzorjem, medtem ko je koncentracija cinabarita ob prelomu Jožko v tem nivoju neznatna.

Prostor med normalnima prelomoma Grüber in Jožko izpolnjuje obsežno, vendar ozko ekransko orudeno območje (18), imenovano Kunc in Solsko. Podobna struktura med prelomoma Močnik in Pivk, označena s številko (14), je orudena predvsem ob prečnem prelomu Jereb, kjer nastopa enako imenovano rudno telo, in ob prečnem prelomu »O« z obsežnima rudnima telesoma Göbl ter Mayer pod 9. obzorjem.

Rudna telesa ob »južnem kontaktu« v srednji coni idrijskega rudišča so nastala v globini 200 do 250 m pod srednjetriadnim površjem.

V zahodni coni ni ohranjen kontakt med spodnjeskitskim dolomitom in apnenosljudnatim skrilavcem, zato pa imamo v vzhodni coni celo vrsto rudnih teles. To so Pekel, Zlom, Vpadnik, Pravica, Pellis in Jure, ki so vezana na prelom »O« in na manjše normalne prelome smeri zahod-vzhod. Prvotna globina, v kateri so nastala ta rudna telesa, je bila večja kot v srednji coni rudišča za velikost vertikalnega premika ob prelomu »O« in je znašala okoli 400 m.

Naslednji orudeni horizonti nastopajo v lečah oolitnega apnenca v spodnjeskitskem apnenosljudnatem skrilavcu, ki se pojavljajo v več nivojih, vendar imajo ekonomski pomen le trije. Najnižji leži 20 m nad kontaktom s spodnjeskitskim dolomitom, kjer nastopa leča Ruda (18) z istoimenskim rudnim telesom. Približno 40 m nad kontaktom je skupina bogato orudenih leč Metacinabarit (19), Zorc (20) in Lapajne (21), nakar najdemo tretji orudeni nivo šele 10 m pod kontaktom z zgornjeskitskim dolomitom v leči Lamberg (22). Koncentracija rude v oolitnih lečah v spodnjem delu apnenosljudnate skladovnice je v zvezi z normalnimi prelomi kot sta Pivk in Jožko, ki so segali v skrilavec le do omenjene dolžine in potem zamrli v relativno deformabilni kamenini. Po podatkih kartiranja z rudnega telesa Zorc na deseti etaži nad 11. obzorjem so ti prelomi segali še najmanj 40 m v spodnjeskitski skrilavec in dovajali rudne raztopine v leče oolitnega apnenca prvega in drugega nivoja. Oolitna leča Lamberg je bila orudena verjetno iz smeri normalnega preloma Grüber. Nekaj oolitnih leč, zlasti Metacinabarit in Zorc, je bilo orudenih tudi ob prečnih prelomih, pri čemer je imel pomembno vlogo prelom »O«.

V oolitnih lečah srednje cone srednjega dela tektonske enote Zorc ni pomembnih rudnih koncentracij, kar je glede na oddaljenost od dovodnih poti razumljivo. Ekonomsko pomembna ruda se ponovno pojavi v oolitnih lečah ob prelomu Veharše v rudnih telesih Talnina na 7. obzorju in Bizjak ter Maver (23) v bližini prelomov Veharše in Filipič.

V zahodni coni idrijskega rudišča spodnjeskitski apnenosljudnati skrilavec verjetno ni ohranjen. Najdemo ga v vzhodni coni. V njem nastopajo orudene leče oolitnega apnenca 40 m nad kontaktom z dolomitom. Ta rudna telesa obravnavamo pod imenom Ooliti Pravica.

Ruda v zgornjeskitskem dolomitu je strukturno vezana na normalne prelome Veharše, Čemernik in Karoli ter na prečna preloma »O« in Filipič. Prelom Močnik ima le manjšo vlogo. Zaradi bistveno večjih razdalj med dovajalnimi prelomi in znatno redkejšo mrežo razvejanih prelomov je ruda koncentrirana le na posamezna, med seboj oddaljena območja.

Ob prelomu Veharše nastopajo rudna telesa Kreda (23), Vončina (24) in Talnina (24). Rudna telesa Filipič, Marijarojstvo in Maver med 7. in 6. obzorjem so nastala v brečastem dolomitu na stiku normalnega preloma Veharše in prečnega preloma Filipič. Dolomit prekrivajo v tem delu rudišča neprepustni langobardski tufit in plasti skonca, ki zapirajo navzgor strukturni žep, v katerem so bili ugodni pogoji za intenzivno hidrotermalno raztapljanje dolomita in nadomeščanje s cinabaritom. Nastala je bogata ruda, ki je za epigenetski tip orudjenja sorazmerno redka. Najbogatejšo rudo najdemo prav pod diskordanco (I. Mlakar in M. Drovenik, 1971). Nad diskordanco je slabše impregniran le konglomerat, ki pa v tem delu jarka ni kontinuirano razvit.

Manjša količina cinabaritne rude slabše kvalitete v zgornjeskitskem dolomitu nastopa ob prelomu Močnik v tektonski enoti Zorc (26) pod diskordanco.

Nad njo pa so odložene intraformacijske olistostrome (J. Čar, 1975), ki so ponekod tudi impregnirane s cinabaritom.

V vzhodni coni idrijskega rudišča nastopa cinabaritna ruda v zgornjeskitskem delomitu ob prelomu »O«. Tu poznamo velika in bogata rudna telesa Barbara, Mayer, Ruda 2, Ruda Velb in št. 11. Prva štiri so se razvila pod diskordantno ležečim tufitom, medtem ko se nahaja rudno telo št. 11 v talnini slabo prepustnega zgornjeskitskega apnenca.

Ugodno lego za nastanek cinabaritnih impregnacij sta imela tudi zgornjeskitski dolomit in zelenkasti peščeni skrilavec tektonske enote Čemernik, kjer je med prelomoma Karoli in Čemernik nastalo prostorsko zapleteno rudno telo Čemernik (28). Orudeni campilski sedimenti nastopajo tu in tam na odkopnih poljih Čemernik in Sebastijan ter na prvih etažah rudnega telesa Vsi Sveti nad 4. obzorjem. Terme so v ozkem in dolgem pasu ponekod prepoile tudi zgornjeskitski dolomit in zgornjeskitski skrilavec južno od preloma Čemernik (27).

Posebno mesto v srednjetriadni zgradbi rudišča ima klin anizičnega dolomita tektonske enote Karoli, ki je močno porušen in prehaja navzdol v tektonsko cono z uvaljanimi bloki (J. Čar, 1975); v rudnih telesih Karoli in Jaklin (29) je močno impregniran s cinabaritom in bituminiziran. V žilah najdemo tudi jeklenko. Bogata ruda v močno zdrobljeni kamenini je nastala zaradi bližine preloma Urbanovec-Zovčan, ki je bil eden najmočnejših dovodnikov hidrotermalnih raztopin v idrijskem tektonskem jarku. Po dosedanjih podatkih je rudno telo Karoli edino v rudišču izključno vezano na gosto mrežo kaotičnih razpok.

Nekoliko više ob prelomu Karoli se nahaja rudno telo Sebastijan (30), ki je podaljšek rudnega telesa Karoli. Podobno lego kot Sebastijan imata ob prelomu Urbanovec-Zovčan rudni telesi št. 7 in Šmid (31) nad 3. obzorjem.

Sorazmerno bogato je oruden anizični dolomit v rudnih telesih Vsi Sveti. Zigon (32), št. 14 in Brus, ki ležijo tik pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco, nad katero so se odlagale kaolinitne usedline, debele več metrov. Zato je orudena velika površina več sto kvadratnih metrov, medtem ko je debelina neznatna in znaša le nekaj decimetrov do 25 m. Ruda je vezana na manjše triadne prelome in razpoke, ki na gosto sekajo anizični dolomit med prelomoma Urbanovec-Zovčan in Karoli.

V tektonski enoti Čemernik se odkopava ruda v anizičnem dolomitu v rudnih telesih Čemernik (28) in Inzaghi (41).

Epigenetska cinabaritna ruda nastopa v vseh langobardskih litoloških členih. Bogate impregnacije se pojavljajo v olistostromi tektonske enote Karoli. Sedimenti s kaotično teksturo, kjer so ponavadi orudeni vključki in vezivo, nastopajo v okviru rudnih teles Karoli (29), Sebastijan (34) in Trije Kralji (40). Sledijo obsežne orudene cone v langobardskem konglomeratu in dolomitnoklastičnih sedimentih. Najgloblje je nastalo rudno telo Brus (35) in jugozahodni del rudnega telesa Vsi Sveti (33). Na območju severnega praga ob triadnih prelomih Logar in Bajt pa ležijo rudna telesa Logar (37), Bajt in št. 5 (36). Nekoliko više v konglomeratu se nahaja rudno telo Vidmar.

Poleg rudnega telesa Rop v spodnjeskitskem dolomitu je najboljše rudno telo idrijskega rudišča nastalo južno od preloma Auersperg. Odkopna polja Auersperg, Jožko, Frančišek in Florjan, na katerih so odkopavali rudno telo Auersperg (38), dosežejo skupno površino celo 6000 m². Kvaliteta rude

proti jugu pada skladno z oddaljevanjem od glavne dovodne poti tega območja. Ob prelomu Auersperg nastopa tudi rudno telo Hangend (39), ki se pa nahaja že tik pod plastmi zgornjega horizonta skonca.

Orudeni konglomerat, vezan na prelom Čemernik, najdemo tudi v rudnih telesih Čemernik (28) in Inzaghi (41).

Lega singenetskih rudnih teles

Jože Čar

Po I. Mlakarju in M. Drogeniku (1971) gre v idrijskem rudišču za dve fazi singenetskega orudenja, ki se odražata v treh litostratigrafskih horizontih. Prvi fazi pripada singenetska ruda v kaolinitnih usedlinah. Glavni nosilec cinabarita so zrna plagioklazov, ki so navadno močno kaolinizirana, vendar najdemo tudi zrna z jasnimi dvojličnimi lamelami. V vezivu je cinabarit zelo redek ali pa ga sploh ni. Orudene plagioklaze ter številne litološke delce tufa in magmatskih kamenin so v bazen prinesle površinske vode. Čas nastanka kaolinitnih usedlin z orudenimi glinenci sovpada s tektonsko zelo aktivnim začetkom druge faze razvoja idrijskega tektonskega jarka. Redka in ne posebno velika orudena območja nepravilnih lečastih oblik smo našli doslej na odkopnih poljih Logar (37) in Brus (35) nad 2. obzorjem. Drugi singenetsko orudeni horizont je nastal na začetku druge faze singenetske mineralizacije. Ta ruda je povsem druge vrste kot v epigenetskih rudnih telesih. Jeklenka, jetrenka, opekovka, koralna ruda in plastovita ruda so stratificirane. Gelasta jeklenka, ki vsebuje do 79 % živega srebra, ima v epigenetskih rudnih telesih obliko žil, medtem ko tvori v plasteh skonca konkordantne pole in leče (I. Mlakar in M. Drogenik, 1971). Večina cinabarita v singenetski rudi se nahaja v lito-idnih zrnih kalcedona in fosilnih ostankih radiolarij, kar poleg sedimentnih tekstur v rudi jasno kaže na njen sedimentni izvor.

Nastanek singenetske rude v plasteh skonca vzporejamo s povečano hidrotermalno dejavnostjo ob koncu tretje faze razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka, ki že nakazuje bližajočo se vulkansko dejavnost. Tretji horizont singenetske rude je nastal na koncu druge faze singenetske mineralizacije v piroklastičnem materialu. Plastovita ruda tega horizonta pripada začetnemu stadiju četrte razvojne faze tektonskega jarka.

Ob normalnem prelomu Karoli se v najvišjih delih olistostrom z redkimi klasti in v kremenastem peščenjaku skonca nahaja obsežno rudno telo Trije Kralji (40). V njem nam zanimive kombinacije singenetske in epigenetske cinabaritne rude ter posebnih tipov prehodnih sedimentov med olistostromo in plastmi skonca kažejo na zapleteno genezo, ki še ni dovolj raziskana.

Južno od tod leži na tektonski enoti Čemernik rudno telo Inzaghi (41), ki je bogato s kvalitetno jeklenko. Ruda je genetsko verjetno vezana na prelom Karoli. Približno v enaki višini v tektonski enoti Karoli se nahajajo rudna telesa Zergoller, Kapucinar in Gugler (42), ki jim sledita proti severu Skonca-Bajt (44) in Willer (43). Singenetska rudna telesa, ki se držijo preloma Auersperg v srednji coni idrijskega rudišča, so razporejena od zahoda proti vzhodu takole: Najdlje na zahod je pomaknjeno rudno telo Hangend, sledita Kratky in St. 9 ter končno orudeno območje Florjan (43). Na severni strani preloma

Auersperg so na kontaktu med plastmi skonca in tufitom razvita obsežna in bogata rudna telesa Turniš (46), Kropač-Ziljska (47) in Pront (48). Ta rudna telesa so najbolj znano orudeno območje idrijskega rudišča, kjer s krajšimi prekinitvami odkopavajo rudo že skoraj 500 let.

1. Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja je lahko nastala zaradi splošnega raztezanja zemeljske skorje, ali pa zaradi lokalnega dviganja pri suborogeneznih procesih v obdobju splošnega raztezanja. Odgovor pričakujemo od nadrobne študija geneze tektonskih deformacij na Idrijskem v srednji triadi; pri tem bo potrebna ustrezna primerjava z drugimi območji.

2. Drugi problem predstavlja vprašanje časa srednjetriadnih prelomov. V članku navajamo, da je premik ob prelomu »O« v mlajšem campilu znašal že približno 40 m, medtem ko so prelomi smeri E—W obstajali gotovo v srednjem anizu. Ta ugotovitev temelji na današnjem poznavanju idrijske geološke zgradbe. Niso pa upoštevane detaljne sedimentološke raziskave kamenin pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco. Vse kaže, da so tudi vzdolžni prelomi starejši; oba prelomna sistema sta nastala verjetno v relativno kratkem časovnem razdobju.

3. Vzporedno z drugim problemom se vsiljuje vprašanje, kaj naj imamo za začetek in kaj za konec srednjetriadne tektonske faze. V našem primeru predstavljajo njen začetek ali prvi znaki antiklinalnega dviganja ali pa čas nastanka prelomov. Na Idrijskem razumemo pod pojmom srednjetriadne tektonike kontinuiran proces deformiranja zemeljske skorje od vključno konca spodnjeskitske dobe do vključno karnijske stopnje. Pri tem tvori langobardska erozijsko-tektonska diskordanca le na videz njen najbolj izražen element; povsem enaka premikanja so se lahko dogajala pod morsko gladino, kjer posamezni bloki niso bili podvrženi eroziji.

Ce bi lahko v tej fazi raziskav dali srednjetriadno tektonsko fazo na območju idrijskega rudišča v interval med vključno zgornji del spodnjega skita in vključno karnijsko stopnjo, tega ne bi mogli storiti za Cerkljansko, kjer se aktivnost srednjetriadne tektonike kaže še v razvoju drugih zgornjetriadnih in mlajših plasti. Po vsem tem izraz srednjetriadna tektonska faza ni primeren, ker označuje le maksimum triadnih premikov, ne pa obdobja, v katerem so živel. Premikanje tudi ni bilo vseskozi enako intenzivno; menjavala so se obdobja bolj in manj intenzivnih gibanj. Toda faze večje aktivnosti na Idrijskem se ne ujemajo povsem z ugotovitvami raziskovalcev na drugih območjih. Zato bo treba za vsako detaljno raziskano območje izdelati diagrame tektonske aktivnosti, ki bodo izražali intenzivnost in vrsto teh deformacij v tektonskem zaporedju, in jih nato primerjati med seboj. Šele na ta način bi dobili bolj jasn pregled nad triadnimi tektonskimi dogajanja, saj se ista tektonska faza ali podfaza kaže v ustreznem maksimumu krivulje aktivnosti, ne pa v nastopanju v določenem stratigrafskem nivoju.

4. Opozoriti moramo na splošen problem označevanja triadne tektonike kot prvega znaka alpskega gorotvornega ciklusa. Po razmerah na Idrijskem menimo, da je medsebojna zveza premikov v permu in triadi še premalo raziskana. V naslednjih letih bomo morali posvetiti temu vprašanju več pozornosti. Na sorodnost triadnih in permskih premikov je opozoril že J. R a k o v e c (1951), ko je posredoval F. K a h l e r j e v o mišljenje, da je tektonika anizične dobe v vzhodnih Karnijskih Alpah le oživiljeno premikanje grud iz spodnjega perma.

5. Paleotektonska in paleogeografska rekonstrukcija je v tem članku zajela le majhen del zahodne Slovenije, vendar je pokazala na problem regionalne rekonstrukcije, ki je eden izmed ciljev tektonskih interpretacij. Vsi dosedanja poskusi rekonstrukcije paleogeografskega razvoja Slovenije (I. R a k o v e c,

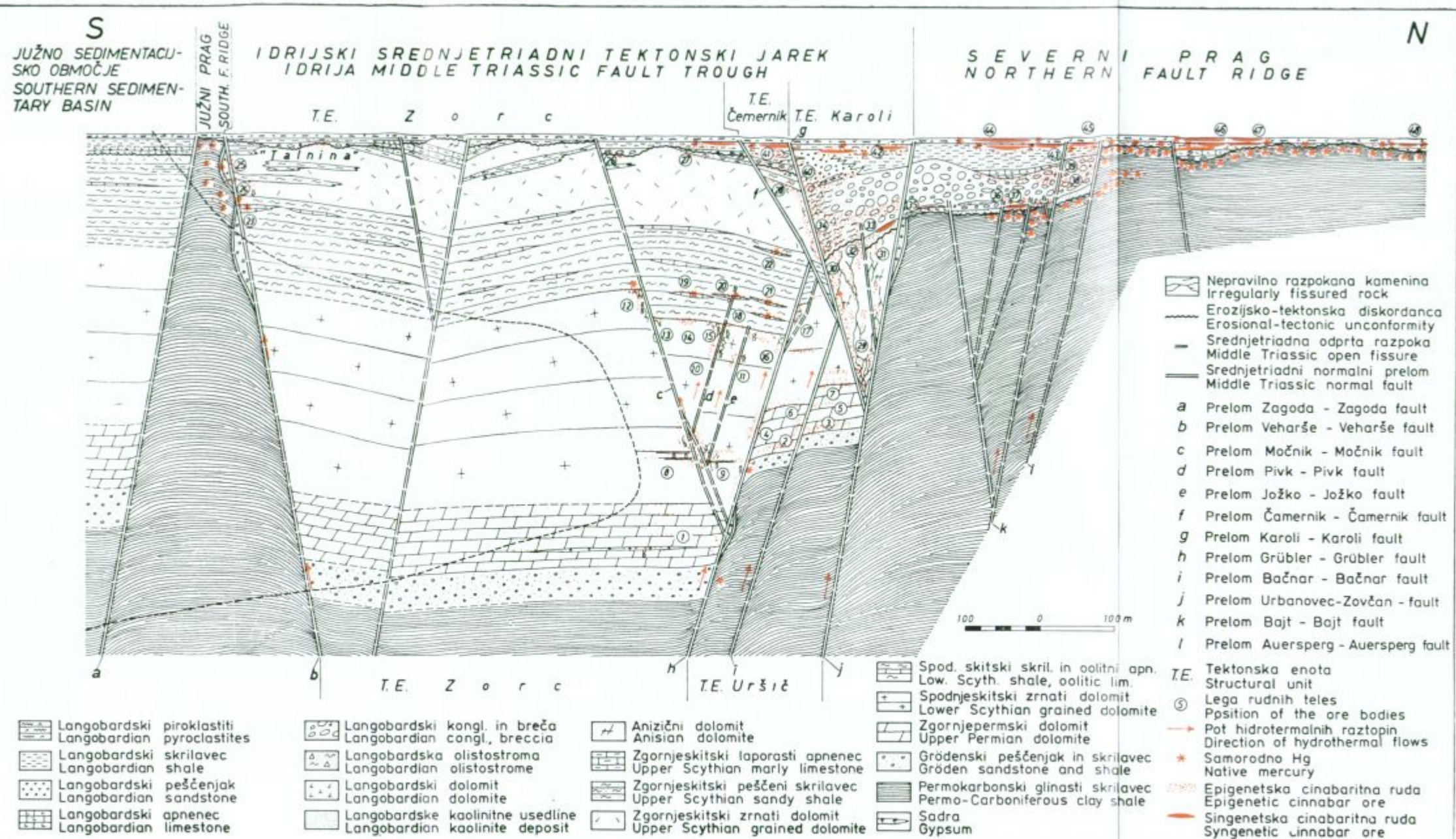
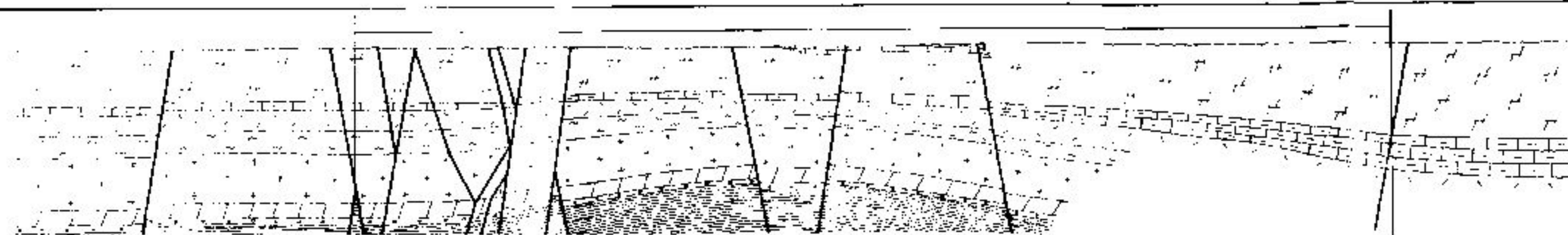
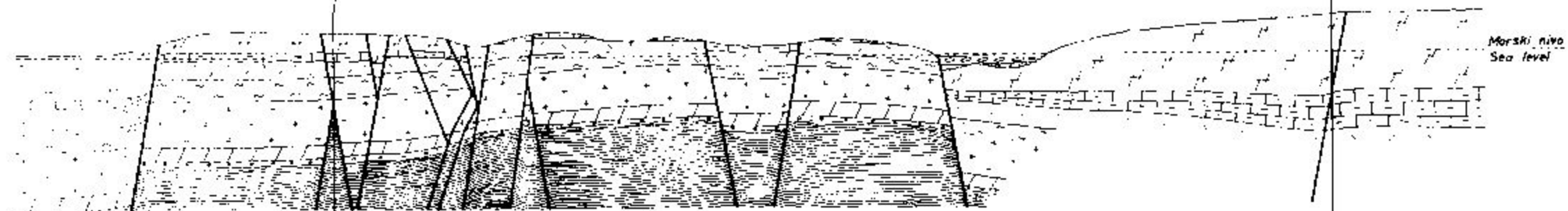


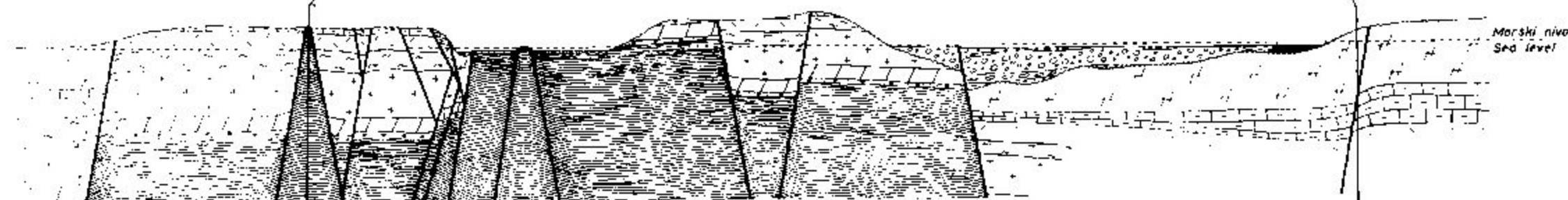
Tabla 2 PROFIL IDRIJSKEGA RUDIŠČA V ČASU USEDANJA LANGOBARDSKEGA TUFA
Plate 2 SECTION OF THE IDRIJA ORE DEPOSIT DURING THE LANGOBARDIAN TUFF
SEDIMENTATION



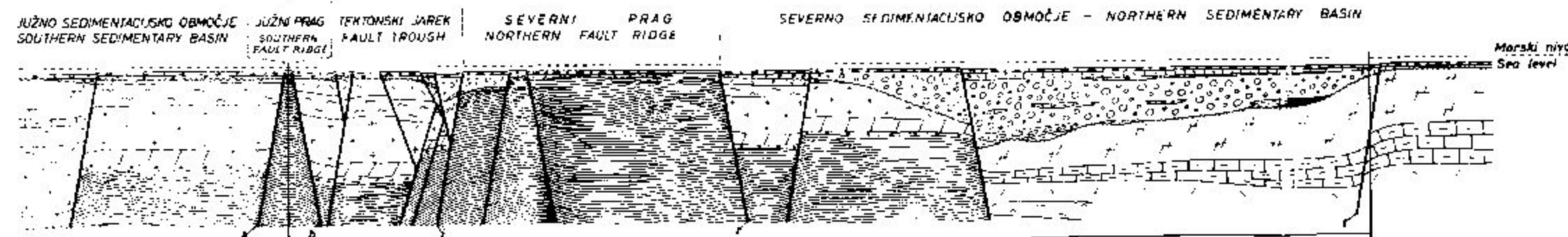
Sl.1-Fig.1



Sl.2-Fig.2



Sl.3-Fig.3



Sl.4-Fig.4

Tablo 3 TEKTONSKI RAZVOJ IDRJSKEGA OZEMLJA V SREDNJI TRIADI

Plate 3 DEVELOPMENT OF THE MIDDLE TRIASSIC IDRJA STRUCTURE

500 0 500 m

- Langobardski piraklastiti
Langobardian pyroclastites
- Langobardski apnenec
Langobardian limestone
- Langobardski peščenjak
Langobardian sandstone
- Langobardski dolomiti in pisani kongl.
Langobardian dolomitic and variegated congl.
- Spodnji langobardski pisani konglomerat
Lower Langobardian variegated congl.
- Langobardski skrilavec
Langobardian shale
- Boksit
Beauxite
- Langobardske kaolinjne usedline
Langobardian kaolinite deposit
- Anizični dolomit
Anisian dolomite
- Zgornjeskiški apnenec
Upper Scythian limestone
- Zgornjeskiški dolomit
Upper Scythian dolomite
- Spodnjeskiški skrilavec
Lower Scythian shale
- Spodnjeskiški dolomit
Lower Scythian dolomite
- Zgornjpermški dolomit
Upper Permian dolomite
- Grödenski peščenjak in skrilavec
Gröden sandstone and shale
- Permokarbonski skrilavec
Permo-Carboniferous shale
- Erozijsko-tektonska diskordanca
Erosional-tectonic unconformity
- Srednetriadni normalni prelom
Middle Triassic normal fault
- Prelom Zagoda - Zagoda fault
- Prelom Veharše - Veharše fault
- Prelom Urbanovec-Zavčan - fault
- Zaječski prelom - Zaječski fault
- Lomsko-zavrtaški prelom - Lom-Zavrtač fault

1946, 1950, 1951), so temeljili na preveč statičnem pojmovanju tektonskih procesov; proti temu pa govore večdesetkilometrski narivanja. Korektno je bil podan le razvoj v posameznih tektonskih enotah, ne pa poizkus korelacije med njimi.

6. Na koncu naj omenimo še problem smeri triadnih prelomov. Ko označujemo njihovo smer zahod—vzhod in sever—jug, mislimo na njihovo današnje lego. V srednji triadi so bili morda res ekvatorialno in meridionalno usmerjeni, lahko pa je bilo tudi drugače; odgovor na to vprašanje bo dala tektonika plošč. Za nas je bistveno le razmerje med obema prelomnima sistemoma, ki je ostalo nespremenjeno.

The Middle Triassic Structure of the Idrija Region

Ladislav Placer

Geološki zavod, Ljubljana, Partmova 33

Jože Čar

Inštitut za raziskovanje Krasa SAZU, Postojna

Detailed studies were carried out to reveal the geologic structure of the Idrija region, and the features exposed at the surface during the Middle Triassic time. First a vertical cross section is drawn to show the recent structure and interrelations between the Idrija and Ljubevč mercury deposits, the later being displaced from the former for some 2500 meters towards south-east. Another section is constructed to show the same ore deposits joined into a whole as existed at the time before the beginning of neotectonic movements. Finally a Middle Triassic cross section is given for the time of the sedimentation of Langobardian beds together with the syngenetic cinnabar. In conclusion the question is discussed, how the geologic movements from the Idria region suit the tectonic sequence of the wider South Alpine area.

Preliminary discussion and the method used

The geological structure of the Idrija region has been formed by movements that occurred during three tectonic phases. Taking into account the origin of cinnabar in Langobardian time, a Middle Triassic premineral phase and an old Tertiary postmineral phase followed by neotectonic movements are recognized.

The cross section of the Idrija ore deposit contains all basic elements of the whole Idrija-Žiri region showing a nappe structure. The most important feature of this region is the Idrija schuppe enclosed within the uppermost nappe. There the Idrija mercury deposit occurs. The Idrija schuppe is overlain by the Tičnica overthrust. Therefore the study of the Middle Triassic beds is essentially based on the study of the position of the Idrija schuppe.

The restoration of the original Middle Triassic conditions of the ore deposits is shown in figure 1. A cross section of the old Idrija mine, and that of the recently discovered Ljubevč ore deposit is given (fig. 1 a). The main neotectonic, old Tertiary, and Middle Triassic faults are drawn in. The horizontal distance between both ore deposits is 2500 meters (I. Mlakar, 1964).

In figure 1 b there the Tertiary profile of the deposit before the neotectonic faulting is presented. Both deposits are joined in one cross section, that shows

the Idrija schuppe as a whole. The geological features of the Idrija schuppe correspond to those in the Tičnica overthrust.

In figure 1 c there are the overturned syncline of the Idrija ore deposit, and the recumbent anticline of the Ljubevč deposit, both levelled out to a horizontal position of the beds. Thereby a fairly clear distribution of faults and ore bodies is revealed. According to this scheme, the mineralized Triassic beds are situated in a fault trough. The upper part of the trough belongs to the Idrija ore deposit, and the lower northern part to the Ljubevč ore deposit. But no one of the recent structural units could be derived from the southern part of the fault trough. It is believed that a corresponding sheet-block had been broken off and remained behind during thrusting.

The displacement between the Idrija schuppe and the Tičnica overthrust amounts to several hundreds of meters; for this reason in the section 1 c the unit of Tičnica cannot be seen.

At the same time paleoenvironmental conditions were studied to explain the origin of the Middle Triassic sedimentary sequence (plate 1). In this way the results were checked by two different methods.

Paleostructure of the Idrija Region at Middle Triassic time

Up to now the Idrija Middle Triassic fault trough is reconstructed in a length of 19 km from Vojsko to Zaplana, and in a width of about 6 km. In the north and in the south the trough is closed by fault ridges; behind them extend the northern and the southern sedimentary basins respectively (plate 1).

The trough is bounded by the Urbanovec-Zovčan fault on its northern long side, and by the Veharše fault on its southern long side. The longitudinal faults hade 70°—80° northwards and southwards. In the Idrija ore deposit at the Urbanovec-Zovčan fault the vertical displacement amounts to at least 750 meters (plate 2).

A system of transverse faults cutting the trough in N—S direction is very distinctive. The most important are the Filipič fault and the »O« fault, that divide the ore deposit into the western, middle, and eastern zones. The vertical displacement at the »O« fault varies from 80 through 150 meters. Of importance is also the horizontal component of the displacement, but up to now it has not yet been determined.

In the region of the Idrija ore deposit the trough is cut by longitudinal faults into structural units Zorc, Uršič, Černik, and Karoli. Upwards these units are confined by the Middle Triassic angular unconformity, with exception of the unit Uršič, that thins out in upward direction somewhat earlier. In horizontal direction the structural units either thin out, or are not known totally.

Origin of the Idrija fault trough

The Idrija Middle Triassic fault trough originated in the apical part of an anticline whose origin is described forthwith (plate 3).

In that part of the sea basin, where later originated the Idrija Middle Triassic trough with the mercury ore deposit, the folding started at about the

end of Lower Scythian stage. At first only a relatively slower subsidence of the northern and southern fault ridges and of the trough can be remarked in comparison with the northern and southern sedimentary basins. The result of this movement of the bottom is an essentially greater thickness of the Lower Scythian sediments in the northern and southern sedimentary basins. Up to Upper Scythian only the differences in thickness of the sediments can be recognized; but in the Campilean beds already facial differentiation set in.

During the sedimentation of the Upper Campilean beds a pronounced flexuring developed at a right angle to the anticline. The amount of downthrow was about 40 meters. Interesting is the intraformational breccia developed within the flexure. From this flexure resulted the transverse fault «O», one of the two most important transverse dislocations. The growth of the flexure as well as further formation of breccia continued in the lower part of Anisian stage as well. During this period, simultaneously with N—S faults, E—W faults originated as well.

The further growth of the faulted anticline caused the forming of a somewhat larger mainland on the whole Idrija region already in the end of the Anisian stage or in the Fassan substage (plate 3, fig. 1). The erosional period was however short. The northern sedimentary basin started soon to subside. The transgression advanced gradually over tectonic blocks in this area. These blocks also had slightly.

The Idrija fault trough, as well as the northern and the southern fault ridges were still on mainland (plate 3, fig. 2). From both fault ridges erosion removed in the course of time all rocks down to Permo-Carboniferous. The removed material filled the northern sedimentary basin.

A period of stronger tectonic movements followed simultaneously with volcanic activity that yielded material for different magmatic and pyroclastic rocks. For the first time parts of the fault trough and of the southern margin of the northern fault ridge were flooded. Unconformably on the Anisian and Permo-Carboniferous beds there variegated basal sediments accumulated. It is well to point out, that in these sediments the lower horizon of syngenetic cinnabar occurs (plate 3, fig. 3).

During this stage larger displacements took place along the longitudinal and the transverse faults. Also a stronger hading of some uplifted blocks can be connected with these processes. In the northern sedimentary basin the sedimentation of conglomerate continued into the beginning of this stage, while olistostrome and dolomite conglomerate have been amassed in the fault trough. At the end of this stage the trough got gradually shallow as evidenced by sandstone in both areas.

At the end of Langobardian, the sea spread over the northern and the southern fault ridges. The trough area was covered by a bog; some belts of dry land rose above the bog level. Along the faults there hydrotherms were tending to come to the surface. They accumulated in the bog sediments where the upper level of rich syngenetic ore originated.

The bog sedimentation was abruptly discontinued by a strong volcanic activity giving keratophyre and diabase associated with tuffs. At last the sea transgressed also over the remaining dry land parts, and therefore tuffites have been laid down unconformably over the Permo-Carboniferous beds of the

northern and southern fault ridges (plate 3, fig. 4). The highest part of the upper horizon of the syngenetic cinnabar occurs in the lowest pyroclastic layers.

Distribution of the epigenetic and syngenetic mercury ores

The Idrija Middle Triassic trough is considered to have been a structure favourable for the ore formation in the Mediterranean mercury metallogene province. Between the Vojsko High Plain and Rovte there are four mercury ore occurrences (plate 1). At Kočevše on the Vojsko High Plain only low geochemical concentrations are found. In the Idrija and Ljubevč mines there is the mercury ore of economic importance. At Zovčan in the west of Voharše high geochemical concentrations occur. In the surroundings of Kurja Vas, there the ore is indeed of high mercury content, but of no economic importance.

The distribution of the epigenetic and the syngenetic ore bodies in the Idrija Middle Triassic tectonic trough is shown in Plate 2. The cross section through the ore deposit is adjusted for the time of sedimentation of the lowest level of Langobardian pyroclastites. There the highest stratigraphic horizon of syngenetic cinnabar is recognized. All cinnabar in the trough is controlled by normal longitudinal and transverse faults, along which the ore-forming fluids moved to the surface.

Unsolved questions

The stratigraphical features and structural relations of the Idrija region during the Triassic period are well known. The question arises now, how the corresponding movement suit to the succession of geologic events in the wider south Alpine area. But the tectonic development of wider Slovenia and South Alpine areas are not closely defined as to make possible to recognize individual phases and even subphases during which proper systems were formed. Figure 2 shows a review of the Triassic tectonics relative to Slovenia as comprehended in the works of F. Kossmat, B. Berce, I. Mlakar, J. Čar, L. Placer, and U. Premru as well as in the compiled reports of I. Rakovec, A. Tollman, and A. Ramovš. Diversities in the data show, that none unambiguous interpretation of the tectonic movements is done as to their temporal and spatial interrelations. Unsolved is the question of the forces involving the rock deformation as well as their regional or local importance.

In the Idrija area today there are two problems important for better understanding of the Triassic structural events.

1. The Middle Triassic structure of the Idrija region could have been the result of a general dilatation of the Earth's crust, or of a local folding caused by suborogene processes during the period of general dilatation. The answer requires a detailed study of the origin of tectonic deformations in the Idrija region in Middle Triassic time as well as a correlation with some other regions.

2. Of importance is the time of origin of the Middle Triassic faults. As to the transverse fault »O« it was developed from an flexure. The vertical displacement was estimated to be 40 meters in late Carnian. The longitudinal faults trending E—W existed in Middle Anisian. These conclusions are made, however, without sedimentological investigations of the rocks lying below the Middle Triassic angular unconformity.

Literatura

- Bercé, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart.
- Colbertaldo, D. in Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabifero di Idria in Jugoslavia. Rend. Soc. Min. Italiana, Pavia.
- Čadež, F. 1972, Razvoj anizijskih skladov v okolici Idrije, FNT, diplomsko delo, Ljubljana.
- Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije, FNT, diplomsko delo, Ljubljana.
- Čar, J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Geologija 18, Ljubljana.
- Drovenik, M., Čar, J. in Sirmole, D. 1975, Prispevek k petrologiji langobardskih kaolinitnih usedlin v idrijskem rudišču. Geologija 18, Ljubljana.
- Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaubgebietes von Idria. Jb. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1911, Geologie des Idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1936, Paläogeographie und Tektonik. Borntraeger, Berlin.
- Mlakar, I. 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija 5, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih cen na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik, 1, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.
- Mlakar, I. in Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, Ljubljana.
- Placer, L. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhodolom. FNT, diplomsko delo, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.
- Placer, L. 1974—75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüber v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, Ljubljana.
- Placer, L. 1976, Strukturna kontrola epigenetskih rudnih teles v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, Ljubljana.
- Placer, L. in Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, Ljubljana.
- Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vest. 18, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdofiljskih skladov. Geogr. vest. 22, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1951, K paleogeografiji Julijskih Alp. Geogr. vest. 23, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1971, Tektonische Bewegungen in der Trias Sloweniens (NW Jugoslawien). I simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope. Beograd.
- Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch. 21, Stuttgart.

UDK 551.243(497.12) = 863

O geološki zgradbi Dolenjske

Uroš Premru, Bojan Ogoršek in Ljudmila Štrbar
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Južna Dolenjska sestoji iz petero narivov, ki imajo smer NW—SE. Od jugozahoda proti severovzhodu si sledo roški, topliški in šmarješki nariv ter nariva Japetiča in Golega Crnika. Narivna zgradba je dokazana z vrtnami. Nastala je v ilirsko pirenejski fazi iz poleglih gub zaradi bočnih pritiskov NE—SW. Nadrobneje je prikazana zgradba okolice Dolenjskih Toplic, kjer spodnji, roški nariv sestoji iz zaporedja zgornjetriadnih, jurskih in krednih karbonatnih kamnin ter erozijskih ostankov paleogen-skega fliša. Zgornji, topliški nariv pa obsega zgornjetriadni dolomit in jurski apnenec.

Vsebina

Uvod	167
Narivna zgradba južne Dolenjske	167
Stratigrafsko in litološko zaporedje plasti v roškem in topliškem narivu	172
Topliški nariv	172
Roški nariv	176
On the Geological Structure of the Lower Carniola	190
Literatura	192

Uvod

Pri sestavljanju listov za osnovno geološko karto SFRJ so se na območju Dolenjske pojavili problemi v zvezi z interpretacijo geološke zgradbe in stratigrafskega zaporedja plasti. V zadnjih letih so bila določena območja nadrobno raziskana. Zlasti velja to za okolico Šmarjete, Kostanjevice in Dolenjskih Toplic, kjer so detajlno površinsko kartiranje dopolnili z vrtnjem. Tak sestav raziskav je v znatni meri pomagal k razjasnitvi geološke slike Dolenjske. Ob upoštevanju literature s sosednjih območij sta k dopolnitvi dosedanjega prikaza geološkega razvoja prispevala tudi facialna analiza in študij neotektonike.

Narivna zgradba južne Dolenjske

Ozemlje termalnih izvirov v Dolenjskih Toplicah, pri Kostanjevici, Bušeti vasi in v Čateških Toplicah je del Zunanjih Dinaridov. Njegova narivna zgradba je dokazana z vrtnami, površinskimi narivnimi conami in facialnimi analizami.

V Dolenjskih Toplicah leži v globini okoli 760 m pod zgornjetriadnim dolomitom cenomanski apnenec. Ista narivna cona je ohranjena na površju severno od Soške, kjer so plasti v enakem tektonskem položaju. V Šmarjeških Toplicah leži pod zgornjetriadnim dolomitom jurski apnenec. Pod Sv. Jožefom severovzhodno od Šmarjeških Toplic je narivni kontakt viden na površju. Cordevolski dolomit je narinjen na zgornjekredni apnenec in lapor. Zahodno od Kostanjevice sta zgornjetriadni dolomit in jurski apnenec narinjena delno na spodnjekredni apnenec delno pa na zgornjekredni fliš. Jurski apnenec leži v čelu nariva inverzno. Nad Bušče vasjo je v Gorjancih zdrobljena narivna cona. Zgoraj sta triadni dolomit in zgornjejurski apnenec, pod njima pa leže pelagični sedimenti zgornje krede. Večina narivnih con na površju ni vidna, ker so se ugrezile ob mlajših prelomih.

Razlikujemo pet narivov, ki imajo smer NW—SE. Od jugozahoda proti severovzhodu si slede roški nariv, topliški nariv, šmarješki nariv, nariv Japelice in nariv Golega Crnika (sl. 1 in 2). Roški nariv smo imenovali po Kočevskem Rogu, topliškega pa po Dolenjskih Toplicah, kjer je dokazan z vrtino. V roškem narivu je zaporedje plasti normalno: triadni dolomit-jurski apnenec-kredni apnenec. Stratigrafsko zaporedje in litološka sestava ostalih narivov se od roškega razlikujeta po tem, da so v njih zgornjekredne plasti razvite pelagično in leže erozijsko diskordantno ponekod na jurskem, drugod na triadnem dolomitu. V severovzhodnem delu topliškega nariva prehaja kredni apnenec v zgornjekredne pelagične sedimente. Ti pa prehajajo pri Riglju v paleogenske pelagične plasti. V obeh primerih sestoje pelagične plasti navadno iz laporastega apnenca z vložki ročenca ter iz laporja in breče, ponekod pa je razvit turbiditni fliš. Nariv je drobno naguban; osi gub imajo smer NW—SE. Blizu čela nariva jugovzhodno od Dolenjskih Toplic so gube poševne, imajo inverzna krila, njihove osne ravnine vpadajo proti NE. V šmarješkem narivu je triadni dolomit ponekod narinjen na zgornjekredne pelagične sedimente, drugod pa na jurski apnenec topliškega nariva. Najbolje je dokazan šmarješki nariv v vrtinah okoli Šmarjeških Toplic. Nariv Japelice (K. Šikić, O. Basch, 1975) leži na krednih klastitih šmarješkega nariva. Pri Kostanjevici leži v čelu nariva jurski apnenec inverzno pod zgornjetriadnim dolomitom. Na površju je vidna narivna cona na pobočju Sv. Jožefa, kjer je cordevolski dolomit narinjen na kredne pelagične sedimente. Nariv Golega Crnika (K. Šikić, O. Basch, 1975) je ohranjen na Gorjancih nad Bušče vasjo, kjer so srednetriadni in zgornjetriadni dolomit ter malmski apnenec z ročencem narinjeni na kredne pelagične sedimente nariva Japelice. Njegovo nadaljevanje proti severovzhodu domnevamo v Krškem hribovju pri vasi Studenec.

Za vse narive je značilno, da sestoji njihov antiklinalni del blizu čela iz triadnega dolomita, jurskega apnenca in redkeje iz krednih sedimentov, sinklinalni del, ki vпада pod višje ležeči nariv, pa iz krednih pelagičnih sedimentov. Tako zgradba in inverzne plasti v čelu nariva kažejo na vzrok in vrsto deformacij. Narivanje je nastalo zaradi bočnega pritiska NE—SW. Teda je prišlo zaradi notranjih napetosti do gubanja in prelamljanja. Na krilu antiklinale so nastali reverzni prelomi, na temenu antiklinale in v osi sinklinale pa gravitacijski prelomi. V nadaljnji fazi stiskanja je guba polegla. Iz reverznih prelomov so nastali narivi. V čelu narivov je še danes ohranjeno teme antiklinale, ki preide proti severovzhodu v sinklinalo. Krila gub so sekundarno nagubana v enaki

smeri kot glavne narinjene gube. K. Šikić, O. Basch in A. Šimunić (1972) so interpretirali naravno zgradbo Zumberaka in Medvednice kot enoten nariv, ki se je pri tangencialnem premikanju razdelil v narivni plošči Japetić in Goli Crnik. Inverzne lege plasti v čelih narivov in sinklinale v bližini korenov govore bolj za nastanek narivov iz poglobljenih in narinjenih gub.

Horizontalni premik lahko približno določimo na podlagi facialne analize srednjetriadnih sedimentov v Zumberaku. Okoli Kostanjevca prehajajo sedimenti miogeosinklinalnega jarka v sedimente medoceanske karbonatne police (M. Pleničar, U. Premru, 1976, 1977); to področje pripada Šmarješkemu narivu. V narivu Japetić so med sedimenti karbonatne police redke leče miogeosinklinalnih sedimentov, medtem ko so v narivu Golega Crnika samo karbonatni sedimenti. V tektonski enoti pod narivom Japetića, ki jo je K. Šikić (1972) imenoval avtohton Zumberaka, pa so samo miogeosinklinalne usedline. Plasti iz okolice Kostanjevca se nadaljujejo v šmarješkem narivu. Zato pripada »avtohton Zumberaka« toplišskemu narivu in predstavlja tektonsko okno. Razdalja med miogeosinklinalnimi sedimenti pri Kostanjevcu in v tektonskem oknu znaša okoli 20 km. Ta razdalja pomeni tudi najmanjši horizontalni premik šmarješkega nariva. Premik narivov Japetića in Golega Crnika je približno za polovico manjši in znaša okoli 10 km.

Starost narivanja sta postavila K. Šikić in O. Basch (1975) v savsko orogenetsko fazo. Na širšem obrobju Krškega polja so na voljo naslednji dokazi za posredno določanje starosti narivanja:

— Okoli Sv. Jožefa nad Šmarjeto prekrivajo naravno zgradbo tortonske plasti (lapor in litotamnijski apnenec) (M. Pleničar, U. Premru, 1976), pri Bregani pa spodnjehelvetski klastični sedimenti (K. Šikić in drugi, 1972).

— V Samoborski gori leže paleocenski pelagični sedimenti pod naravno zgradbo (K. Šikić in drugi, 1972).

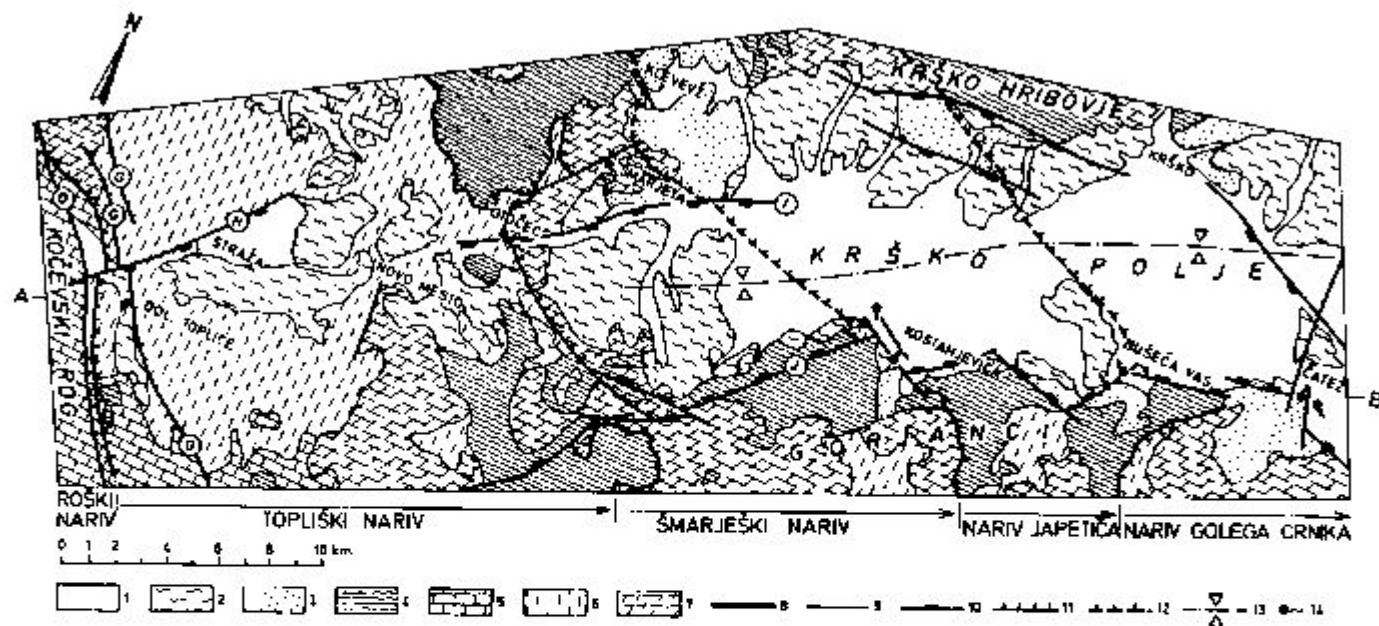
Na podlagi tega datiramo narivanje med paleocen in spodnji helvet. Da bi točneje določili njegovo starost, moramo upoštevati tudi podatke o enako usmerjenih narivih na Notranjskem in v Dalmaciji:

— Pri Ilirski Bistrici je pod narivom Snežnika eocenska flišna sinklinala z inverznim severovzhodnim krilom (M. Pleničar, 1959). Najmlajše flišne plasti so srednjeeocenske.

— Prominski skladi na Velebitu in pri Zadru, ki sestojajo iz breče, konglomerata, peščenjaka in apnenca, štejejo delno v eocen, delno v oligocen (B. Šišković, 1971).

Prominski skladi predstavljajo singcnetnsko sedimentacijo v čelnih depresijah pred narivi. Na podlagi tega lahko postavimo narivanje med zgornji eocen in srednji oligocen, kar bi ustrezalo ilirsko-pirenejskemu orogenetskemu ciklusu.

Prelomi tega ozemlja so mlajši od narivne zgradbe. Aktivni so bili v več fazah v neotektonskem obdobju med srednjim pliocenom in današnjim časom. Ozemlje so razkosali na grude, ki so se povečini dvigale in ugrezale, v pliocenu pa je prišlo ponekod ob prelomih NW—SE do horizontalnih zmkov (U. Premru, 1976).

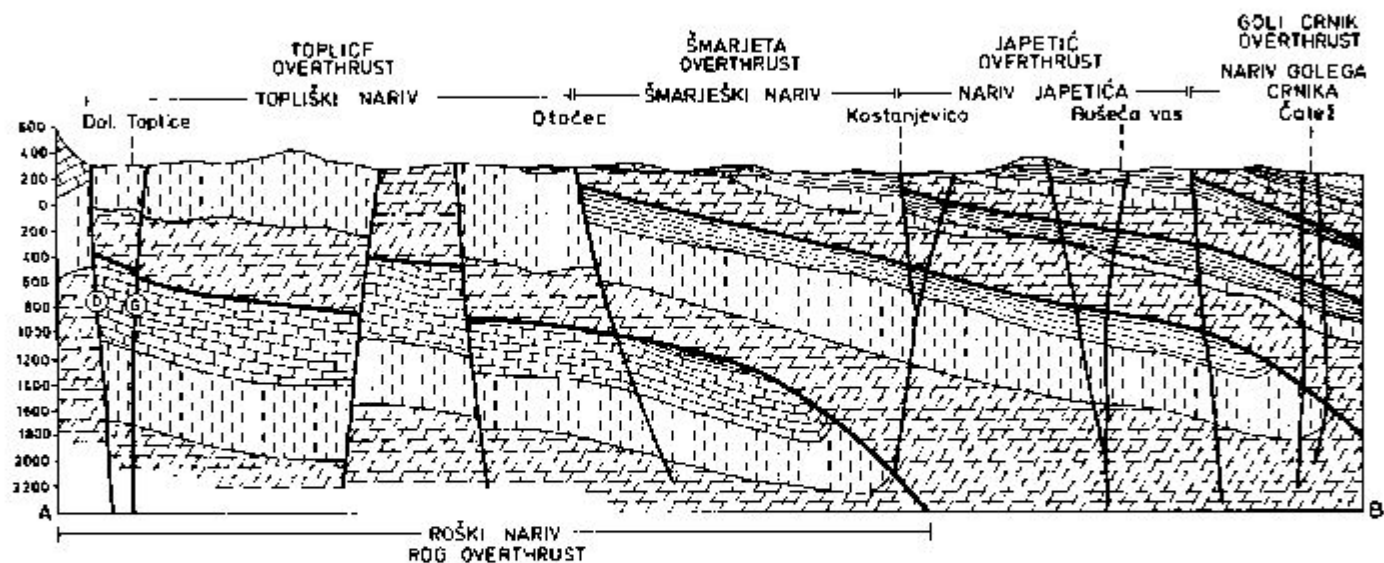


Sl. 1. Strukturna karta ozemlja med Dolenjskimi Toplicami in Catežem

Fig. 1. Structural map of the Dolenjske Toplice-Catež region

1 kvartarne naplavine: glina, prod, konglomerat, melj, 2 pliokvartarna ilovica, jerina, glina, melj, ilovnati prod, ilovica s kosti roženca in kremenov pesek, 3 miocenski lapor, pesek, peščenjak, melj, prod in litotamnjski apnenec, 4 zgornjekredni laporasti apnenec, roženec, lapor, peščenjak, breča, flis, 5 spodnjekredni in zgornjekredni apnenec, 6 jurski apnenec z vmesnimi plastmi dolomita, 7 zgornjetriadni dolomit, 8 nariv, 9 prelom, 10 ob prelomu ugreznjeno krilo, 11 narivna cona, 12 pokrita narivna cona, 13 predpostavljena os krške sinklinale, 14 termalni izvir. A—B profilna črta, D žužemberški prelom, G topliški prelom, H straški prelom, I krški prelom, J orehovski prelom

1 Quaternary deposits: Clay, gravel, conglomerate, silt 2 Plioquaternary loam, terra rossa, clay, silt, loamy gravel, loam including chert fragments, quartz sand 3 Miocene marl, sand, sandstone, silt, gravel, lithothamnion limestone 4 Upper Cretaceous marly limestone, chert, marl, sandstone, breccia, flysch 5 Lower and Upper Cretaceous limestone 6 Jurassic limestone interbedded with dolomite 7 Upper Triassic dolomite 8 Overthrust fault 9 Fault 10 Downthrown fault side 11 Overthrust zone 12 Concealed overthrust zone 13 Supposed Krško syncline axis 14 Thermal spring A—B Section line, D Žužemberk fault, G Toplice fault, H Straža fault, I Krška fault, J Orešnica fault



Sl. 2. Vzdolžni profil skozi narivno zgradbo ozemlja med Dolenjskimi Toplicami in Čatežem
 Fig. 2. Longitudinal section through the overthrust structure of the Dolenjske Toplice—Catež area

Stratigrafsko in litološko zaporedje plasti v roškem in topliškem narivu

Narivna geološka zgradba na območju Dolenjskih Toplic sestoji iz roškega in topliškega nariva. Zaporedje plasti se v obeh primerih začne z zgornjetriadnim dolomitom. Na njem sledi v topliškem narivu v Dolenjskih Toplicah samo še spodnjeliasni apnenec; višji del jurskega zaporedja in kredni skladi pa so bili tod erodirani, medtem ko so ohranjeni v neposredni okolici. V spodnjem, roškem narivu pa je zaporedje zgornjetriadnega dolomita, jurskega apnenca in krednega apnenca v celoti ohranjeno. Stik obeh narivov je v globini okrog 730 m in je karakteriziran z milonično cono, debelo 50 metrov. Debelina topliškega nariva je okrog 730 metrov, medtem ko debelina roškega nariva ni kontrolirana, po prognoznem profilu pa presega 1500 metrov.

Topliški nariv

Jura. Za spodnjejurski apnenec je značilno hitro menjavanje biomikritnega, oolitnega in pelmikritnega apnenca. Intervali posameznih različkov znašajo nekaj deset centimetrov do enega metra, bolj redko več metrov. Kontakti med litološkimi členi so ostri. Označujejo jih navadno stilolitni šivi, vzporedni s plastovitostjo kamenine. Vpad jurskih plasti je konstanten in znaša okrog 20 stopinj.

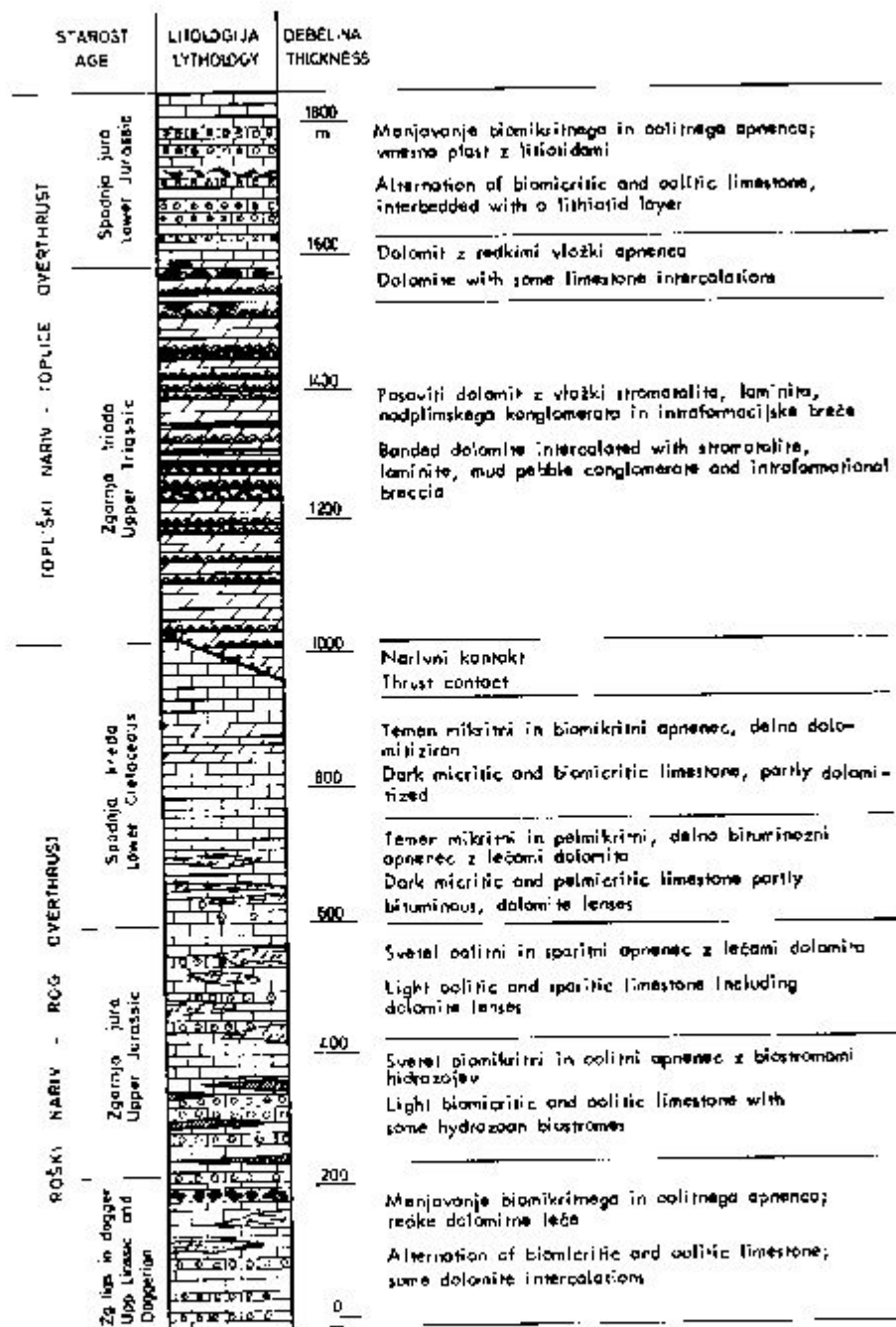
Biomikritni apnenec je svetlo olivno siv, redkeje je temen. Med bioklasti prevladujejo foraminifere in fragmenti lupin moluskov, redkejši so ostrakodi, alge in ehinodermi. Bioklastom se ponekod pridružujejo posamezni peleti in zaobljeni mikritni plastiklasti, preneseni na kratko razdaljo v času, ko kamenina še ni bilo popolnoma litificirana. Biomikritni apnenec pogosto prehaja v pelmikritnega ali biopelmikritnega (tabla 1, sl. 1). Peleti so v vseh preiskanih vzorcih dokaj enakomerno veliki okrog 50 μ m. Imajo jasno koncentrično strukturo. Mikritna osnova je v več vzorcih delno rekristalizirana in spremenjena v mikrosparit s ksenotopično strukturo (tabla 1, sl. 2).

Biomikritni in pelmikritni apnenec kaže na sedimentacijo v mirnem okolju, ki je bilo le občasno nekoliko bolj razburkano (zelo nizek in nizek energijski indeks). Peleti, združba fosilov in energijski indeks govorijo za sedimentacijo v zaprtem delu plitvega obkontinentalnega morja.

Za liasne plasti je značilen olivno sivi oolitni apnenec (tabla 1, sl. 3). Ooliti so dobro sortirani in imajo številne koncentrične ovoje. Njihova jedra so povečini mikritna, redko pa so to foraminifere ali fragmenti lupin moluskov. Ponekod se ooliti družijo v grozde, nekateri vzorci vsebujejo poleg oolitov tudi bioklaste. Cement v oolitnem apnencu je vedno sparit; ponekod sta razviti dve generaciji — obrobni in mozaični cement (tabla 2, sl. 1 n 2).

Oolitni apnenec je značilen za plitvo zelo razgibano okolje z velikim energijskim indeksom, kakršno je ob robovih obkontinentalne police. Na razgibano okolje kaže tudi biosparitni apnenec, ki je sicer redkejši, zanimiv pa zato, ker vsebuje značilno liasno mikrofavno.

Redki so v spodnjejurskih plasteh čisti mikritni apnenec, litotidni apnenec in biokalkarenit. Mikritni apnenec je navadno temno siv in nekoliko bituminozen. Delež karbonata v njem znaša 85 do 90 %, ostalo pripada glini, organski snovi in piritu. Vsebuje ostrakode in tankolupinske školjke ter kaže na sedimentacijo v mirnem redukcijskem okolju (laguna). Njegove plasti so debele



Sl. 3. Stratigrafsko in litološko zaporedje narivne zgradbe pri Dolenjskih Toplicah
Fig. 3. Columnar section of the overthrust structure at Dolenjske Toplice

največ 1 m, povečini pa še tanjše. Vrtina je šla skozi nje v globini okrog 40 metrov. Med mikritnim apnencem so tudi tanjši litotidni vložki. Litotidne školjke so ponekod tako številne, da gre za lumakele.

Liasni dolomit je umazano bel ali svetlo siv in saharoidnega videza. Njegove plasti so bolj redke in dosežejo debelino nekaj metrov.

Med liasnimi fosili so najpomembnejše foraminifere in alge. Določene so naslednje vrste:

Foraminifere:

Labyrinthina recoarensis (Cati) (tabla 2, sl. 3)

Orbitopsella praecursor (Gümbel) (tabla 3, sl. 1)

Haurania amiji Henson

Neoangulodiscus leischneri Kristan-Tollmann

Glomospira sp.

Lituolidae

Pseudocyclamina sp.

Verneuilinidae

Alge:

Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) (tabla 3, sl. 2)

Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri) (tabla 3, sl. 3).

Foraminifera *Neoangulodiscus leischneri* Kristan-Tollmann ima večjo vertikalno stratigrafsko razširjenost. Vrste *Orbitopsella praecursor* (Gümbel), *Labyrinthina recoarensis* (Cati) in *Haurania amiji* Henson pa so vodilne za srednji lias.

Tudi alga *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) ima nekoliko večjo vertikalno razširjenost kot foraminifera *Orbitopsella praecursor* (Gümbel). Sega delno še v spodnji, pa celo v zgornji lias. Vrsta *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) ni vodilna.

Zgornja triada. Prehod med jurskimi in zgornjetriadnimi plastmi je postopen, kar velja za širše območje Dinaridov. Označuje jo prehod apnenca z redkimi vmesnimi plastmi dolomita v homogeni dolomit. Na večjem delu Dolenjske je zgornjetriadni dolomit razvit pasovito. V njem ločimo več različkov: mikritni dolomit, zrnati saharoidni dolomit, stromatolitni in laminirani dolomit, nadplimski konglomerat ter intraformacijsko in milonitno brečo (tabli 4 in 5). Večji del glavnega dolomita kaže ritmično menjavanje litoloških členov, kar je značilno za loferski facies — klasični razvoj zgornjetriadnih karbonatnih kamenin v Severnih apneniških Alpah (A. G. Fischer, 1964; A. Bosellini, 1965, 1967 in H. Zankl, 1971). Posamezni ciklotemi so debeli 0,5 m do nekaj metrov. Ciklotemi sestoje v glavnem iz svetlega mikritnega in zrnatega dolomita, njihovi bazalni intervali, debeli 20 do 50 cm, pa so stromatolitni, laminirani ali pa sestoje iz nadplimskega konglomerata. Te intervale ločimo na oko, ker so temnejši in pasoviti. Kažejo na kratke prekinitve v sedimentaciji. Zelo pogosto imajo večjo primes rdečkaste ali zelenkaste gline, ki predstavlja netopni ostanek pri zakrasevanju in raztapljanju karbonatnih kamenin v času krajših okopnitev.

Sedimentacijsko okolje zgornjetriadnega dolomita je bilo zelo plitvo obrežno morje z relativno mirnim energijskim indeksom, kjer se je menjavala podplim-

ska, medplimska in nadplimska sedimentacija. Plitva obkontinentalna polica se je v zgornji triadi raztezala na ozemlju Slovenije, Gorskega kotarja in Like. Značilni indikatorji medplimskega in nadplimskega okolja so stromatolit, laminit, medplimski konglomerat ter izsušitvene pore in korozijske votline.

Stromatolitni dolomit je srednje siv in temno siv, ker vsebuje organsko primes. Stromatoliti so poligonalni (najbolj pogost tip algeinega stromatolita). Algeine lamine so povetini ravne in vzporedne, le redke so upognjene (tabla 6, sl. 1 in 2).

Ponekod se stromatolitne lamine in stromatolitni pasovi menjavajo z vložki nadplimskega konglomerata. To je temnejši dolomit z glinasto primesjo; vsebuje podolgovate karbonatne »luske«. Vse luske so z daljšo osjo orientirane vzporedno s plastovitostjo kamenine in merijo nekaj cm. V nadplimskem konglomeratu so pogostne drobne izsušitvene pore.

Ko je bilo sedimentacijsko okolje bolj mirno, se karbonatne skorje niso lomile, zato so se ohranile kot laminit z nekaj mm širokimi laminami.

Na prekinitvev sedimentacije kažejo ponekod stilolitni šivi in vmesne lezike rdečkaste ali zelenkaste laporaste glin. Vložki glin merijo povetini le nekaj mm in niso nikjer debelejši od 10 cm.

Svetlo sivi in umazano beli dolomit, ki sestavlja večji del ciklotemov, je mikritni ali zrnat; obe vrsti dolomita se v profilu menjavata brez določenega reda. Mikritni dolomit vsebuje navadno majhne izsušitvene pore, večkrat pa je rekristaliziran v mikrodolosparit. Zrnati dolomit (dolosparit) je na oko saharoiden. Povetini je enakomerno zrnat s 100 do 150 μ m velikimi zrni (tabla 6, sl. 3).

V zgornjem delu dolomita je več plasti dolomitiziranega apnenca, debelih okrog 50 cm. Struktura apnenca je različna; prevladuje mikrit z izsušitvenimi porami, redkejši pa je biointrasparit s številnimi bioklasti in intraklasti. Med fosili prevladujejo odlomki školjčnih lupin in alg, redki pa so fragmenti briozojev, ehinodermov in polžev. Na spodnjih straneh večjih školjčnih lupin smo našli v enem vzorcu gravitacijski (stalaktitični) cement, po katerem sklepamo, da je bila kamenina občasno dvignjena nad gladino morja.

Na prekinitvev v sedimentaciji in na zakrasevanje kažejo korozijske votline, ki se pogosto družijo med seboj v kanale. Večina jih kaže kokardno teksturo z več koncentričnimi in raznobarvnimi pasovi dolosparita. Razen korozijskih votlin so znak nadplimskega okolja in občasnih prekinitvev v sedimentaciji tudi izsušitvene pore. Z daljšo osjo so orientirane vzporedno s plastovitostjo kamenine, sicer pa imajo nepravilne oblike. Zapolnjuje jih prozoren sparit ali dolosparit, včasih pa imajo geopetalno teksturo z internim mikritnim sedimentom. Po geopetalni teksturi, ki kaže vedno pozitivno orientacijo, sklepamo na normalno lego zgornjetriadnega dolomita. Izsušitvene pore so v jurskem apnencu redke, v zgornjetriadnem mikritnem dolomitu pa so pogostne.

Posebno zanimiv litološki različek zgornjetriadnega dolomita je debelo-zrnata intraformacijska dolomitna breča, kakršne drugod v Sloveniji v zgornjetriadnem dolomitu še nismo našli. Nastopa v srednjem delu dolomitne serije. Breča je ostroroba in ima v osnovi temnega dolomikrita kose svetlo sivega dolomita, velike do 15 cm. Po ostrorobih kosih sklepamo na njihov lokalni transport. Med sedimentacijo so bili klastiti že litificirani in so se verjetno lomili ob obrežju. Druga vrsta breče vsebuje v temno sivi osnovi zaobljene rumenkasto in zelenkasto sive dolomikritne klaste, ki merijo nekaj cm do deset cm v pre-

meru in so pogosto »ledvičasti«. Breča je podobna nadplimskemu konglomeratu s širšimi izsušitvenimi razpokami, njen nastanek pa je vezan na obalni medplimski pas.

Zgornjetriadni dolomit je navadno razpokan po različnih smereh. Kljub temu je kamenina dokaj kompaktna. Zanimivo pa je, da so številne razpokeane cone obarvane rdečkasto z železovimi hidroksidi. Te cone dajejo videz nekoliko izlužene in razbarvane kamenine, pogostni pa so v njih tudi zelo drobni manganovi dendriti.

Vpad plasti zgornjetriadnega dolomita je vseskozi konstanten in znaša samo nekaj stopinj.

Fosilni inventar zgornjetriadnega dolomita je zelo skromen. Ohranjeni so fragmenti dazikladacej, mikrogastropodi, ostrakodi in odlomki ehinodermov. Le en vzorec (tabla 7, sl. 1) vsebuje številne foraminifere naslednjih vrst:

Triasina hantkeni Majzon (tabla 7, sl. 2)

Involutina communis (Kristan) (tabla 7, sl. 3)

Involutina gaschei (KoeHN-Zaninetti & Brönnimann)

Involutina sp.

Te foraminifere imajo veliko vertikalno stratigrafsko razširjenost; dobimo jih v vsej noriško-retski stopnji. Zato smo ti stopnji združili.

Dolomitizacija zgornjetriadnega dolomita je zgodnjediagenetska in je nastala z nadomeščanjem apnenega karbonatnega blata z dolomitom pred dokončno litifikacijo kamenine. Izvor magnezija za nastanek dolomita je iskati v zelo slani porni raztopini, ki se je dvigala kapilarno v času, ko je bila kamenina v nadplimskem okolju (R. C. Bathurst, 1971; J. D. Milliman, 1974 in D. H. Zenger, 1972). Recentni primer sedimentacije, kakršna je obstajala v zgornji triadi na večjem delu našega prostora, imamo v sabkah Perzijskega zaliva (L. V. Illing in drugi, 1965 in B. H. Purser, 1973), ob robu Bahamskega šelfa (E. A. Shinn in drugi, 1965), v lagunah zahodne avstralske obale in še drugod v aridnem in semiaridnem pasu.

Roški nariv

Na površju poteka kontakt med roškim in topliškim narivom ob žužemberškem prelomu. Od zgradbe roškega nariva prevladuje na površju spodnjekredni apnenec. Ponekod je ohranjen tudi zgornjekredni apnenec, pri Črmošnjicah pa izdanjata še jurski apnenec in zgornjekredni dolomit. Litološki razvoj triadnega dolomita in liasnega apnenca v roškem narivu je enak razvoju v topliškem narivu; ki smo ga že opisali; zato se bomo tu omejili na stratigrafski in sedimentološki razvoj apnencev od srednje jure do zgornje krede.

Jura. Nad srednjeliasnim apnencem z bogato mikrofavno ter s številnimi makrofosili, pomembne so zlasti litiotide, sledi dokaj monotona skladovnica slvega, ploščatega in srednjeplastovitega apnenca zgornjeliasne in doggerske starosti. Med strukturnimi različki prevladuje mikritni apnenec, redkejši so pelmikritni in oolitni apnenec ter zrnati dolomit. V zgornjem delu liasnih in doggerskih plasti je oolitni apnenec pogostnejši. V tem delu so posebno značilni veliki onkoidi, vezani z zrnatim dolomitom, ki predstavljajo reporni horizont.

Apnenec je večidel sterilen, le ponekod vsebuje skromno in neznatno mikrofosilno združbo. Med foraminiferami prevladujejo Verneulinidae. Poleg foraminifer dobimo še ostrakode, skelete ebinodermov ter odlomke lupin mehkužcev.

Plasti zgornjelijasnega in doggerskega apnenca ne presegajo debeline 200 m.

Malmški apnenec smo s pomočjo značilne mikrofavne razdelili na dva dela — spodnji in zgornji malm. Spodnjemalmške plasti obsegajo oxfordsko in spodnjekimmeridgijsko stopnjo; litološko se ne ločijo od doggerskih plasti. Menjavajo se plasti sivga mikritnega in oolitnega apnenca. Po D. Turnškovi (1964, 1969) je ozemlje južne Slovenije v malmški dobi predstavljalo značilno sedimentacijsko okolje plitvega šelfa, kjer so uspevali hidrozoji. Lepe primerke vrste *Cladocoropsis mirabilis* Felix smo našli tudi sedaj pri Podljubnu (tabla 8, sl. 1). Poleg hidrozojev parastromatoporiidnega tipa ter posameznih koral in hetetid so za spodnji malm značilne tudi foraminifere, npr. vrsta *Protopeneropsis striata* Weynschenk (tabla 8, sl. 2) ter troholine, pfenderine in kurnubije. Med algami je pogostna vrsta *Salpingoporella annulata* Carozzi, ki pa ima večjo vertikalno stratigrafsko razširjenost in nastopa še v spodnji kredli.

Debelina spodnjemalmškega apnenca se lateralno menjava, poprečno pa znaša 150 do 200 m.

Prehod iz spodnjega v zgornji malm, ki zajema zgornji del kimmeridgijske stopnje in portlandsko stopnjo, je postopen. Zanj so značilni številni vložki belega in svetlo rjavkastega oolitnega in sparitnega apnenca ter posamezni vložki zrnatega dolomita. Med fosili je vodilna alga *Clypeina jurassica* Favre. V vrhnjem delu zgornjemalmških plasti nastopajo skupaj s klipinami aberantne tinitine (tabla 8, sl. 3). Pogostni sta tudi algi *Salpingoporella annulata* Carozzi in *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Številni so tudi ostanki favrein, manj je foraminifer.

Kreda. Prehod jurskega apnenca v kredni apnenec je sicer postopen, vendar se je sedimentacijsko okolje spremenilo. Medtem ko je za zgornjo juro značilen plitev šelf z relativno razgibanim okoljem, saj se pojavljajo številni ooliti, je prevladoval v kredni zaprti del šelfa z mirno sedimentacijo, kjer se je občasno razvilo redukcijsko okolje. Apnenec je temno siv, po strukturi mikrit in biomikrit. Vložki svetleje sivga apnenca in zrnatega dolomita so le redki.

Na območju roškega nariva so spodnjekredne plasti v celoti razvite. S pomočjo mikrofosilnih združb in značilnih mikrofosilov smo jih razdelili na več stopenj.

Apnenec valanginijske in otrivijske stopnje je povsod temno sivi plastoviti mikrit, biomikrit in pelmikrit; ponekod je nekoliko bituminozen. V spodnjem delu vsebuje posamezne vložke sivga zrnatega dolomita. V apnencu so fosili bolj redki; med njimi prevladujejo alge, foraminifere in favreine (tabla 9, sl. 1), manj je ostrakodov. Občasno je bilo sedimentacijsko okolje brakično, kar sklepamo po plasteh s haracejami. Stratigrafskega pomena je predvsem alga *Clypeina*? solikani Conrad & Radošić (tabla 9, sl. 2).

Skladoviti apnenec barremske in aptske stopnje je bogat s foraminiferami naslednjih oblik:

Orbitolinidae (tabla 9, sl. 3)

Sabaudia minuta (Hofer)

Debarina hahounerensis Fourcade
Pseudotextulariella? scarsellai (De Castro)
Nezzazata sp.
 Miliolidae
 Ophthalimididae

Med algami sta najbolj razširjeni vrsti *Bacinnella irregularis* Radoičić in *Thaumtoporella parvovesiculifera* (Raineri). V višjem delu barremsko-aptskih plasti je zelo pogostna vodilna aptska alga *Salpingoporella dinarica* Radoičić (tabla 10, sl. 1), ki jo spremljajo številne foraminifere, predvsem iz skupine orbitolinid.

Albijski apnenec je temno sivi biomikrit in pelmikrit, pogosto dolomitiziran. Dolomitni romboedri, nastali pri poznodiagenetski dolomitizaciji apnenca, so ponekod tako številni, da kamenino prištevamo k dolomitu. V nekaterih vzorcih dobimo poleg bioklastov in peletov še posamezne oolite, ki so bili v mikritno osnovo naplavljeni iz bližine. Apnenec vsebuje do 4 % netopnega ostanka, ponekod je zelo na gosto prepleten s stilolitičnimi šivi.

Med fosili so določene naslednje foraminifere in alge:

Foraminifere:

Nummuloculina helmi Bonet (tabla 10, sl. 2)
Sabaudia minuta (Hofker) (tabla 10, sl. 3)
Cuneolina pavonia parva Henson, (tabla 11, sl. 1)
Barkerina barkerensis Frizzell & Schwartz (tabla 11, sl. 2)
Valvulamina picardii Henson
Nezzazata simplex Omara
 miliolidae in druge foraminifere, omenjene pri aptski stopnji

Alge:

Salpingoporella hasi Conrad, Radoičić et Rey
Salpingoporella cf. *turgida* (Radoičić)
Cylindroporella sp.

Alga *Salpingoporella* hasi Conrad, Radoičić et Rey (tabla 11, sl. 3) nastopa na našem ozemlju v zgornjecalbijsko-cenomanskih plasteh. Spremljajo jo foraminifere, zlasti miliolide in nezazate. Za zgornji alb je zelo značilno, da izginijo foraminifere *Sabaudia* sp. in *Pseudotextulariella* sp., ki so še v spodnjem albu zelo številne.

Cenomanska in turonska stopnja sta na območju roškega in topliškega nariva razviti karbonatno. Prehod med spodnjekrednimi in cenomanskimi skladi je postopen, le ponekod lahko ločimo ene od drugih. Zgornjekredni apnenec je svetlo siv, večidel biospariten, z vmesno organogeno brečo.

Prevladovala je plitvošelfna sedimentacija; občasno so se razvili rudistni grebeni. Med kaprinidami turonske starosti sta omenila M. Pleničar in U. Premru (1976) vrste *Caprina* sp., *Neocaprina nanosi* Pleničar, *Neocaprina carniolica* Pleničar ter *Ichtyosarcolithes poljaki* Polšak. Horizont biogene breče je ekvivalent repenskih obrežnih tvorb na Primorskem.

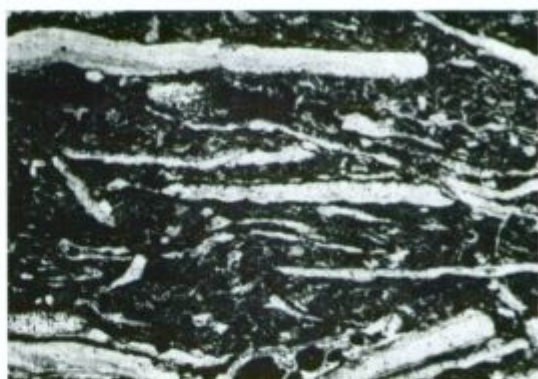
Debelina spodnjekrednih plasti presega 1000 m, skupno s cenomanskim in turanskim apnencem pa znaša okrog 1600 m.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1 — Fig. 1

Liasni biopelmikritni apnenec
z vzporedno teksturo. Dolenj-
ske Toplice, 12 $\times$.

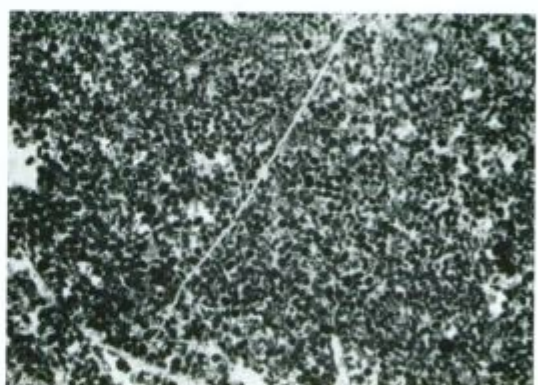
Biopelmicritic limestone with
parallel structure. Liassic. Do-
lenjske Toplice, 12 $\times$.



Sl. 2 — Fig. 2

Rekristalizirani liasni pelspa-
ritni apnenec. Dolenjske Top-
lice, 12 $\times$.

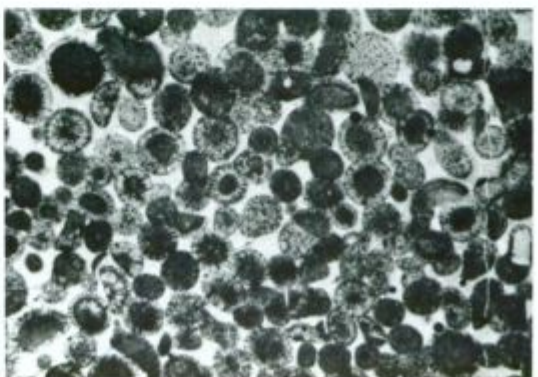
Recrystallized pelsparitic lime-
stone. Liassic. Dolenjske Top-
lice, 12 $\times$.



Sl. 3 — Fig. 3

Liasni oolitni apnenec. Dolenj-
ske Toplice, 12 $\times$.

Liassic oolitic limestone. Do-
lenjske Toplice, 12 $\times$.





Sl. 1 — Fig. 1

Liasni biointrasparitni apnenec z vrsto *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) in mikrogastropodi. Dolenjske Toplice, 12 ×.

Biointrasparitic limestone with *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) and microgastropods. Liassic. Dolenjske Toplice, 12 ×.



Sl. 2 — Fig. 2

Detajl s slike 1 kaže dve generaciji sparitnega cementa: obrobni cement (puščica) in mozaični cement. 30 ×.

Detail from fig. 1 showing two generations of sparitic cement: rim cement (arrow) and drusy cement. 30 ×.



Sl. 3 — Fig. 3

Liasni biomikritni apnenec z vrsto *Labyrinthina recoarensis* (Cati). Dolenjske Toplice, 30 ×.

Labyrinthina recoarensis (Cati) in the biomicrotic limestone. Liassic. Dolenjske Toplice, 30 ×.

Sl. 1 — Fig. 1

Liasni intrabiopelsparitni apnenec z vrsto *Orbitopsella praecursor* (Gümbel), Dolenjske Toplice, 6 ×.

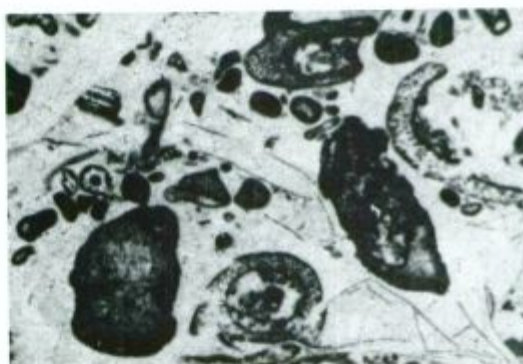
Intrabiopelsparitic limestone with *Orbitopsella praecursor* (Gümbel). Liassic. Dolenjske Toplice, 6 ×.



Sl. 2 — Fig. 2

Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) v liasnem biointrasparitnem apnencu. Dolenjske Toplice, 6 ×.

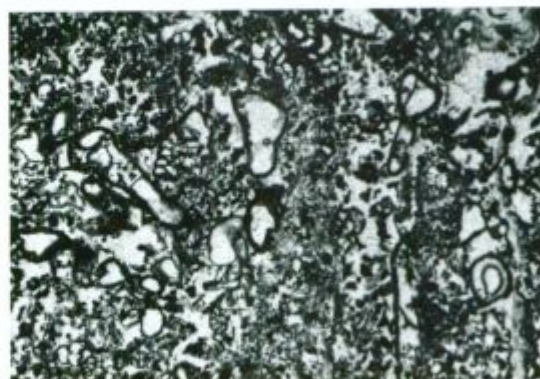
Palaeodasycladus mediterraneus (Pia) in the biointrasparitic limestone. Liassic. Dolenjske Toplice, 6 ×.



Sl. 3 — Fig. 3

Liasni biopelsparitni apnenec z algami vrste *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Dolenjske Toplice, 12 ×.

Biopelsparitic limestone with alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Liassic. Dolenjske Toplice, 12 ×.

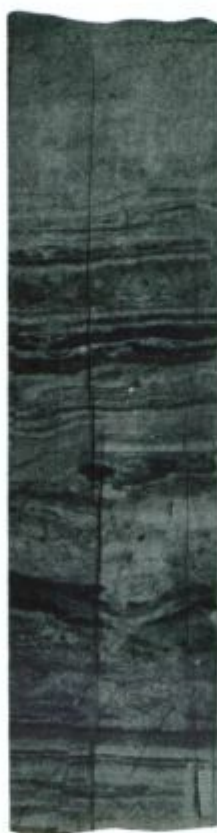




Sl. 1 — Fig. 1

Zgornjetriadni nadplimski konglomerat. Klasti so vzporedni s plastovitostjo kamenine. Dolenjske Toplice, 1/2 naravne velikosti.

Flat pebble conglomerate. Carbonate clasts are parallel to the bedding. Upper Triassic. Dolenjske Toplice, 1/2 of natural size.



Sl. 2 — Fig. 2

Laminirani zgornjetriadni dolomit s posameznimi stromatolitnimi pasovi. Dolenjske Toplice, 1/2 naravne velikosti.

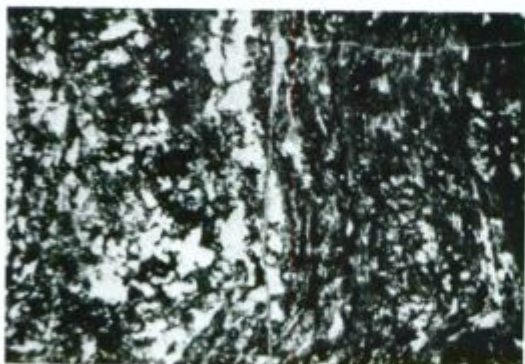
Laminated Upper Triassic dolomite with some stromatolite intercalations. Dolenjske Toplice, 1/2 of natural size.



Sl. 3 — Fig. 3

Zgornjetriadna ostroroba dolomitna intraformacijska breča. Dolenjske Toplice, 2 ×.

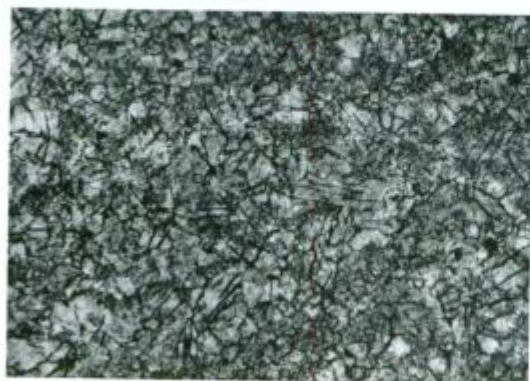
Intraformational sharp edged dolomitic breccia. Upper Triassic. Dolenjske Toplice, 2 ×.



Sl. 1 — Fig. 1
Zgornjetriadni stromatolitni
dolomit. Dolenjske Toplice,
12 ×
Upper Triassic stromatolitic
dolomite, Dolenjske Toplice,
12 ×



Sl. 2 — Fig. 2
Onkomikritni dolomit z izsu-
šitvenimi porami, Dolenjske
Toplice, 12 ×
Onkomikritic dolomite with
shrinkage pores, Dolenjske To-
plice, 12 ×

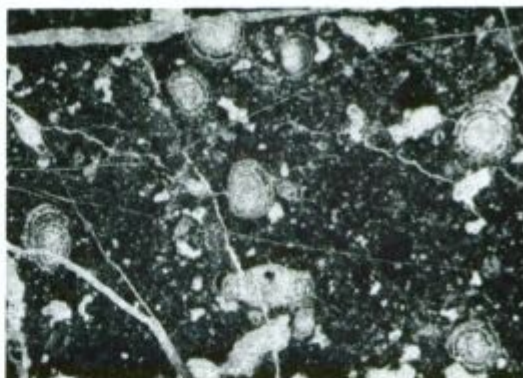


Sl. 3 — Fig. 3
Neenakomerno zrnati sahara-
idni zgornjetriadni dolomit.
Dolenjske Toplice, 30 ×
Inequigranular saccharoidal
dolomite. Upper Triassic. Do-
lenjske Toplice, 30 ×

Sl. 1 — Fig. 1

Noriško-retske biomikritni, nekoliko rekristalizirani, dolomit s foraminiferami in drobnimi izsušitvenimi porami. Dolenjske Toplice, 12 ×

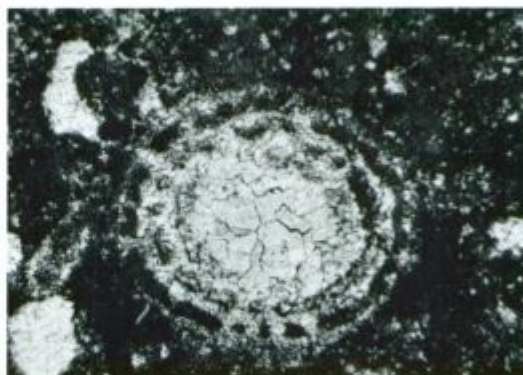
Biomictic, weakly recrystallized dolomite with foraminifers and fine shrinkage pores. Norian-Rhaetian stage. Dolenjske Toplice, 12 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Triasina hantkeni Majzon v vzorcu s slike 1. 50 ×

Triasina hantkeni Majzon from the figure 1. 50 ×

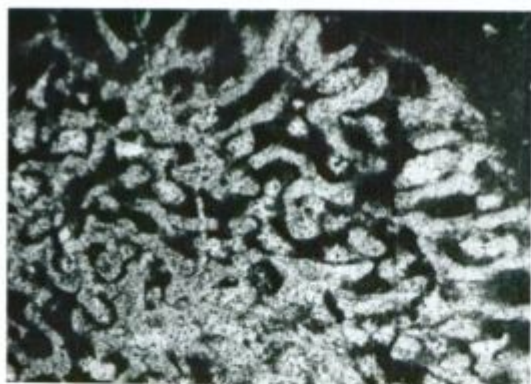


Sl. 3 — Fig. 3

Involutina communis (Kristan) v vzorcu s slike 1. 54 ×

Involutina communis (Kristan) from the figure 1. 54 ×





Sl. 1 — Fig. 1

Cladocoropsis mirabilis Felix v mikritnem spodnjemalmskem apnencu. Podljuben, 16 ×

Cladocoropsis mirabilis Felix from the Lower Malmian biomicritic limestone, Podljuben, 16 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Spodnjemalmski biomikritni apnenec z vrsto *Protopeneroplis striata* Weynschenk. Kormarna vas, 50 ×

The Lower Malmian biomicritic limestone with *Protopeneroplis striata* Weynschenk. Kormarna vas, 50 ×



Sl. 3 — Fig. 3

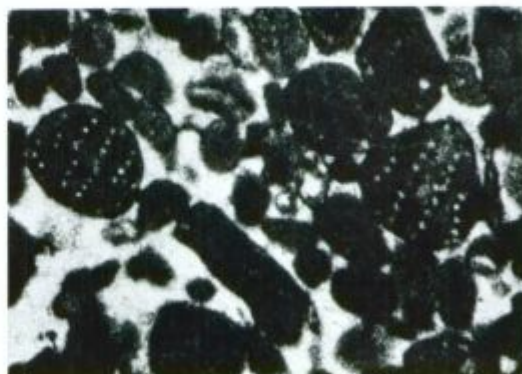
Clypeina jurassica Favre in aberantne tintinine v biopelmikritnem zgornjemalmskem apnencu. Doli, 18 ×

Clypeina jurassica Favre and aberant Tintinninae in the biopelmicritic limestone. Upper Malmian. Doli, 18 ×

Sl. 1 — Fig. 1

Rekristalizirani biomicritni apnenec s favrelnami. Valanginij-otrivij. Podstenice, 20 ×

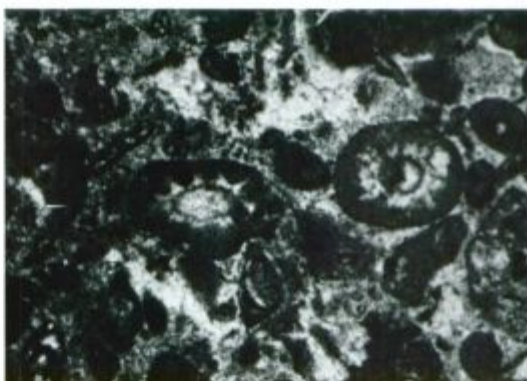
Recrystallized biomicritic limestone with favrelnas. Valanginian-Hauterivian. Podstenice, 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Clypeina? solkani Conrad & Radoičić v rekristaliziranem biomicritnem apnencu. Valanginij-otrivij. Podstenice, 20 ×

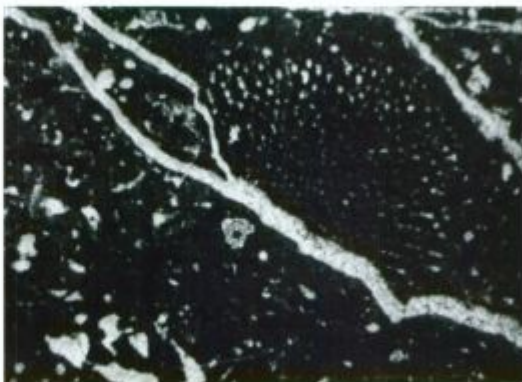
Clypeina? solkani Conrad & Radoičić in the biomicritic limestone. Valanginian-Hauterivian. Podstenice, 20 ×

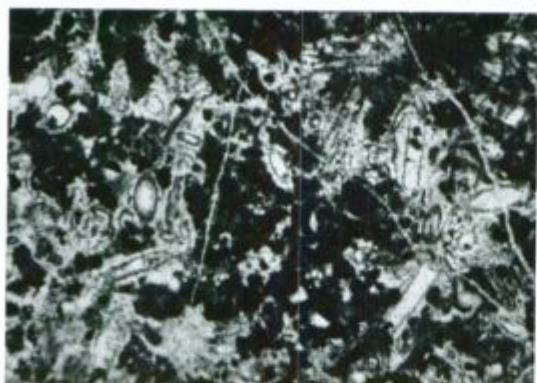


Sl. 3 — Fig. 3

Orbitolinidae v biomicritnem barremsko-aptskem apnencu. Laušev vodnjak, 20 ×

Orbitolinidae in the biomicritic limestone. Barremian-Aptian. Laušev vodnjak, 20 ×





Sl. 1 — Fig. 1

Salpingoporella dinarica Radoičić v biopelmikritnem aptij-skem apnencu. Laušev vodnjak, 20 ×

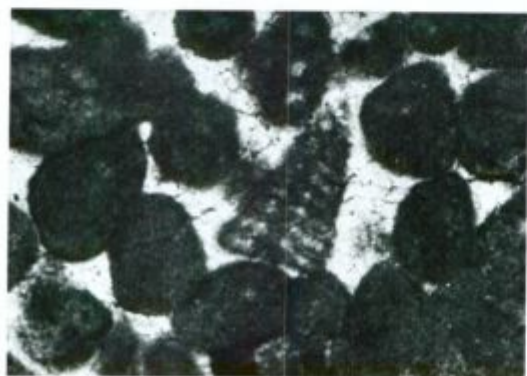
Salpingoporella dinarica Radoičić in the biopelmicritic limestone. Aptian. Laušev vodnjak, 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Nummoloculina heimi Bonet v biomikritnem albijsko-cenomananskem apnencu. Dolenjske Toplice, 45 ×

Nummoloculina heimi Bonet in the biomicritic limestone. Albian-Cenomanian. Dolenjske Toplice, 45 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Albijski pelbiosparitni apnenec s foraminifero *Sabaudia minuta* (Hofker). Dolenjske Toplice, 50 ×

Pelbiosparitic limestone with *Sabaudia minuta* (Hofker). Albian. Dolenjske Toplice, 50 ×

Sl. 1 — Fig. 1

Cuneolina pavonia parva Henson v albijskem biomikritnem apnencu. Dolenjske Toplice, 50 ×

Cuneolina pavonia parva Henson in the biomicritic limestone. Albion, Dolenjske Toplice, 50 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Barkerina barkerensis Frizzell et Schwartz v zgornjealbijskem biomikritnem apnencu. Tabor, 42 ×

Barkerina barkerensis Frizzell et Schwartz in the biomicritic limestone, Upper Albion, Tabor, 42 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Salpingoporella hasi Conrad, Radoičić et Rey v zgornjealbijsko-cenomanskem apnencu. Dolenjske Toplice, 35 ×

Salpingoporella hasi Conrad, Radoičić et Rey in the biomicritic limestone. Upper Albion-Cenomanian. Dolenjske Toplice, 35 ×



On the Geological Structure of the Lower Carniola

Uroš Premru, Bojan Ogorelec and Ljudmila Stribar
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The southern part of Lower Carniola is made up of five overthrusts named after Rog, Toplice, Šmarjeta, Japetič, and Goli Crnik. They follow each other in the direction SW-NE. The overthrust structure appears to be derived from recumbent folds during Illyrian-Pyrenean orogeny. The structural and lithostratigraphic units of Dolenjske Toplice are discussed in detail. There Rog and Toplice overthrusts occur. The former consists of the Upper Triassic, Jurassic and Cretaceous carbonate rocks as well as of the erosional remnants of the Paleogene flysch. In the latter, however, the Upper Triassic dolomite and the Jurassic limestone are distinguished.

The area of thermal springs between Dolenjske Toplice and Cateške Toplice belongs to the Outer Dinarids. Its overthrust structure is proved by exploratory boreholes, by overthrust zones at the surface, and by facial analyses. At Dolenjske Toplice there Cenomanian limestone lies below Upper Triassic dolomite. The thrust contact appears to be in a depth of 760 meters. The same overthrust zone is exposed at the surface in the North of Soteska, where the beds are in the same structural position. Boreholes at Šmarješke Toplice have shown that there the Jurassic limestone lies below the Upper Triassic dolomite.

There are five overthrusts recognized, all being of NW-SE direction. From SW towards NE follow the overthrusts named Rog, Toplice, Šmarjeta, Japetič, and Goli Crnik. The Rog overthrust is named after the Kočevski Rog; the Toplice overthrust after Dolenjske Toplice, where it is proven by a deep drilled well. In the Rog overthrust the sequence of beds is normal: the Triassic dolomite, the Jurassic and Cretaceous limestone. The sequences in the other overthrusts differ from that of Rog, as far in these others the Upper Cretaceous beds show a pelagic development and lie erosionally unconformable somewhere over the Jurassic, otherwhere over the Triassic dolomite. In the north-eastern part of the Toplice overthrust the Cretaceous limestone grades over into Upper Cretaceous pelagic beds. In both cases the pelagic sediments are composed usually of marly limestone with chert intercalations, and of marl and breccia; in some places turbidite flysch is developed.

It is characteristic for all overthrusts, that their anticlinal part near the front consists of the Triassic dolomite, the Jurassic limestone, and more rarely of the Cretaceous sediments, whereas the synclinal part that submerges below

the overlying overthrust, consists of the Cretaceous pelagic sediments. By such a structure, as well as by the inverted sequence of the beds at the overthrust front at Kostanjevica the origin and the type of the deformations are indicated. The overthrusts owe their origin to the normal folds developed from a lateral SW-NE compression. Due to inner stress the beds were faulted. In the flanks of the anticline reversed faults originated and at the crest of the anticline, as well as along the synclinal axis there gravitational faults came into existence. Due to an excessive compression the fold had become recumbent. Along the reversed thrust-planes large sheets have been driven successively 10—20 kms. one over another. Thereby an overthrust structure developed. In the fronts of each of the five overthrusts the original crown of the anticline is still preserved; towards northeast it passes over into the syncline.

For better determination of the age of the overthrusting similar structures from Inner Carniola and Dalmatia should be considered as well:

— Near Ilirska Bistrica lies below the Snežnik overthrust an Eocene flysch syncline with an inverse northeast flank (M. Pleničar, 1959). The youngest flysch layers are of Middle Eocene age.

— The Promina beds in the Velebit Mt. and near Zadar, consisting of breccia, conglomerate, sandstone and limestone, belong partly to Eocene, partly to Oligocene (B. Sikošek, 1971). The Promina beds represent a syngenetic sedimentation in the depressions in front of overthrusts. Therefore the overthrusting can be dated between Upper Eocene and Middle Oligocene, coinciding with the Illyrian-Pyrenean orogeny.

The area is cut across by several faults. The main faults traverse the land in NW-SE direction. They were active already during the Mesozoicum and the Paleogene. However, for the interpretation of the structure and the origin of the surface thermal springs, of highest importance are the neotectonic reactivations of individual faults and fault systems, dating from Lower Pliocene up till now. Two strong NW-SE faults are of importance: The Žužemberk fault, and the Toplice fault. Parallel to them there are weaker faults forming a system. This system is characterized by a divergence, that is indicated already in the Menih fault (named after a monk of the Cistercian Order). This fault system was active during the 5th neotectonic phase in the upper part of Upper Pliocene (U. Premru, 1977).

In this area the 10th neotectonic phase was active during the whole Günz-Mindel interglacial. At that time the Straža fault was active trending SW-NE. Its south eastern side appears to have moved downwards for about 350 m. During the Würm III stadial the 13th neotectonic phase was active. A W-E fault originated between Gorenje Polje and Romanja Vas. The same fault, together with the Menih fault was reactivated during the 15th phase in Late Holocene. Both nearly parallel faults had towards each other. Thereby they produce a fault trough. In similar way a fault trough has been produced in between the Žužemberk and Podturn faults during the Holocene. There today flow the rivers Krka and Radešca. The youngest faulting activity caused several fissures of N-S direction in the vicinity of Dolenjske Toplice. It is supposed that they originated due to some smaller seismic activity.

Literatura

- Bathurst, R. G. C. 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, Vol. 12, Elsevier, Publ. Co., 620 p., Amsterdam.
- Bosellini, A. 1965, Analisi petrografica della «Dolomia Principale» nel gruppo di Sella (Regione Dolomitica). *Mém. Geopaleont. d'Univ. Ferrara*, Vol. I, fasc. 2, 49—109.
- Bosellini, A. 1967, La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. 86, fasc. 2, 133—169, Roma.
- Conrad, M. A. and Radoičić, R. 1971, On *Munieria baenica* Deecke (Characeae and Clupeina ? sulkani, n. sp. (Dasycladaceae). A case of homeomorphism in calcareous green Algae, C. R. S., Soc. phys. hist. nat. Genève, Vol. 6, fasc. 2—3, 87—95, Genève.
- Conrad, M. A., Radoičić, R. et Rey, J. 1976, *Solpingoporella hazi*, n. sp. une Dasycladale de l'Albien et du Cénomaniem du Portugal et de Yougoslavie. C. R. S., Soc. phys. hist. nat. Genève, Vol. 11, fasc. 1—3, 99—104, Genève.
- Fischer, A. G. 1964, The lower Cyclothem of the Alpine Triassic. In: Merriam D. F., Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Soc. Bull., Vol. 169, No. 1.
- Gušić, I. i Babić, L. 1970, Neke biostratografske i litogenetske osobine jure Zumberaka. *Geol. vjesnik* 23, 39—51, Zagreb.
- Gušić, I. 1975, Upper Triassic and Liassic Foraminiferida of Mt. Medvednica (northern Croatia). *Paleont. Jugosl.*, 15, 1—43, Zagreb.
- Gzovski, M. V., Grigorijev, A. S., Guščenko, O. I., Mihailova, A. V., Nikonov, A. A., Osokina, D. N. 1973, Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the earth's crust. *Tectonophysics* 18, 167—205, Amsterdam.
- Hilling, L. V., Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. 1965, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: Pray, L. C. & Murray, R. C., Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. publ. No. 13, 89—111, Tulsa.
- Milliman, J. D. 1974, Marine Carbonates. Springer Verl., 375 s., Berlin.
- Nosan, A. 1973, Termalni i mineralni vrelci v Sloveniji. *Geologija* 16, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1959, Tektonski okni pri Knežaku. *Geologija* 5, Ljubljana.
- Pleničar, M., Premru, U. 1976, Tolmač za list Novo mesto, osnovna geol. karta SFRJ 1:100 000. Zvezni geol. zavod Beograd (v tisku).
- Pleničar, M., Premru, U. 1975, Facijelne karakteristike sjeverozapadnih Dinarda II godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geol., geofiz. i geokem. znanstvenog savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. *Geologija* 19, Ljubljana.
- Purser, B. H. (Editor) 1973, The Persian Gulf — Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. Springer, Verl., 471 s., Berlin.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. M. & Cloyd, R. M. 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: Pray, L. C. & Murray, R. C., Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. No. 13, 112—123, Tulsa.
- Sikošek, B. 1971, Tolmač geološke karte SFRJ 1:500 000. Zvezni geol. zavod Beograd.
- Šikić, K., Basch, O., Šimunić, A. 1972, Tumač za list Zagreb, Osnovna geol. karta SFRJ 1:100 000. Zvezni geol. zavod Beograd (v tisku).
- Turnšek, D. 1966, Zgornjejurjska hidrozojska favna iz južne Slovenije, Razprave SAZU 9/8, Ljubljana.
- Turnšek, D. 1969, Prispevek k paleoekologiji jurskih hidrozojev v Sloveniji, Razprave SAZU, 12/5, Ljubljana.
- Velić, I. 1973, Stratigrafija krednih naslaga u graničnom području Velike i Male Kapele. *Geol. vjesnik* 26, 93—109, Zagreb.
- Zankl, H. 1971, Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. In: Müller, G., Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook, VIII Int. Sediment. Congress 1971, s. 147—185, Heidelberg.
- Zenger, D. H. 1972, Significances of supratidal dolomitization in the Geologic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 83, 1—12.

UDK 551.24 + 551.7:552.42/48 + 552.5 (282.24) (497.12) = 863

Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico

Pero Mioč

Geološki zavod, Ljubljana

Drava teče od Dravograda do Selnice večidel po tektonskem jarku razen med Ožbaltom in Falo, kjer si je morala izdolbsti strugo skozi dvigajoči se blok. Metamorfna podlaga Dravske doline sestoji iz dveh enot: više metamorfozirane predkambrijske gnajsovo-ektnitne enote in manj metamorfozirane paleozojske filitoidne enote. Metamorfoza kamenin se je pričela v bajkalski orogenezi in se je nadaljevala v kaledonsko-variscični orogenezi. Filitoidna enota se je v sudetsko-asturski orogenezi narinila na gnajsovo-ektnitne kamenine in povzročila njihovo retrogradno metamorfozo. Filitoidna enota sestoji iz kremunovo-sericitnega filita in štalensko-gorske serije. V marmoriziranem apnencu štalensko-gorske serije je avtor že poprej našel spodnjedevojske konodonti. Prvotni mezozojski sedimentni pokrov je bil erodiran z metamorfne podlage konec krede in v začetku terciarja. Burdigalske usedline, prinesene v kadunje na ugreznjenih blokih, sestoje namreč le iz klastičnega materiala metamorfne podlage. Tektonske krpe mezozojskih skladov, ki jih najdemo danes na tej podlagi, so erozijski ostanek nariva z območja Karavank.

Uvod

Dravska dolina je značilen neotektonski element na ozemlju lista Slovenj Gradec. Drava je prvotno tekla od zahoda proti Slovenj Gradcu in po dolini Mislinje dalje proti Vitanju. Na spremembo njene smeri je odločilno vplivala neotektonika; dviganje zahodnega Pohorja jo je potisnilo proti severu v tektonski jarek. Med geološkim kartiranjem tega ozemlja smo nadrobneje raziskali oba bregova reke Drave, metamorfno podlago doline in sedimentni pokrov ter prikazali razvoj od predkambrija do današnjega stanja.

Pregled dosedanjih raziskav

Raziskano ozemlje je del Vzhodnih Alp, zato so dosedanje raziskave vključevale večinoma širše področje. Tako je npr. Pohorje, ki ima zelo pestro geološko zgradbo, bilo privlačno za številne raziskovalce. O arhajskih pohorskih kameninah je pisal že I. A. Ippen (1893, 172 do 200). H. Vettters (1922/23)

je sestavil geološko karto republike Avstrije in sosednjih dežel v merilu 1 : 750 000 in je na njej prikazal tudi naše ozemlje. A. Kieslinger (1928, 40—44) je opisal kamenine na listu Dravograd; leta 1929 pa je isti avtor s sodelavci dokončal manuskriptno geološko karto zahodnega dela lista Dravograd v merilu 1 : 75 000.

H. Vettters (1937, 45, 56, 137, 186, 197, 204, 217) je napisal tolmač k omejeni geološki karti republike Avstrije 1 : 750 000. V njem je na kratko opisal metamorfne kamenine ter paleozojske, triadne in terciarne sklade Remšnika, Kozjaka, Pohorja in območja Dravograd-Radlje. Med metamorfnimi kameninami je razlikoval gnajs, ki vsebuje vložke kamenin s poreklom iz pegmatita, ter blestnik in amfibolit. S področja Dravograd-Pernice je opisal normalni plagioklazov amfibolit, paraamfibolit, diafторizirani amfibolit, ki mu pripada kloritno-epidotni skrilavec z uralitiziranim diabazom. Rjavkasto zeleni rahlo metamorfozirani skrilavci pa so staropaleozojski. Sem je prištel kalcitni filit (»Kalkschist«), ki se menjava s sericitnim filitom. Krinoidni apnenec je uvrstil v devon, laporasti apnenec in lapor ter dolomit na Ostrem vrhu (Sveti Duh) pa v zgornjo triado. Terciarnе plasti severno od Radelj je imel za najstarejše terciarne usedline v jugozahodnem delu Štajerske kotline. Zastopan je debelo-zrnati konglomerat, ki ga pokrivajo starejše miocenske ivniške plasti. V spodnjem delu so rečne usedline (debele okrog 1600 m), višje sledijo jezerske, nato še plasti z lepo ohranjenimi sesalci.

F. X. Schaffer (1951, 122 do 125, 202, 208, 425, 427, 432, 435) je opisal širše območje. O našem ozemlju je menil, da predstavlja del večje deformirane sinklinale. Njeno južno krilo je Pohorje, severno pa sega na Golico v Avstriji. Kamenine med Dravogradom in Radljami sestavljajo diskordantni pokrov, ki je verjetno narinjen proti severu. Kamenine tega ozemlja izvirajo iz filonita in diafторita starega kristalinika. Opisal je tudi filitoidni skrilavec in porcelanasti porfiroid na Pernicah. Zeleni skrilavec, diabaz in pisani diabazov tuf na Remšniku je primerjal s podobnimi kameninami pri Gradcu in jih je uvrstil v obdobje gotlandij-zgornji devon. Avtor je označil naslednje hiatuse: kristalinik-diabaz-filitna serija-paleozojske plasti-permotriadne plasti. Celо področje je bilo prekrito z gosavsko kredо, ki leži na zgornjetriadnih plasteh. Alpidski orogen karakterizira več tektonskih faz, vendar brez narivanja. Današnja tektonska zgradba sestoji iz naslednjih enot od severa proti jugu: Goliško-radeljska sinklinala, remšniška antiklinala, kapelska sinklinala in kozjaška antiklinala. Vse enote so orientirane od zahoda proti vzhodu.

E. Faninger (1970, 35 do 104) je nаdгrobno preučil petrološko problematiko magmatskih kamenin na Pohorju; raziskal je tudi kemične lastnosti dacita pri Vuzenici in tonalitnega porfirita pri Fali.

A. H. Ravnik (1971, 187 do 217) je klasificirala pohorske metamorfne kamenine in jih razdelila po stopnji metamorfoze. Kot izvirne kamenine je označila usedline z vložki magmatskih kamenin. Metamorfozo od almandinsko-amfibolitnega faciesa do faciesa zelenega skrilavca je postavila v variscijsko obdobje, narivanje ordovicijskih, silurskih in devonskih skladov ter nato permotriadnih in mezozojskih sedimentov prek metamorfnih kamenin pa v alpidsko orogenezo. V poznejšem delu (A. H. Ravnik, 1973) je zajela tudi metamorfne kamenine severno in severovzhodno od Dravograda. Ločila je osem različkov metamorfnih kamenin od gnajsa do filita. Obravnavala je tudi vpliv

tektonike na metamorfne kamenine in poudarila vlogo periadriatskega lineamenta. V razpravi o stratigrafiji kristalinika je primerjala metamorfne sklade Pohorja in Svinške planine ter jih uvrstila v obdobje ordovicij-devon (A. H. Ravnik, 1973, 245 do 270).

Geološka sestava Dravske doline

V zgradbi Dravske doline razlikujemo metamorfno podlago in sedimentni pokrov. Metamorfni skladi prevladujejo in segajo od amfibolitnega faciesa prek epidotno-amfibolitnega do faciesa zelenega skrilavca. Od spodaj navzgor si sledijo: gnajs z vložki eklogita, amfibolita in marmorja, nato blestnik, kloritno-amfibolski skrilavec in biotitno-kloritni skrilavec ter na koncu filitoidi. Sedimentni pokrov sestoji iz transgresivno odloženega permotriadnega peščenjaka, srednjetriadnih in zgornjetriadnih skladov ter zgornjekrednih plasti, ki so ohranjene v obliki erozijskih krp. Najbolj razširjeni so terciarni klastični sedimenti, uvrščeni v burdigal-helvet. S temi sedimenti nastopa tudi dacit. Kvarterni sedimenti so naplavljeni ob reki Dravi (sl. 1).

Metamorfne kamenine

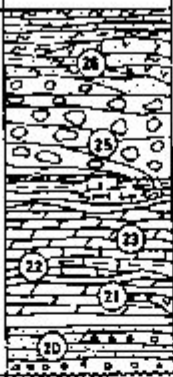
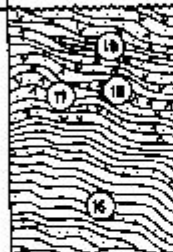
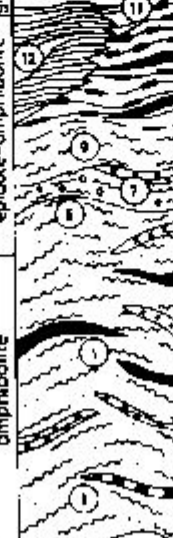
Na podlagi litopetrografskih značilnosti, superpozicije in stopnje metamorfoze smo razdelili metamorfne sklade na spodnji del, ki sestoji v glavnem iz gnajsa, blestnika in kloritno-amfibolskega skrilavca, ter zgornji del, ki je znatno tanjši in sestoji iz filitoidov. Kamenine spodnjega dela, razširjene na severovzhodnem Pohorju in na jugovzhodnem Kozjaku, so znatno bolj metamorfizirane kot kamenine zgornjega dela, ki prevladujejo na Kobanskem, oziroma zahodno od Radelj. Po stopnji metamorfoze ločimo torej gnajsovo serijo, ki predstavlja najgloblji del metamorfnih skladov, in ektinitno serijo, ki leži nad njo. Zgornji del, oziroma filitoide, smo razdelili na dve enoti, in sicer na kremenov-sericitni filit in štalenskogorsko serijo.

Gnajsova serija

Kamenine gnajsove serije se raztezajo južno od Drave do Šumika, Lamprehtovega vrha in Lobnice, severno od Drave pa na Kozjaku. Enake kamenine nahajamo tudi na širšem ozemlju južnega Pohorja in na Strojni, vendar tega ozemlja ne bomo obravnavali v naši razpravi.

Najbolj razširjena kamenina serije je gnajs. Prevladuje muskovitno-biotitni gnajs s prehodi v blestnik, redkejši so protasti, očesni in pegmatitni gnajs. V spodnjem delu serije se pojavlja eklogit s prehodi v amfibolit. Nastopa tudi marmor. V zgornjem delu se nahaja amfibolit; nad njim se navadno začne blestnik.

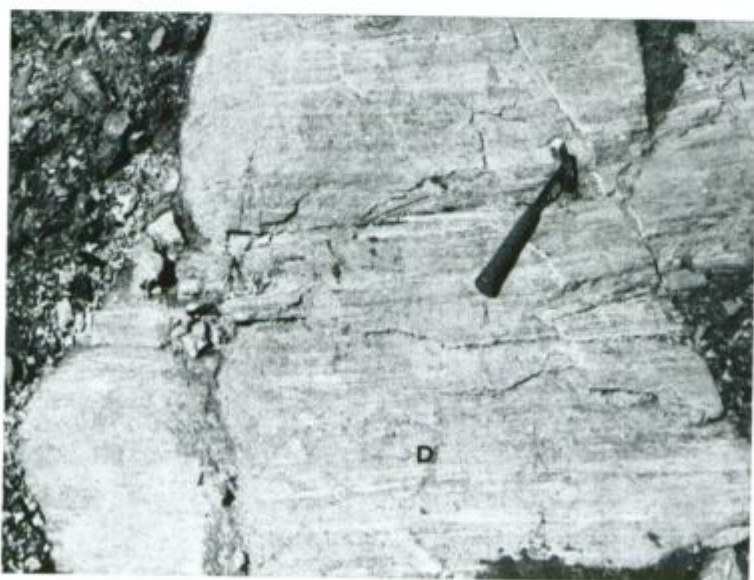
Ta serija predstavlja migmatite. Značilen je bil naknadni dotok levkokratnega materiala. Prvotno nastali biotitni blestnik je bil z metasomatozo spremenjen v različke gnajsa. Muskovitno-biotitni gnajs je najbolj razširjen različek gnajsa. Nahajamo ga na severnem pobočju severnovzhodnega Pohorja zahodno in vzhodno od Lamprehtovega vrha, nato v dolini Drave, kjer pri Fali sega proti Ostremu vrhu in na zahod do Vuhreda. V globljih conah, kot npr. pri

GEOLOGIC AGE	SYMBOL	SERIES	FACIES	COLUMNAR SECTION	THICKNESS in meters	ROCK-STRATIGRAPHIC UNITS	ORIGIN	ENVIRONMENT
MIOCENE	M ₁₂	Radde	Laurens		1000 500 100 300	26 conglomerate siltstone claystone sandy marl dacite tuff 25 tuff 24 limestone 23 crystalline dolomite 22 gray limestone 21 dolomite 20 red sandstone	26 metamorphic and volcanic rocks 25 metamorphic rocks 20 weathered basement	limnic-marine fluviatile-limnic fluviatile continental shelf shelf miogeosyncline shelf (?) epicontinental
CRETACEOUS	K ₁							
TRIASSIC	T ₁ T ₂ T ₃							
PERMO-TRASSIC	PT							
CARBONIFEROUS								
ORDOVICIAN-SILURIAN-DEVONIAN	SD OS	Magdalenberg			1500	19 graywacke conglomerate limestone 18 diabase 17 grayish and violet phyllite 16 dark phyllite	19 rift and pelagic deposits 17 volcanogenic- sedimentary rocks 16 clay with organic admixture	eugeosyncline
ORDOVICIAN	F ₁₂	greenschist			700	15 epimorble 14 metaquartzite 13 phyllite	15 clayey limestone 14 acid vol rock 13 psammite, pelite	epicontinental
PROTEROZOIC-EOCAMBRIAN		ectinite epidote-amphibolite gneiss amphibolite			5000	12 chlorite-biotite schist 11 chlorite-amphibole schist 10 amphibolite, unaltered diabase 9 staurolite mica schist 8 upper meso- marble 7 garnet mica schist 6 biotite-mica schist 5 pegmatitic gneiss 4 amphibolite 3 lower meso- marble 2 eclogite 1 gneiss	12 tuffite, tuff 11 tuff 10 paleobasalt 9 pelite, psammite 8 limestone 7 pelite, psammite 6 pelite, psammite 5 granitoid (anatectic) 4 gabbroid 3 limestone 2 gabbroid 1 pelite, psammite	eugeosyncline



Sl. 2. Muskovitni gnajs (Gb) z vložki blestnika (Sb) in marmorja (M). Vzhodno pobočje Lobnice na Pohorju

Fig. 2. Muscovite gneiss (Gb) intercalated with mica schist (Sb) and marble (M). Eastern side of Lobnica Valley in Pohorje Mountains



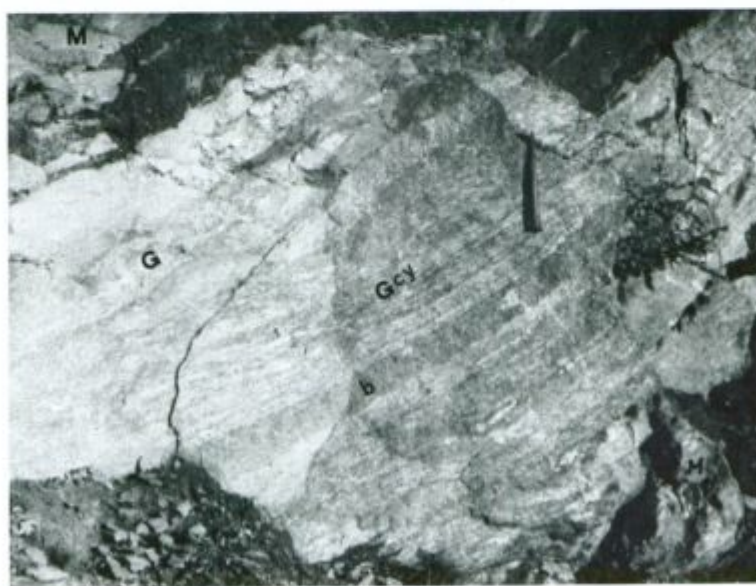
Sl. 3. Protasti gnajs (D detajl na sl. 4). Vzhodno pobočje Lobnice na Pohorju

Fig. 3. Banded gneiss (D detail in fig. 4). Eastern side of Lobnica Valley in Pohorje Mountains



Sl. 4. Protasti gnajs. Detajl s slike 3. Pasovi obogateni z biotitom (b) se izmenjavajo s tanjšimi pasovi obogatenimi z glinenci (pl).
Vzhodno pobočje Lobnice na Pohorju

Fig. 4. Banded gneiss. Detail from the figure 3. Bands enriched with biotite (b) alternating with thinner bands enriched with feldspars (pl). Eastern side of Lobnica Valley in Pohorje Mountains



Sl. 5. Protasti gnajs (Gcy) s prehodi v očesnega (G). Pasovi obogateni z biotitom (b). Vzhodno pobočje Lobnice na Pohorju

Fig. 5. Banded gneiss (Gcy) passing into augen gneiss (G). Bands enriched with biotite (b). Eastern side of Lobnica Valley in Pohorje Mountains



Sl. 6. Očesni in protasti gnajs. Posamezna očesa (o) so obdana z muskovitnbiotitnimi pasovi (b). Dolina Lobjnice na Pohorju

Fig. 6. Augen gneiss and banded gneiss. Almond shaped eye (o) enveloped by muscovite-biotite bands (b). Lobjnica Valley in Pohorje Mountains

Lamprehtovem vrhu in v dolini Drave, je gnajs debeložrnat, višje pa postaja drobnožrnat. Barva variira od svetlo sive, sive do temno sive, kar je odvisno od vsebine biotita. Muskovit in biotit sta razporejena v paralelne pasove, ki poudarjajo skrilavost. Gnajs se pogosto menjava z blestnikom (sl. 2), zato variira struktura od lepidoblastično-granoblastične do lepidoblastične. Kamenina sestoji iz kalijevega glinenca, biotita in muskovita. Pojavljajo se še plagioklaz, granat, turmalin, rogovača, klorit, sfen, zoisit in nepresojni minerali.

Protasti gnajs nahajamo prav tako na severnem Pohorju, ponekod v dolini Drave, severno od Drave pa v Šturmovem jarku. Pojavlja se navadno v obliki vložkov v muskovitno-biotitnem gnajsu, debelih do 100 metrov. Njegova struktura je granoblastična in lepidoblastična. Tekstura kamenine je izrazito paralelna oziroma protasta (sl. 3 in 4). Protasti gnajs pogosto prehaja v očesnega (sl. 5). Mineralna sestava protastega gnajsa je podobna kot muskovitno-biotitnega gnajsa. Razen muskovita in biotita vsebuje kamenina še kremen, plagioklaze (oligoklaz-albit), kalijev glinenec, disten, andaluzit, granat, turmalin, cirkon in klorit. Od kovinskih mineralov je zastopan magnetit. V protastem gnajsu je bil vpliv difundirajočih raztopin, ki so povzročile metasomatske procese, intenziven; zato so tudi pogosti prehodi v očesni gnajs.

Očesni gnajs se pojavlja navadno skupaj s protastim gnajsom v obliki leč južno od Lovrenca na Pohorju ter v dolini Lobjnice in Puščave severno od Lovrenca na Pohorju. Svetlo siva in siva kamenina ima porfiroblastično strukturo. Sestoji iz drobnožrnate in srednježrnate kremenove osnove ter podolgovatih



Sl. 7. Marmor (M) uguban v gnajs (G). Dolina Lobjnice na Pohorju
 Fig. 7. Marble (M) corrugated in between gneiss (G). Lobjnica Valley
 in Pohorje Mountains

porfiroblastov glinenca. Muskovit in biotit tvorita pasove, ki obdajajo očesne porfiroblaste (sl. 6). Akcesorni minerali so epidot, zoisit, klorit in magnetit. Očesa in spremljajoči sljudni pasovi so vzporedni s foliacijo. Očesni gnajs kaže na močnejši vpliv alkalnih raztopin, difundirajočih iz globljih delov litosfere vzdolž foliacije. Pozneje so bili porfiroblasti delno kataklazirani in so prešli v porfiroklaste.

Pegmatitni gnajs se pojavlja v obliki leč skupaj z drugimi različki gnajsa. Leče so injektirane subkonkordantno s foliacijo v muskovitno-biotitnem gnajsu, bolj redko tudi v blestniku. Debelina posameznih leč variira od nekaj centimetrov do nekaj metrov. Našli smo tudi prehode v aplitni gnajs. Kamenina sestoji v glavnem iz mikrokлина in kremena, vsebuje pa še plagioklaz in muskovit ter ponekod tudi turmalin. Mineralna zrna so povečini orientirana; po tem sklepamo, da so kristalizirala pod usmerjenim pritiskom. Zato ima kamenina gnajsovo-pegmatitno strukturo. Nastanek pegmatitne raztopine je vezan verjetno na anatekso spodnjih delov metamorfnih skladov, od koder je bila injicirana v višje nivoje.

Eklogit s prehodi v amfibolit nahajamo na severovzhodnem Pohorju, najbolj pa je razkrit na vzhodnem pobočju Lobjnice in na Lamprehtovem vrhu. Vložki eklogita so debeli 1 do 50 metrov. Kamenina je masivna in temno zelena. Na svežih presekih se pokažejo kristaloblasti rdečkasto rjavega granata v zeleni osnovi. Osnova vsebuje minerale, značilne za eklogit na eni in amfibolit na drugi strani. Eklogit karakterizirajo piroksen (navadno omfacit), granat, rutil in disten, medtem ko amfibolit označujejo rogovača, plagioklaz, kremen,

klorit in zoisit. Zaradi spremenljive količine ene ali druge skupine mineralov kamenina prehaja od eklogita do amfibolita.

Eklogit s prehodi v amfibolit je povečini ortokamenina, nastala z metamorfozo gabroidnih kamenin (H. Vetter, 1937, 195; A. H. Ravnik, 1971, 201). Pozneje je bil eklogit retrogradno metamorfoziran v amfibolit.

Marmor se pojavlja v gnajsu v obliki leč in plasti, debelih nekaj centimetrov do nekaj metrov (sl. 7). Kamenina je skoraj bela, svetlo siva in siva. Pogosto se menjavajo svetlejši in temnejši pasovi. Marmor se pogosto menjava s polami blestnika, gnajsa in amfibolita. Zato je tudi njegova sestava dokaj heterogena. Razen kalcita vsebuje spremenljivo količino kremenca, glinenca, biotita, muskovita, rogovače, klorita, zoisita in kovinskih mineralov. Vsebinska akcesornih mineralov je višja na periferiji kot v sredini leče. Struktura kamenine je granoblastična, posamezni kristali kalcita dosežejo velikost okoli dva milimetra. Zaradi intenzivnih tektonskih premikov je marmor pogosto naguban. Ponekod opazujemo izoklinalno gubanje, pri čemer so bile plasti marmorja v temenih gub odebeljene zaradi plastičnega tečenja. Marmor nahajamo severno od Šumika v dolini Lobnice.

Amfibolit se razprostira v obliki tanjših in debelejših plasti v gnajsu med Lamprehtovim vrhom, Lobnico in Lovrencem na Pohorju, na Rdečem bregu ter na obeh bregovih reke Drave. Posebno sta značilna dva pasova, ki se raztezata z manjšimi prekinitvami na dolžini več kilometrov; debelina doseže ponekod 100 do 200 metrov. V tem primeru gre verjetno za ponavljanje istega nivoja, kar je posledica izoklinalne nagubanosti gnajsove serije. Amfibolit je masiven, temno zelen. Njegova struktura je granoblastična in nematoblastična. Pogosto se menjavajo tanjši beli pasovi, ki sestojijo iz plagioklaza, s temno zelenimi debelejšimi pasovi iz feničnih mineralov (sl. 8). Poleg rogovače so v mineralni sestavi amfibolita sfen, zoisit, klorit, epidot, plagioklaz in kremen. Amfibolit vsebuje tudi amfibolov gnajs (sl. 9), ki sestoji iz plagioklaza, kremenca, rogovače, epidota, sfena, klorita in akcesornega magnetita. Struktura je granoblastična in rahlo lepidoblastična. Kamenina je sivkasto zelena, kar je odvisno od feničnih mineralov.

Asociacija amfibolita in amfibolovega gnajsa kaže na poreklo iz bazičnih ali ultrabazičnih (verjetno gabroidnih) kamenin. Za ortoporeklo večjega dela amfibolita govori naslednje:

— Meje med gnajsom in blestnikom na eni in amfibolitom na drugi strani so ostre.

— Amfibolit je masiven in ne vsebuje marmornih vložkov, kar je pogost pojav pri paraamfibolitih.

— Masiven amfibolit prehaja pogosto v amfibolov gnajs, ki predstavlja v resnici metagabro.

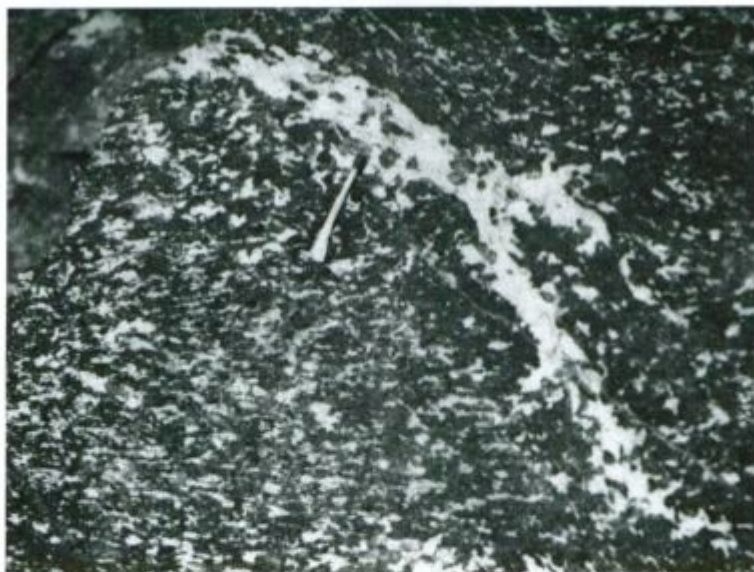
Ektinitna serija

Kamenine te serije so razširjene severno in severovzhodno od Dravograda na območju Pernic in Košenjaka pa tudi na severovzhodnem Pohorju in v okolici Remšnika. Na raziskanem ozemlju nismo našli kontinuirnega profila obeh metamorfnih serij z njunim neposrednim stikom. Profili so deformirani zaradi tektonike, zato je mogoče sestaviti prvotni profil na podlagi več delnih profilov



Sl. 8. Amfibolit prehaja v amfibolov gnajs, ker narašča količina saličnih mineralov. Dolina Lobnice na Pohorju

Fig. 8. Amphibolite passing into amphibole-gneiss as the content of salic minerals increases. Lobnica Valley in Pohorje Mountains



Sl. 9. Amfibolov gnajs z levkokratno žilo. Dolina Lobnice na Pohorju

Fig. 9. Amphibole-gneiss cut by a leucocratic vein. Lobnica Valley in Pohorje Mountains

z različnih krajev. Najnižji člen ektinitne serije je blestnik, ki se razprostira na severovzhodnem Pohorju in sega na sever na območje Kozjaka. Severovzhodno od Košenjaka nastopa granatov blestnik, ki leži verjetno na prej omenjenem različku. Više granati postopno izginjajo in granatov blestnik prehaja v stavrolitni blestnik. Pojavljajo se tudi vložki marmorja in amfibolit. Se više sledi sivkasto zeleni drobnnozrnati biotitno-kloritni skrilavec, ki predstavlja verjetno isti nivo kot kloritno-amfibolov skrilavec z amfibolitom in uralitiziranim diabazom. Te kamenine so najvišji člen ektinitne serije. Kamenine so metamorfozirane v epidotno-amfibolitni facies.

Muskovitno-biotitni blestnik leži večidel na amfibolitu in delno na gnajsu. V obliki debelejših in tanjših vložkov ga vsebuje tudi gnajsova serija; gre za relik, ki ni bil zajet z migmatizacijo. Izrazito skrilava kamenina je svetlo siva in siva, po prepevanju rjava. Značilna je njena lepidoblastična struktura. Sestoji v glavnem iz muskovita in biotita, vsebuje pa poleg kremenca in glinenec še turmalin, disten, stavrolit, andaluzit, zoisit in klorit ter kovinske minerale. Ponekod so prisotni idioblasti granata (almandina).

Granatov blestnik je siv in svetleje siv, kar je odvisno od količine biotita, oziroma muskovita. Osnovo sestavljata muskovit in biotit, ki je povetini rdečkast. Prisotni so še kloritoid, kremen, stavrolit, disten, klorit, plagioklazi, rogovača, turmalin in epidot. V tej osnovi so porfiroblasti granata, ki dosežejo 1 centimeter v premeru. Struktura kamenine je lepidoblastična in porfiroblastična. Porfiroblasti granata, ki pripadajo almandinu, so kataklazirani in kloritizirani. Izrazita foliacija je ponekod plisirana. Pojavljajo se vložki amfibolita, amfibolovega skrilavca in marmorja. Amfibolitni vložki so precej tanjši od tistih v gnajsovi seriji. Pogosto se menjavajo z blestnikom, v njihovi bližini pa se pojavlja tudi marmor. Zato sklepamo, da je ta amfibolit verjetno paraporekla.

Marmor nastopa v obliki vložkov in leč v blestniku med Košenjakom in Bistrico severozahodno od Mute. Najnižji nivo je približno na meji med granatnim in stavrolitnim blestnikom. V njem so na meji z granatnim blestnikom pogosti idioblasti granata. Debelina vložkov je različna in doseže približno 10 metrov. Kamenina je svetlo siva in bela. Ponekod kaže sivkaste pasove s kristali granata in pirita. Poleg kalcita vsebuje akcesorno kremen, muskovit, glinenec, rogovačo, biotit in epidot. Posebej poudarjamo pojav pirita, ki je v posameznih delih koncentriran v decimetrske gomolje in leče ter močno vpliva na kvaliteto kamenine. V dolini Bistrice so marmor eksploatirali; vendar njegova nestalna kvaliteta otežuje pridobivanje.

Stavrolitni blestnik je razširjen v okolici Dravograda. Kamenina je siva, svetlo siva, njena struktura pa lepidoblastična, srednjezrnata in drobnnozrnata. Foliacija je izrazita, ponekod plisirana. V sestavi so muskovit, zelenkasti biotit, stavrolit, kremen, turmalin, andaluzit, zoisit, glinenci, drobni kristali granata, klorit in kovinski minerali. Pojavljajo se vložki marmorja in paraamfibolita.

Biotitno-kloritni skrilavec nalajamo severno in severovzhodno od Dravograda. Kamenina ima tipično lepidoblastično strukturo, ki jo karakterizirajo lepo razporejeni lističi klorita, biotita in epidota. Vsebuje še kremen in glinenec. Sodeč po mineralni združbi so verjetno te kamenine nastale iz bazičnih piroklastičnih pelitnih usedlin.

Kloritno-amfibolov skrilavec, uralitiziran diabaz in amfibolit so razširjeni vzhodno od Dravograda in severovzhodno od Mute, kjer segajo čez državno

mejo. Kloritno-amfibolov skrilavec sestoji iz klorita, rogovače, epidota, zoisita, zelenkastega in rdečkastega biotita ter spremenljive količine plagioklazov (albit, oligoklaz). Prisotni so še kremen, turmalin in titanit. Struktura je lepidoblastična, foliacija pa je izrazita.

Skrilavec vsebuje v nižjih nivojih plošče uralitiziranega diabaza in amfibolita. Uralitiziran diabaz je masiven, temno zelen in ima blastoofitsko strukturo. Sestoji iz klorita, avgita, rogovače in plagioklaza. Na območju Pernic so v posameznih njegovih ploščah ohranjeni v drobnnozrnati rogovačni in kloritni osnovi vtrošniki avgita, ki dosežejo premer več milimetrov do enega centimetra. Z zvišanjem vsebine rogovače postaja kamenina nematoblastična in prehaja v amfibolit.

Opisane kamenine kažejo na vulkanogeno poreklo. Skrilavci predstavljajo metamorfozirane diabazove tufe. Njihov lateralni ekvivalent je verjetno prej opisani biotitno-kloritni skrilavec. Uralitiziran diabaz in amfibolit predstavljata prvotne izlive, oziroma plošče diabaza. Meja teh skrilavcev in blestnika je problematična; nismo namreč mogli ugotoviti, ali gre za normalno stratigrafsko zaporedje, ali pa je meja tektonska.

Filitoidi

Posebno skupino metamorfnih kamenin predstavljajo filitoidi v zgornjem delu metamorfnega zaporedja. Razprostirajo se vzhodno od Dravograda prek Mute in Remšnika na območje Kozjaka. V zahodnem delu terena leže na najvišjem členu ektinitne serije, na vzhodnem pa na spodnjem členu, to je na blestniku. Najnižji člen je kremenovo-sericitni filit, ki vsebuje leče modrikastega epimarmorja in kremenov metaporfir. Na kremenovo-sericitnem filitu leže skladi štalenskogorske serije. Predstavljajo tektonski pokrov, ki je bil v času variscijske orogeneze narinjen verjetno od juga proti severu. Ločimo spodnji, sedimentogeni del, zastopan s temnosivim in črnim filitoidnim skrilavcem, ter zgornji, sedimentno-vulkanogeni del, ki sestoji iz rdečkasto vijoličastega in zelenkastega filitoidnega skrilavca z vložki diabaza. V zgornjem delu pa je še kristalasti apnenec, ki vsebuje spodnjedevoške konodonti.

Pod skladi štalenskogorske serije in pod kremenovo-sericitnim filitom leži na Kozjaku filonit, ki predstavlja v bistvu filonitizirani blestnik in gnajs, nastal s filonitizacijo blestnika in gnajsa v času narinjanja filitoidov.

Kremenovo-sericitni filit je skrilava kamenina z drobnnozrnato strukturo. Kamenina vsebuje poleg kremenja in sericita še biotit, klorit, epidot, kisti plagioklaz in grafit. Količina posameznih mineralov je spremenljiva; od tod več različkov filita, ki se med seboj menjavajo. V filitu so pogosti vložki kalcitnega filita, ki sestoji iz kalcita, sericita in klorita. Akcesorna so zrnca kremenja in redko grafita.

Leče modrikasto sivega epimarmorja nastopajo zahodno od Radelj in južno od Vuhreda v obliki vložkov, debelih 0,5 do 1,5 m; debelina redko presega en meter. Razen kalcita vsebuje epimarmor še precejšnjo količino metamorfozirane glinaste komponente in kremen. Posamezni deli marmornih leč imajo drobnobrečasto kalkarenitno strukturo.

Kremenov metaporfir se nahaja v kremenovem sericitnem filitu v obliki vložkov, vzporednih s foliacijo. Največ izdankov je na območju Pernic in se-

verno od Mute, kjer so razporejeni vertikalno v tri nivoje. Največja debelina doseže več deset metrov. Kamenina je svetlo siva in rumenkasta. Struktura je heteroblastična (porfiroblastična). Ločimo drobnozrnato osnovo, ki sestoji iz kremenca, sericita, in albita, ter vtrošnike mikrokliniziranega ortoklaza in sanidina. Kamenina je več ali manj skrilava (sl. 10). Njena kemična analiza je pokazala 72,9 % SiO_2 , 3,5 % K_2O in 2,3 % Na_2O . Sodeč po sestavi, bi kamenina mogla predstavljati efuzivni različek granitne magme.

Filonit leži navadno pod skladi štalenskogorske serije na območju Remšnika in na blestniku na območju Kozjaka. Kamenina je siva in črna, pogosto pa rjava zaradi limonita. Nepreperela kamenina je dokaj kompaktna in izrazito skrilava. Vzporedno s skrilavostjo so razporejeni filitoidni agregati, ki sestojijo iz sericita, mikrokristalnega kremenca, posameznih luske muskovita in pirita. Med temi agregati je drobneje zrnata osnova iz kremenca in kalcita ter posameznih zrn glincev. V filitu so ohranjeni nespremenjeni relikti blestnika, ki dosežejo dimenzije nekaj decimetrov. V sestavi blestnika so muskovit, sericit, turmalin in kovinski mineral. Posebnost so blasti rdečkastega granata, ki dosežejo premer 1 do 4 milimetre. Granat je kalcificiran; zato filonit pogosto reagira s HCl , kar je posledica retrogradne spremembe posameznih mineralov, ki vsebujejo kalcij (granat-glinenci).

Štalenskogorska serija je na raziskanem območju najbolj razširjena na Remšniku. Na podlagi litopetrografskih značilnosti smo ločili spodnji in zgornji del. V zgornjem delu serije so bili najdeni konodonti (P. Mioč & A. Ramovš, 1973, 135 do 136), ki so značilni za spodnji devon. Na avstrijskem Koroškem je ločil G. Riehl-Herwirsch (1970, 195 do 214) tri nivoje, ki jih je razvrstil od karadoka do venloka. Na podlagi teh rezultatov smo uvrstili te plasti v obdobje srednji ordovicij-spodnji devon.

Spodnji del štalenskogorske serije sestoji iz temno sivga filitoidnega skrilavca, ki leži na filonitiziranih metamorfnih kameninah. Posebno lepo je viden tektonski kontakt severovzhodno od Remšnika v Avstriji. Razen skrilavca se pojavljajo rahlo metamorfoziran kremenov peščenjak, drobnik, kisli tuf in tufit. Prisotne so tudi leče sivga in svetlo sivga apnenca. Filitoidni skrilavec sestoji iz glinaste sericitizirane snovi in mikrokristalnega kremenca. Pogosti so prehodi v prej omenjeni kremenov peščenjak, ki vsebuje poleg kremenca še kalcit, dolomit, rutil, zoisit in epidot. Tuf je pelitski in sestoji iz mikrokristalaste osnove, ki vsebuje zrna plagioklaza, kremenca in muskovita.

Zgornji del štalenskogorske serije se razprostira jugozahodno od Mute na zahodnem Pohorju, severovzhodno od Radelj, na območju Remšnika, manjše krpe pa so še na Ostrem vrhu. Ta del serije sestoji iz zelenkastega in vijoličastega filitoidnega skrilavca z vložki spilitiziranega diabaza in sideritnega apnenca. V zgornjem delu pa nastopa tudi svetlo sivi marmorizirani apnenec. Serija se konča s sivim peščenim skrilavcem in skrilavim drobnikom, ki vsebuje pole lidita.

Zelenkasti in vijoličasti skrilavec ima kriptokristalno strukturo in lepo izraženo foliacijo, ki sledi primarni plastovitosti (?). V sestavi je mikrokristalna sillkatna osnova, ki predstavlja prekrystalizirano vulkansko steklo. Osnova je ponekod kalcitizirana; količina CaCO_3 doseže 20 %. Osnova vsebuje posamezna zrna kremenca in sericitiziranega plagioklaza. V zelenkastih različkih kamenine so



Sl. 10. Kremenov metaporfir. Zahodno od Mute v Dravski dolini

Fig. 10. Quartz metaporphiry. West of Muta in Drava Valley

razpršene luske klorita, od katerih prihaja zelenkasta barva. V rdeče vijoličastem različku pa prihaja barva od fino dispergiranega hematita.

Apnenec leži navadno na zelenkastem in vijoličastem filitoidnem skrilavcu. Razteza se v obliki prekinjenega pasu od Radelj do Remšnika. Pri Radljah je apnenec masiven ali debeloplastovit, pri Remšniku pa debeloplastovit, brečast, ploščast in skrilav. Ploščasti mikritni rahlo marmorizirani apnenec vsebuje spodnjedevonske konodonti (P. Mioč in A. Ramovš, 1973).

Diabaz in spilitizirani diabaz nastopata v obliki plošč v zelenkastem in vijoličastem filitoidnem skrilavcu. Na površje prihajata pri Radljah in v okolici Remšnika. Zaradi tektonskega premika celotne serije je diabaz zdrobljen in zgneten. Primarni avgit in plagioklazi so albitizirani, sericitizirani, kloritizirani in limonitizirani.

Kamenine štalenskogorske serije kažejo na nastanek v morskem okolju. Spodnji del je nastal v redukcijskem okolju, kjer se je globina morja pogosto spreminjala. To dokazujeta temna barva skrilavcev ter prisotnost pirita in kal-

cita. Pogosto menjavanje filitoidnega skrilavca, peščenjaka in drobnika kaže na hitre spremembe sedimentacije; relativno slaba zaobljenost in sortiranost zrn v peščenjaku in drobniku pa kaže na nezrelost sedimentov, kratek transport, oziroma na bližino izvora materiala in na nestabilne geosinklinalne razmere. Zgornji del je vulkanogenega izvora. To dokazujejo mineralna sestava zelenkastega in vijoličastega filitoidnega skrilavca in singenetske diabazove plošče. Te kamenine dokazujejo prehod geosinklinalnega sedimentacijskega prostora v eugeosinklinalno okolje z delovanjem inicialnega magmatizma. Pojavi apnenca v zgornjem delu serije kažejo na zmanjšanje globine morja, drobnik v vrhnjem delu serije pa na zasipavanje, oziroma na orogenetsko delovanje. Skladi so bili metamorfozirani do najnižje stopnje faciesa zelenega skrilavca verjetno v bretonski orogenetski fazi.

Stratigrafija metamorfnih kamenin

Eno izmed bistvenih vprašanj metamorfnih kamenin je njihovo stratografsko zaporedje. V številnih razpravah o Centralnih Alpah so metamorfne kamenine uvrstili od predkambrija (H. Vettters, 1937; F. X. Schaffer, 1951) do devona. Po W. Fritschu (1962, 202 do 210) segajo metamorfne kamenine na Svinški planini v Avstriji prek silura v predkambrij. E. Clar in sodelavci (1963, 23 do 51) so bili mišljenja, da ne segajo te kamenine v predkambrij, ker ni konglomerata, ki bi označeval bajkalske orogenetske premike. F. Thiedig (1966, 50) je sklepal, da prisotnost konglomerata, ki bi kazal na bajkalsko orogenezo, ni nujna. Na Svinški planini je I. Neugebauer (1970, 23 do 93) našel v leči epimarmorja v filitu brahipoda (*Spirifer*), ki nastopa v Handoverju. Isti avtor je s sodelavcem (I. Neugebauer & G. Kleinschmidt, 1971, 113 do 122) menil, da pripadajo metamorfne kamenine centralnoalpskega metamorfnega zaporedja obdobju ordovicij, silur, devon. A. H. Ravnik (1973, 260) je po analogiji primerjala metamorfnu zaporedje na Pohorju z razvojem in starostjo na Svinški planini ter ga uvrstila v ordovicij-devon.

Metamorfni skladi raziskanega ozemlja so del metamorfnega kompleksa, ki se razprostira proti zahodu v Centralne Alpe, na vzhod sega v podlago Panonskega bazena in se nadaljuje na območje vzhodne Srbije v Karpat-Balkanide. V Centralnih Alpah so S. Borsi in sodelavci (1973, 549 do 570) južno od turškega (Ture) tektonskega okna po Rb-Sr radiometrični metodi raziskovali starost metamorfnega zaporedja, ki je analogno kameninam v Dravski dolini (blestnik, gnajs). Določili so starosti 500, 300 in 65 milijonov let (zaokrožene številke). Na podlagi tega so sklepali, da izvira regionalni metamorfizem parametamorfnih kamenin iz kaledonske in variscijske orogeneze; le v posameznih conah je prišlo do metamorfoze tudi v alpidnem orogenetskem obdobju.

Z območja madjarskega dela Panonske nižine so zanimivi G. Weinovi (1969, 404 do 407) podatki o starosti blestnika v okolici Vily-Vitany. Določil je 950 milijonov let. Za granit-gnajs pod neogenskimi plastmi na Madjarskem pa so določili starost 582 milijonov let, za kamenine v podlagi filitoidov starejšega paleozoika pa 400 milijonov let. V vzhodni Srbiji so dokazani s fosili kambrijski in starejši paleozojski skladi. (Karpatsko-balkanska geološka asociacija, 1967).

Iz opisanega sledi, da vprašanje stratigrafije metamorfnega zaporedja v Centralnih Alpah še ni povsem rešeno. KomPLICIRANA tektonska zgradba ozemlja z narivi otežuje delo stratigrafom. Težko je utemeljiti, da bi se v tako aktivnem orogenem ozemlju mogel ohraniti konglomerat, ki bi nam kazal na bajkalsko orogenezo. Fosilne ostanke na Svinški planini, na podlagi katerih so uvrstili metamorfne sklade v obdobje ordovicij-devon, so našli le v nizkometamorfoziranih kameninah, oziroma v filitoidih. Ta nivo ustreza našemu kremenovemu sericitnemu filitu in kamentnam štalenskogorske serije. Radiometrične raziskave globljega dela metamorfnega zaporedja na širšem ozemlju pa kažejo na predordovicijske kamenine. Zato je vprašanje natančne starosti metamorfnih kamenin na raziskanem ozemlju še vedno odprto. Na splošno lahko sklepamo naslednje: Metamorfne kamenine, ki leže pod kremenovim sericitnim filitom, so predordovicijske, verjetno predkambrijske starosti. Polimetamorfni regionalni procesi iz bajkalske orogeneze pa so se pojavljali še v kaledonsko-variscelni orogenezi.

Metamorfni faciesi

Pohorski kristalinik je razčlenila na metamorfne faciese A. H. Ravnik (1971, 189 do 191); upoštevala je Winklerjevo klasifikacijo. Po Eskolovi klasifikaciji smo uvrstili v facies zelenega skrilavca filitoide, ektinitno serijo pa na podlagi tipomorfnih mineralov v epidotno-amfibolitni facies. Značilni so minerali klorit-epidot-rogovača-biotit. Gnajsova serija pripada v celoti amfibolitnemu faciesu, kjer v spodnjem delu nastopajo poleg značilne rogovače in plagioklazov še piroksen (omfacit), granat, disten in rutil.

Nastanek metamorfnih kamenin

Metamorfni skladi v celoti izvirajo iz sedimentno-magmatogenih, večidel gabroidnih kamenin. To dokazujejo biotitne in muskovitne kamenine ter ortoamfibolit. Ektinitna in gnajsova serija sta nastali v glavnem iz pelitnih in delno iz psamitnih sedimentov, ki so se uscdli v eugeosinklinalnem okolju med občasnim delovanjem inicialnega magmatizma. Nastanek zgornjega dela ektinitne serije karakterizira bazični vulkanizem z izlivi diabaza in s sedimentacijo piroklastičnega materiala. Še danes so v posameznih metadiabazovih ploščah ohranjeni kristali avgita, veliki 1 do 2 cm.

Filitoidi leže diskordantno na spodnjem delu metamorfnega zaporedja. Zato sklepamo, da so bile metamorfne kamenine ektinitne in gnajsove serije metamorfozirane že pred ordovicijem. Sestava kremenovo-sericitnega filita kaže, da so primarni sedimenti nastajali v epikontinentalnem okolju iz peščenega glinastega in apnenega materiala. Značilni so pojavi kislega vulkanizma in ustreznih tufov.

Na podlagi literature o metamorfnih kameninah polotoka Kola (A. V. Sidorenko in sodelavci, 1972), Kavkaza (G. M. Zaridze in N. F. Tatrišvili, 1974), zahodne Evrope (M. Ruppen, 1972), Britanskih otokov, Grenlanda in Kanade (K. Rankama, 1968) ter druge splošne literature lahko apliciramo nekatere podrobnosti tudi na raziskano ozemlje. Metamorfni procesi so v labilnem eugeosinklinalnem prostoru napredovali do ektinitne faze.

Metamorfoza je ostala v mejah izokemičnega regionalnega metamorfizma. Pri tem je spodnji del bil spremenjen v blestnik, oziroma v biotitni skrilavec, zgornji pa v filitoide. To se je verjetno zgodilo v bajkalski orogenezi. Naslednje faze metamorfnih sprememb so sledile verjetno v takonski in bretonske orogenetski fazi. Zanje so značilni intenzivni metasomatski procesi z dotokom levkokratnega (kremenovega in glinenčevega) materiala, ki je zajel predvsem spodnji del. Blestnik je bil migmatitiziran in so nastali različni gnajsi. Obogatitev kamenin z levkokratnim materialom vidimo na slikah 3, 4 in 5, ki kažejo biotitne pasove, ohranjene med levkokratnim materialom. Na sliki 6 pa je biotit skoraj popolnoma izpodrinen. Biotitni pasovi so pogosto zviti. To je posledica injiciranja levkokratnega materiala, ki sestavlja izbolekine, oziroma očesa. Pasovi biotita imajo nepravilne oblike, ker so absorbirani (razjedeni) z injekcijskim materialom. Dotok levkokratnih raztopin opazimo tudi v amfibolitu (sl. 8), kjer je povzročil migracijo amfibolov in povečanje levkokratnih vložkov, ki pogosto sekajo primarni ploskovni razpored mineralnih zrn (sl. 9).

Najmlajši člen, nastal pri migmatitizaciji, oziroma anateksi spodnjega dela metamorfnega zaporedja, je pegmatitni gnajsi; v njegovi paragenezi so kremen-mikroklinal-plagioklaz-muskovit.

Na podlagi opisanega sklepamo, da je dotok levkokratnega materiala potekal na naslednji način: plagioklaz-kremen-mikroklinal. Intenzivni dotok kalija na koncu je povzročil ponekod mikroklinalizacijo plagioklaza in močno muskovitizacijo biotita. To dokazuje kalijev glinenec v gnajsu kakor tudi muskovit, ki je pogosten v gnajsovi seriji. Migmatitizacija je torej zajela predvsem spodnji del zaporedja in je povzročila nastanek gnajsove serije. V fazi migmatitizacije in nastanka gnajsove serije je današnja ektinitna serija bila metamorforizirana iz filitoidov v blestnik. V njej praktično ni prišlo do dotoka materiala.

Dokler ne bo rešeno stratigrafsko vprašanje metamorfnih skladov, je težko z gotovostjo sklepati o časovnem zaporedju metamorfnih procesov. Na splošno sklepamo, da so se regionalnometamorfni procesi povečini končali že pred narivanjem štalenskogorske serije in kremenovo-sericitnega filita. To narivanje se je namreč izvršilo verjetno proti koncu variscijske orogeneze, povzročilo pa je retrogradnometamorfne spremembe, oziroma nastanek filonita in diaforita. Na koncu lahko predpostavimo naslednje regionalne faze metamorfoze:

1. faza ektinitov (nastanek blestnika in filitoidov) — bajkalska orogeneza,
2. faza migmatitizacije (nastanek gnajsove serije v spodnjem delu in blestnikov, oziroma ektinitne serije v zgornjem delu) — verjetno takonska orogenetska faza,
3. metamorfoza ordovicijsko-silursko-devonskih filitov — bretonska orogenetska faza,
4. faza retrogradne metamorfoze (nastanek diaforita in filonita) — sudetska in asturijska orogenetska faza,
5. faza intenzivne radialne tektonike in delne remobilizacije; (vertikalni premiki posameznih blokov in drobljenje. V posameznih tektonsko labilnih conah je prišlo do remobilizacije, npr. ob južnem robu Pohorja, kjer je prišlo do tonalitne intruzije) — laramijska, helvetska in savska orogenetska faza.

Sedimentni pokrov metamorfne podlage

Na konsolidirano predalpidsko podlago so se usedali permotriadni, triadni, kredni in terciarni sedimenti. V manjši meri nahajamo tudi kvartarne naplavine. Najbolj so razširjene terciarne plasti.

Permotriadne plasti. Na staropalozojske filitoide so bile odložene klastične usedline. Prevladuje kremenov peščenjak brez fosilnih ostankov; redkejši je sivi peščenjak. Po analogiji s sosednjimi področji v Avstriji, na Pohorju in v severnih Karavankah so peščenjaku pripisali permotriadno starost (H. Vettters, 1937, 160; F. X. Schaffer, 1951, 202; F. Thiedig, 1974, 79 do 84).

Krpe vijoličastega kremenovega peščenjaka s prehodi v drobnik so ohranjene na zahodnem Pohorju jugozahodno od Radelj, v okolici vasi Remšnik in jugozahodno od Ostrega vrha. V sestavi prevladujejo alotigena zrna kremenca (20 do 80 %, ponekod celo 80 %). Med drugimi komponentami je natrijev glinenec (5 do 10 %), kalijev glinenec (5 do 10 %), muskovit (0 do 2 %); zelo veliko je drobcov kamenin (20 do 40 %). Vezivo (10 %) je silikatno, avtigeno in je obarvano s fino dispergiranimi železovimi hidroksidi. Z njihovim zmanjšanjem postaja kamenina svetlo siva. Struktura kamenine je srednjezrnata do debelo-zrnata. Ponekod prehaja peščenjak v alevrolit na eni in v konglomerat na drugi strani. V vezivu navadno ni glinaste komponente, zaobljenost pa je dobra; na podlagi tega imamo kamenino za zrel sediment.

Triadne plasti. V triadni dobi je bila sedimentacija na tem območju le občasna. Ohranjene so srednjetriadne ladinske plasti, zgornjetriadne plasti na Ostrem vrhu pa predstavljajo tektonsko krpo.

Ladinski skladi so zastopani z dolomitom in kremenovim keratofirjem. Dolomit južno od Radelj je v tektonskem kontaktu s permotriadnim peščenjakom in z miocenskimi sedimenti. Najdemo ga tudi severovzhodno od Lovrenca na Pohorju pri Puščavi. Kamenina je svetlo siva in vsebuje ponekod gomolje roženca. V ladinsko stopnjo je uvrščena po primerjavi s kameninami na širšem ozemlju. Dolomit je kontaktno marmoriziran zaradi bližine kremenovega keratofirja.

Fas kremenovega keratofirja se razteza od Puščave proti vzhodu do Drave in naprej proti Selnici. Kamenina je zelenkasto siva in rumenkasto rjava. Drobnozrnata osnova sestoji iz kremenca, plagioklaza, biotita in klorita. Vtrošniki so zastopani s plagioklazom in z biotitom. Plagioklaz, ki pripada albitu, je večidel kaoliniziran, biotit pa kloriliziran in limonitiziran.

Starost dolomita in kremenovega keratofirja pri Puščavi je problematična. Dolomit je marmoriziran in ne vsebuje fosilov. Kremenov keratofir leži pri Puščavi subkonkordantno na ordovicijskih filitoidih, v katerih se sicer pojavlja kremenov metaporfir in metatuf. Kremenov keratofir ni močnejše metamorfiziran, zato je uvrščen v triado. Vendar ta uvelitev ni zanesljiva; pri tem je zanimivo, da je ta kamenina znatno bolj kislá od triadnih vulkanskih kamenin južno in jugozahodno od tod, tj. na Paškem Kozjaku in na Golteh pri Mozirju, ki pripadajo diabazovo-keratofirski asociaciji. V ladinski dobi je bilo ozemlje Puščave že konsolidirano (kratonizirano). Predornine so se tod okisale verjetno z anatekso gnajsoidnih kamenin.

Spodnji del karnijske stopnje sestavljata zelenkasto rumeni lapor in apneni skrilavec z vložki apnenca. Nad njim leži sivi mikritni apnenec, ki vsebuje

gomolje apnenega laporja. Vmes se pojavlja 2 do 4 metre debela plast rumenkastega pizolitnega apnenca z algami in organskim detritusom. H. Vettters (1937, 137) je uvrstil te sklade v karnijsko stopnjo. Na karnijskih plasteh leži noriški svetlo sivi dolomit. Njegova plastovitost ni vidna, ker je zdrobljen in milonitiziran. Dolomit ne vsebuje fosilnih ostankov, stratigrafsko je uvrščen po analogiji podobno kot karnijske plasti.

Zgornjekredne plasti leže na severnih in severovzhodnih pobočjih Ostrega vrha verjetno transgresivno na metamorfnih kameninah. Zastopajo jih v glavnem klastični sedimenti, vendar je zaradi poraščenosti težko določiti njihovo stratigrafsko superpozicijo. Pogosti so namreč lateralni prehodi posameznih litoloških členov peščenjaka, kalkarenita, laporja in apnenca. Peščenjak je siv in rumenkasto rjav. Po velikosti zrn variira od drobnozrnatega prek srednje-zrnatega do debelo-zrnatega, ki včasih prehaja v drobnozrnat konglomerat. V mineralni sestavi so kremen (25 do 40 %), drobci metamorfnih kamenin (5 do 35 %), glinenci (do 6 %) in muskovit (3 do 25 %). Vezivo je kalcitno (15 do 40 %). Zaradi drobcev iz metamorfnih kamenin ustreza sestava peščenjaka subgrauvaki. Kalkarenit ima razen delcev, podobnih kot v omenjenem peščenjaku, še drobce apnenca. Zaradi spremenljive količine posameznih sestavin se pojavljajo različki od kremenovega kalkarenita prek biokalkarenita, kalcilutita do kalcirudita. Ponekod opazujemo plastovitost po postopni zrnivosti; vidni so prehodi od debelo-zrnatih različkov kalkrudita v kalkarenit, peščenjak, peščeni lapor, glinasti lapor in laporasti apnenec. Količina CaCO_3 v laporju se giblje od 20 % do 70 %. V laporastem mikritnem apnencu doseže CaCO_3 70 do 97 %. Ta apnenec vsebuje številne senonske foraminifere, ki jih je določila L. Šribar (neobjavljeno poročilo).

V neposredni bližini na Jesenkovem vrhu na zahodnem Pohorju je našel A. Kleslinger (1935) rudiste, ki dokazujejo kampan. Na južnem Pohorju pa je M. Pleničar (1971, 241 do 263) določil številne hipurite, ki so značilni za kampan-maastricht. Pri Zrečah je L. Rijavec (1985, 119 do 120) našla mikrofavno, značilno za senon.

Litološka sestava krednih sedimentov kaže na zelo spremenljivo sedimentacijsko okolje. Klastične usedline, kakor tudi primese v apnencu kažejo na bližino metamorfne podlage. Sedimentacijski prostor je bil zelo heterogen, v obliki jarkov in vmesnih grebenov, na katerih je nastajal grebenski rudistni apnenec. Material s teh grebenov je drsel z blatnimi tokovi v jarek, na to kaže plastovitost s postopno zrnavostjo in sestava kamenin.

Miocenske plasti. Med sedimenti so miocenske plasti najbolj razprostranjene. Njihova splošna značilnost je klastičen razvoj, pogosto lateralno in vertikalno menjavanje litoloških členov ter pomanjkanje fosilnih ostankov, kar otežuje stratigrafsko razčlenitev. Na podlagi primerjave s plastmi v avstrijskem delu štajerske kotline (npr. H. Kollmann, 1965, 479 do 632) in še posebej po laboratorijskih in terenskih raziskavah L. Rijavec (neobjavljeno poročilo) smo uvrstili te plasti v helvet. Verjetno sega njihov spodnji del v burdigal. Prevladuje konglomerat. Njegov spodnji del je razširjen severno in severovzhodno od Radelj. H. Vettters (1937, 56) ga je imenoval radeljski konglomerat, F. X. Schaffer (1951, 429) pa radeljski prod. Ta konglomerat sestoji iz delno zabojenih slabo vezanih prodnikov metamorfnih kamenin gnajsa, blestnika, amfibolita, kvarcita, kremenca, filita in redko marmorja. Premer prodnikov do-

seže 20 centimetrov, niso pa redki bloki s premerom prek enega metra. Vezivo je peščeno in alevrolitno. Tudi peščenjak v vezivu vsebuje zrna metamorfnih kamenin. Zrna so debela in drobna ter rahlo vezana z glino in limonitom. Vsebinska CaCO_3 je zelo nizka; doseže le 1,5 %. Od težkih mineralov vsebuje peščenjak razen železa in titana še rutil, cirkon (redko), turmalin, granat (prevladuje), zoisit, klinozoisit, epidot, stavrolit in disten. Med minerali lahke frakcije prevladujeta muskovit in klorit, slede pa kremen, konglomerat glinenci in drobci kamenin. Fanglomerat nahajamo severovzhodno od Radelj. Sestoji iz nezaobljenih ali delno zaobljenih blokov metamorfnih kamenin. Material je nesortiran, premer posameznih blokov presega 1 meter, prostornina pa znaša več m^3 . Prostor med bloki je zapolnjen s peščeno osnovo in z drobcami kamenin.

Radeljski konglomerat in fanglomerat kažeta na hitro dviganje ozemlja, na močno erozijo ter na kratek transport po strmih pobočjih in akumulacijo v bližini izvora materiala.

Ribniško-selniški tektonski jarek, ki se razteza od Vuzenice na zahodu prek Lovrenca na Pohorju do Selnice na vzhodu zapolnjujejo debeloklastične in drobnoklastične usedline, ki jih je F. X. Schaffer (1951, 425 do 426) imenoval lovrenške plasti ter jih uvrstil med oligocen in miocen. Njihov spodnji del sestoji iz rdečkastega konglomerata, ki ga najdemo na površju severno od Drave na Ostrém vrhu in južno od Kaple. Njegovi prodniki izvirajo iz metamorfnih kamenin, so srednje sortirani, podolgovati, daljša os redko presčete 10 cm. Glinasto peščeno vezivo je obarvano rdečkasto z železovimi hidroksidi, kar kaže na kontinentalno aridno klimo med sedimentacijo. Na rdečkastem konglomeratu leži sivi konglomerat, ki se od doslej opisanih terciarnih konglomeratov razlikuje po tem, da vsebuje poleg prodnikov metamorfnih kamenin še tonalitne in dacitne oblike. Posamezne plasti so debele 1 do 10 m. Nad debelo-zrnatimi sedimenti, ki so verjetno fluvialnega izvora, slede bolj drobnozrnatne plasti peščenjaka, peščene glinice in peščenega laporja. Vzorci iz profila 2 kilometra vzhodno od Lovrenca na Pohorju so pokazali enako sestavo mineralov težke in lahke frakcije kot prej opisane terciarne plasti. Južno od Lovrenca na Pohorju in na zahodu v okolici Vuzenice se pojavljajo vložki dacitnega tufa. Svež tuf je zelenkasto siv, preperel pa rumenkast. Sestoji iz zrn plagioklaza ter drobcev biotita in dacita.

V vložkih laporja v okolici Lovrenca na Pohorju je L. Rijavec (neobjavljeno poročilo) določila foraminifere, ki sicer niso značilne za podrobnejšo stratigrafsko razdelitev, vendar dokazujejo morski nastanek peščenega laporja.

Iz opisanega sklepamo, da je spodnji, groboklastični del lovrenskih plasti fluvialnega nastanka. Više slede fluvialnimnični in verjetno tudi brakični sedimenti z vložki morskih usedlin.

V okolici Vuzenice se pojavlja dacit, pri Faji pa tonaltni porfirit. Obe kamenini je nadorbno opisal E. Fanning (1970, 52 do 53). Dacit predira starejšepaleozojske filitoide in helvetske sedimente, južno od Radelj pa permotriadne plasti. Kontaktnometamorfne spremembe so vidne le v filitoidih kot milimetrski okremenel pas. V drugih plasteh zaradi poraščenosti takšnih sprememb nismo našli. Kamenine ob kontaktu so podobne kemične sestave kot dacit, zato reakcije niso bile intenzivne. Razen tega je bila dacitna talina že dokaj ohlajena in so bile tudi zato kontaktnometamorfne spremembe minimalne. Dacit je na tem ozemlju vezan na sinorogeno intruzijo tonalita na Pohorju, ki je bila so-

časna z usmerjenimi pritiski v litosferi. Sledila je radialna tektonika, ki jo je spremljal subsekventni vulkanizem, zastopan z dacitom.

Sedimentacija terciarnih skladov se je začela z radeljskim konglomeratom, ki je ohranjen severno od Drave. Sodeč po njegovih prodnikih v tem času erozija še ni bila dosegla tonalitnega plutona. Na severu, na področju Avstrije, leže neposredno na radeljskem konglomeratu ivniške plasti, ki so ekvivalent lovrenških plasti. Na jugu, na območju Kaple in Lovrenca, so lovrenške plasti transgredirale na metamorfo podlago. Takrat je erozija že dosegla tonalitno jedro na Pohorju, kar dokazujejo prodniki lovrenškega konglomerata. Po sestavi sklepamo, da je v burdigal-helvetu prišlo do intenzivnih vertikalnih tektonskih premikov. Metamorfo podlaga je bila razkosana. Rečna erozija je povzročila kopičenje groboklastičnega materiala v tektonske jarke, ki so nastali na pogreznjenih grudah med dvignjenimi grotami. V helvetu se je razširilo sedimentacijsko področje. Nastali so fluviohimnični bazeni, ki jih je občasno preplavilo morje. Plasti so v celoti molasne narave.

Kvartarni sedimenti imajo v Dravski dolini obliko teras. Pri Lovrencu na Pohorju so to fluvio-glacialne naplavine, po strmih pobočjih in njihovih vznožjih pa melišča. Rečne terase in fluvio-glacialni nanos pripadajo mlajšemu pleistocenu. Pobočni grušč in aluvialne naplavine pa segajo v holocen.

Zaradi pomanjkljivih fosilnih ostankov podrobnejša razčlenitev kvartarja ni možna. I. Rakovec (1954, 240) je našel pri Vuhredu v dravskih terasah würmskega slona. V peščenoglinastem materialu v rečnih terasah severozahodno od Selnice in v fluvio-glacialnem materialu pri Lovrencu na Pohorju smo našli palinološke ostanke rastlinskih vrst, ki po A. Serclju ustrezajo srednje-würmskim oblikam v drugih krajih Slovenije.

Tektonika

Dravska dolina pripada po svoji zgradbi Vzhodnim Alpam. Sem prištevamo Strojno, Pohorje in Kobansko. Na jugozahodu se razprostirajo Karavanke, ki jih loči od Vzhodnih Alp labotski prelom in rob severnokatavanskega nariva. Na vzhodu se pogrezajo Vzhodne Alpe pod sedimente Panonske nižine. F. X. Schaffer (1951, 428 do 432) je razlikoval remšniško antiklinalo, ki je večidel v Avstriji, »kapelsko sinklinalo« in »kozjaško antiklinalo«. Vse enote se raztezajo od zahoda proti vzhodu.

Zgradba Dravske doline je posledica različnih tektonskih ciklusov. Vsak mlajši ciklus je deformiral prejšnje oblike. Tako je nastala zelo komplicirana zgradba. Prvotne strukture spodnjega dela metamorfnega zaporedja (lineacija, gube, prelomi) so se razvile v smeri NW-SE v času bajkalskih orogenetskih premikov. Od takrat izvira tudi prva metamorfoza. Pozneje, v času kaledonsko varisicične orogeneze, verjetno v takonski in breloński fazi so nastale v spodnjem in zgornjem delu metamorfnih skladov strukture v smeri SW-NE. V času varisicične orogeneze (sudetska in asturijska faza) so se plastični staropaleozojski filitoidi narinili na togi spodnji del metamorfne podlage, verjetno od juga proti severu. Proti koncu alpidskega geotektonskega ciklusa se je formirala današnja geološka zgradba ozemlja. Na podlagi tega smo ločili naslednje tektonske enote (sl. 11):

1. metamorfna podlaga, razkosana na: a) dravograjski monoklinalni blok, b) bistriško sinklinalo, c) vzhodnokobansko antiklinalo in d) lovrenški monoklinalni blok.

2. variscične tektonske enote: e) dravograjski pokrov, f) remšniški pokrov, g) filonitna cona.

3. alpidске tektonske enote: h) tektonska krpa »ostri vrh«, i) kapelska sinklinala, j—k) ribniško-selniški tektonski jarek in l) vuzeniški neotektonski jarek.

1. **Metamorfna podlaga** sestoji iz gnajsove serije in ektinitne serije; na raznih krajih se je različno dvignila in so na ta način prišle na površje različne metamorfne kamenine. V vzhodnih blokih so npr. na površju gnajsi, više ležeti deli (blestniki) pa so že erodirani.

Dravograjski blok (a) se razprostira približno od Dravograda na zahodu do bistriškega preloma na vzhodu. Sestoji iz blestnika in kloritno-amfibolovega skrilavca. Zgradba bloka ima monoklinalno obliko, ki vpada generalno proti jugu in jugozahodu (sl. 12, diagram 1 in 2). Mikrogube in lineacija imajo smer severovzhod—jugozahod in severozahod—jugovzhod. Strukture prve smeri vpadajo proti jugozahodu pod kotom 5 do 10°, strukture druge smeri pa proti severozahodu pod približno enakim kotom (sl. 13, diagram 1.).

Bistriška sinklinala (b) se nahaja vzhodno od bistriškega preloma. Glede na dravograjski blok je ta enota pogreznjena in vpada proti jugu pod filitoide, proti vzhodu pa je prekrita s terciarnimi plastmi. Sestoji v glavnem iz kloritno-amfibolovega skrilavca in amfibolita, v severnem delu pa že prihaja na površje blestnik. Kamenine so nagubane (sl. 12, diagram 3) od severovzhoda proti jugozahodu; enako smer ima tudi lineacija (sl. 13, diagram 2).

Vzhodnokobanska antiklinala (c) je največja enota metamorfne podlage. Razprostira se vzhodno od Vuhreda in vasi Remšnik ter severno od ribniško-selniškega tektonskega jarka. Na njej leže tektonske krpe dravograjskega in remšniškega pokrova. Enota sestoji iz gnajsa in amfibolita, v zgornjem delu pa se pojavlja blestnik. Kamenine so nagubane v antiklinalo, ki je deformirana in rahlo nagnjena proti jugozahodu. Zato so na območju Remšnika, Radcij, Mute in na zahodnem Pohorju ohranjene nižje metamorfozirane kamenine. Struktura antiklinorija je posebno lepo izražena v severovzhodnem delu (sl. 12, diagrami 4, 5, 6, 7), proti jugu ob robu ribniško-selniškega tektonskega jarka pa je foliacija monoklinalne narave (sl. 12, diagrami 8, 9, 10, 11). Tudi tukaj so lineacija in gube razvite v dveh smereh (sl. 13, diagrami 3, 4, 5, 6). Na diagramu 3 in 5 prevladuje smer severovzhod—jugozahod z rahlim vpadom proti jugozahodu (5 do 10°). Druga lineacija je razvita v smeri severozahod—jugovzhod in nagnjena proti severozahodu pod približno enakim kotom. Na diagramu št. 4 je smer severozahod—jugovzhod nekoliko bolj izrazita.

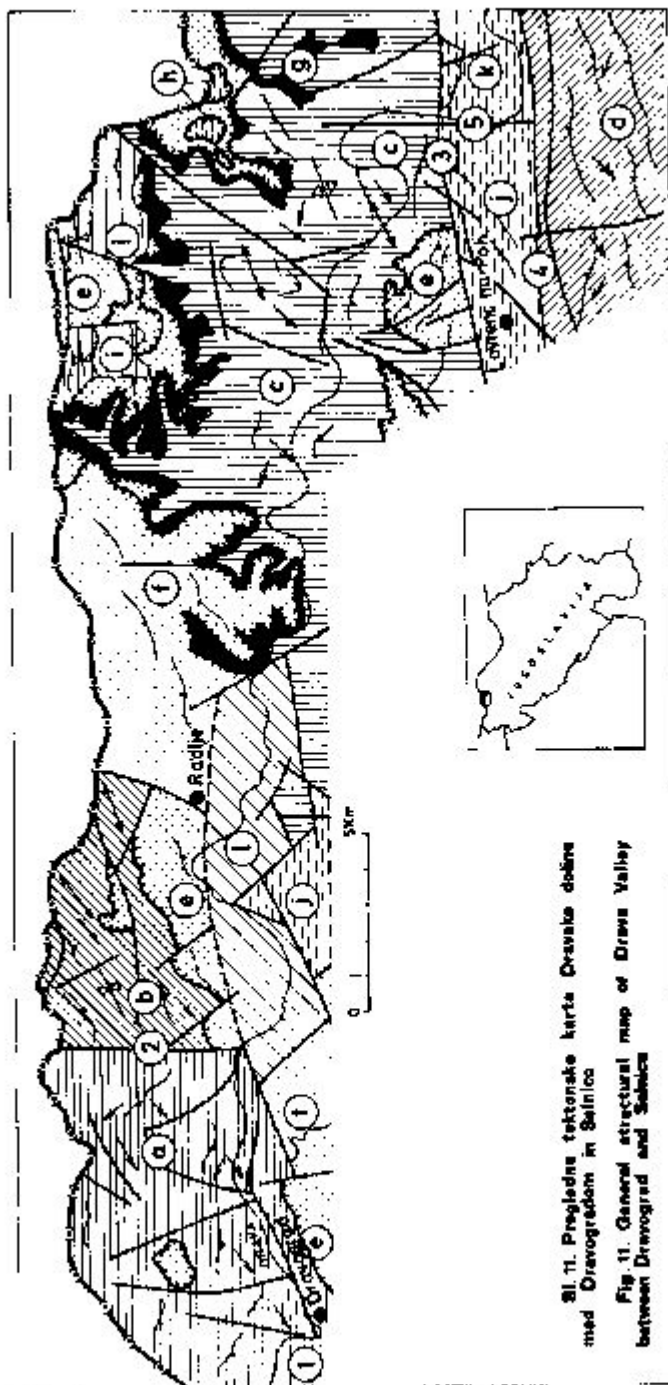
Lovrenški blok (d) se nahaja južno od ribniško-selniškega tektonskega jarka. Predstavlja v resnici del severnega krila pohorske grudaste antiklinale. Sestoji iz gnajsa in amfibolita. Zanimiv je diaforit ob severnem robu bloka južno od Lovrenca na Pohorju. Na širšem območju proti zahodu in jugozahodu ta diaforitna cona označuje tektonsko cono, v kateri sta se v času variscične orogeneze premikala gnajsi in blestniki. Ta črta je bila pozneje prekinjena s tonalitno intruzijo. Struktura bloka predstavlja relativno pravilen monoklinalni razpored

foliacije, nagnjene proti severozahodu za 45° do 50° (sl. 12, diagram 13), proti zahodu, v coni diafotiritiziranega gnajsa, pa pravilnost izginja (sl. 12, diagram 12).

2. **Variscične tektonske enote.** Na mezometamorfne kamenine gnajsove in ektinitne serije so narinjeni filitoidni skrilavci. Narivanje navadno spremljata filonitizacija in diafotoreza mezometamorfni kamenin. Učinke teh procesov lahko interpretiramo le na podlagi posameznih značilnih točk in razlik v stopnji in vrsti metamorfoze v sosednjih kameninah. Med ločenimi tektonskimi enotami je filonitna cona, povzročena z narivanjem.

METAMORFNA PODLAGA METAMORPHIC BASEMENT	VAŽNEJŠI PRELOMI MAIN FAULTS
Ⓐ Dravograjski blok Dravograd fault block Ⓑ Bistriška sinklinala Bistrica syncline Ⓒ Vzhodnokobanska antiklinala East Kobanska anticline Ⓓ Lovrenški blok Lovrenc fault block	① Labotski prelom Labot fault ② Bistriški prelom Bistrica fault ③ Selniški prelom Selnica fault ④ Lovrenški prelom Lovrenc fault ⑤ Falski prelom Fala fault
VARISCIČNE TEKTONSKE ENOTE VARISCAN STRUCTURAL UNITS	
Ⓐ Dravograjski pokrov Dravograd nappe Ⓘ Remšniški pokrov Remšnik nappe Ⓓ Filonitna cona Phyllonite zone	~~~~~~ Narivni rob pokrova Edge of the nappe ——— Prelom Fault
ALPIDSKE TEKTONSKE ENOTE ALPINE STRUCTURAL UNITS	
Ⓐ Tektonska krpa Ostri vrh Klippe of Ostri vrh Ⓘ Kapelska sinklinala Kapela syncline ① Ⓒ Ribniška-Selniški tektonski jarek Ribnica-Selnica rift valley Ⓘ Vuzeniški neotektonski jarek Vuzenica neotectonic trough	~~~~~ Generalna smer in vpad foliacije (1) plasti (2) General strike and dip of foliation (1) and of strata (2) ↔ Generalna smer gub General direction of folds Δ Antiklinala Anticline ▽ Sinklinala Syncline ——— Generalni vpad lineacije General dip of lineation

Sl. 11. Pregledna tektonska karta Dravske doline med Dravogradom in Selnico
Fig. 11. General structural map of Drava Valley between Dravograd and Selnica



Sl. 11. Pregledna tektonske karte Drauzak doline med Drevogradom in Salnico

Fig. 11. General structural map of Drauzak Valley between Drevograd and Salnica



81. 12. Diagrami izolacije v gnejskih in aktinolitni seriji (1-13) ter v filitoidih (14-16)

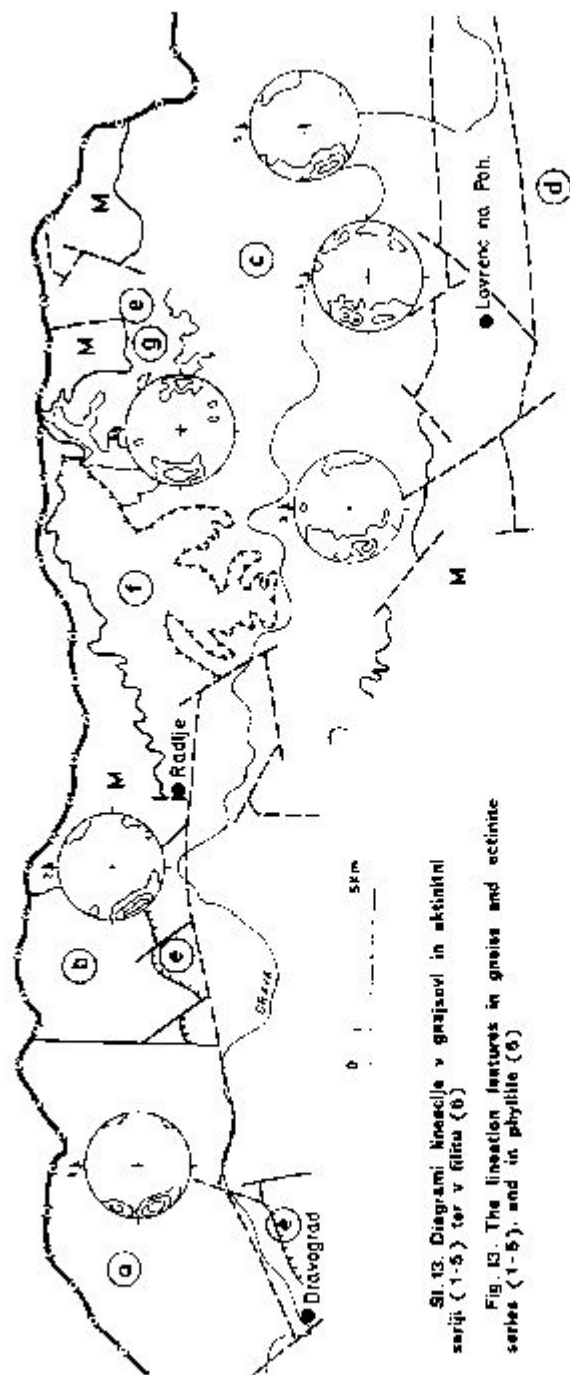
Fig. 12. The isolation features in gneiss and actinolite series (1-13), and in phyllitoid rocks (14-16)

- a) Dravogradski blok
- b) Dravograd fault block
- c) Bistriška sinklinala
- d) Bistrica syncline
- e) Vzhodnokobanski antiklinala
- f) East Kobansko anticline

- d) Lovrenski blok
- e) Lovrenc fault block
- f) Dravogradski pokrov
- g) Dravograd nappe
- h) Remšnikski pokrov
- i) Remšnik nappe

M Miocenski sedimenti
Miocene deposits

Izolirane: 1-5-9 %
Isolines 1-5-9 %



Sl. 13. Diagrami: lineacije v gnajzavi in aktinolitni
sariji (1-5) ter v filitu (6)

Fig. 13. The lineation features in gneiss and actinolite
series (1-5), and in phyllite (6)

- a) Dravogradski blok
- b) Dravograd fault block
- c) Bistriška sinklinala
- d) Vzhodnokobanska antiklinala
- e) East Kobansko anticline

- f) Lovrenški blok
- g) Lovrenc fault block
- h) Dravogradski pokrov
- i) Dravograd nappe
- j) Remšnikski pokrov
- k) Remšnik nappe

M. Miocenski sedimenti
Miocene deposits

Izolnibe: 1-5-9 %

Isolines 1-5-9 %

Ostanek dravograjskega pokrova (e) najdemo v obliki tektonske krpe severovzhodno od Dravograda in na zahodnem Pohorju, od koder sega čez Dravo na območje severovzhodno od Mute. Sestoji iz kremenovga sericitnega filita, ki je narinjen na kloritno-biotitni in kloritno-amfibolov skrilavec (ektinitna serija). Na vzhodnem delu terena se razprostira ta enota v okolici Kaple in severno od Lovrenca na Pohorju, kjer leži na blestniku in gnajsu, oziroma na gnajsovi seriji. To enoto smo našli tudi zahodno od raziskanega ozemlja, na Strojni.

Remšniški pokrov (f) je najbolj razširjen na območju vasi Remšnik, od koder sega proti severovzhodu v Avstrijo. V zahodnem delu terena sega ta enota zahodno od Vuzenice, od koder se razteza proti jugozahodu prek Slovenj Gradca na Strojno. Manjše tektonske krpe nahajamo še na Ostrem vrhu, v okolici Kaple in zahodno od Rdečega brega.

Ta enota je zgrajena iz filitoidnih skrilavcev štalenskogorske serije. Na območju Remšnika so te kamenine izoklinalno nagubane in vpadajo generalno proti severozahodu, kar lepo kaže tudi diagram 15 na sl. 12. Leže ponekod na dravograjskem pokrovu, npr. pri Kapli (na širšem območju tudi na Ravnah na Koroškem), ponekod pa na filonitiziranem gnajsu, oziroma blestniku (vzhodno od Radelj). Narivni kontakt spremljajo navadno filonitizacija in mehanične spremembe gnajsa (tektonska breča), vidne na posameznih krajih v okolici Remšnika. Posobno lepo vidni kontakti so kakšnih 10 km severovzhodno od Remšnika v Avstriji, pri Arvežu.

Filonitna cona (g) je nastala zaradi narivanja filitoidnih pokrovov na gnajs in blestnik, ki sta se spremenila v filonit in diaforit. Pogosto je težko ločiti preperel filit dravograjskega pokrova od filonita. Strukture imajo smer zahod—vzhod in vpadajo proti zahodu (sl. 12, diagram 14).

3. Alpidске tektonske enote so povečini nastale po radialnih premikih. Le tektonska krpa »ostri vrh« je ostanek nariva mezozojskih kamenin s Karavank. Burdigalsko-helvetska transgresija je zajela posamezne dele Vzhodnih Alp. Prišla je od severovzhoda in se je postopno širila proti jugozahodu in jugu. Posamezni deli ozemlja so se precej globoko ugreznili in v nastalih jarkih so se nakopičili terciarni sedimenti. Z vertikalnimi neotektonskimi premiki je bilo ozemlje razkosano na bloke; oni so se vzdolž prelomov pogrezali, drugi pa dvigali. Pogreznjeni deli so bili ugodni za akumulacijo. Pogrezanje nekaterih delov se je nadaljevalo tudi v kvartarju.

Tektonska krpa »ostri vrh« (h) leži na filitoidih, na permotriadnem peščenjaku in na krednih sedimentih. Sestoji iz karnijskega apnenca in noriškega dolomita, ki je milonitiziran in zdrobljen. Podobne tektonske krpe smo našli tudi zahodno od raziskanega ozemlja, na Strojni. Njihova današnja razširjenost kaže na obseg nekdanjega narivanja mezozojskih karbonatnih kamenin s Karavank na centralnoalpski kristalini.

Kapelska sinklinala (i) predstavlja med bloki pogrezan del vzhodno-kobanske antiklinale. Pozneje je bila ta enota ločena z dvignjenim blokom na vzhodni in zahodni del. Pri pogrezanju, oziroma dviganju blokov ob robu enote, so se terciarni sedimenti sinklinalno nagubali.

Ribniško-selniški tektonski jarek (j—k) se prav tako razteza v smeri zahod—vzhod. Omejen je s selniškim prelomom na severu in z lovrenskim prelomom na jugu. Ločimo ribniško-lovrensko območje (j) na zahodu in selniško območje (k) na vzhodu. Loči ju fališki prelom. Zgradba zahodnega dela je eno-

slavna; značilni so posthelvetski premiki posameznih blokov, ki so povzročili navidezno gubanje terciarnih sedimentov. Smer teh gub odstopa od smeri tektonskega jarka. To je rezultat prilagajevanja sedimentov strukturi podlage blokov. Doslej so to enoto imenovali ribniška sinklinala. Naša opazovanja tega imena niso potrdila. Sedimentne strukture in osi redkih gub niso vzporedne s to enoto, temveč se raztezajo od jugozahoda proti severovzhodu, torej poševno na smer tektonskega jarka. Selniško območje se je pogrezalo tudi v kvartarju in se je pokrivalo s kvartarnimi sedimenti.

Vuzeniški neotektonski jarek (1) predstavlja pogreznjen blok, ki ima smer jugozahod—severovzhod. Zapolnjen je s kvartarnimi sedimenti. Med prelomi je najbolj značilen labotski ob zahodnem robu raziskanega ozemlja. Njegova smer je severozahod—jugovzhod, premiki ob njem pa so bili vertikalni in horizontalni. Vertikalno premikanje je bilo škarjasto. To dokazuje pogreznjeno severozahodno Pohorje, kjer so prišle na površje nizkometamorfne kamenine; nasprotno pa jugozahodni blok labotskega preloma jugozahodno od Slovenj Gradca predstavlja dvignjeni blok, kjer je na površju gnajs. Obratni premiki so na jugovzhodnem koncu labotskega preloma, v okolici Vitanja. Tam predstavlja dvignjeno jugovzhodno Pohorje severovzhodni blok preloma, pogreznjene vzhodne Karavanke pa njegov jugozahodni blok. Horizontalni premik ob labotskem prelomu je bil »desni«; metamorfna podlaga Vzhodnih Alp se je premaknila proti jugovzhodu za kakšnih 20 kilometrov. Labotski prelom predstavlja staro tektonsko cono, ki se je večkrat obnavljala. Njena aktivnost sega tudi v najmlajše kvartarno obdobje.

Naslednji je bistrski prelom, ki se razteza v smeri sever—jug severozahodno od Mute. Pogreznjeno je njegovo vzhodno krilo. Selniški in lovrenški prelom omejujeta severni, oziroma južni rob ribniško-selniškega tektonskega jarka. Ob falskem prelomu, ki ima smer sever—jug, je pogreznjeno vzhodno krilo. Obstajajo še številni prelomi v različnih smereh, vendar jih je zaradi narave kamenin in vegetacije težko identificirati. Verjetno je ob prelomih v smeri ENE—WSW nastal vuzeniški neotektonski jarek. V vzhodnem delu raziskanega ozemlja teče izrazit prelom v isti smeri po dolini Radojine in seka ribniško-selniški tektonski jarek.

Zgodovina nastajanje ozemlja

V uvodu smo zapisali, da se je metamorfoza kristalinika na našem ozemlju začela že v predkambriju, oziroma v času bajkalske orogeneze. Pozneje se je obnavljala v kaledonsko-variscinem geotektonskem ciklusu. Na širšem kontinentalnem prostoru se je smer NW—SE geoloških struktur uveljavila v Balt-skem ščitu in v Ukrajinskem ščitu. Ozemlje med tema dvema ščitoma je prekrita z mlajšimi plastmi, vendar so bile verjetno te strukture razširjene na širšem območju Evrope. Na območju Kaledonidov v Veliki Britaniji in na severozahodnem delu Baltskega ščita, v vzhodni Grenlandiji in na Spitzbergih so se razvile strukture v smeri SW—NE. Ta smer je verjetno segala na širše evropsko ozemlje, pa tudi na naše območje, ko so bile preoblikovane starejše bajkalske strukture iz smeri NW—SE v smer SW—NE.

V variscinem obdobju se je v posameznih delih Evrope ohranila kaledonska smer SW—NE, ponekod (Pireneji, Ural) pa se je obnovila starejša (bajkalska)

smcr. Na raziskanem območju so se ohranile strukture kaledonske smeri, kar dokazujejo devonske plasti. Gubanje in rahla metamorfoza teh skladov sta verjetno vezana na bretonsko orogenetsko fazo. Na skici struktur (sl. 14) metamorfnih kamenin se izražata dve smeri lineacije, NW—SE in SW—NE. Proti koncu variscičnega geotektonskega ciklusa, verjetno v času sudetskih in asturijskih orogenetskih premikov so se staropaleozojski filitoidni skrilavci narinili verjetno od juga proti severu. Te premike je spremljal nastanek gub in prelomov v smeri W—E. Vpliv variscične orogeneze na metamorfnu zaporedje se kaže največ v lomljenju (drobljenju) in retrogradni metamorfozi.

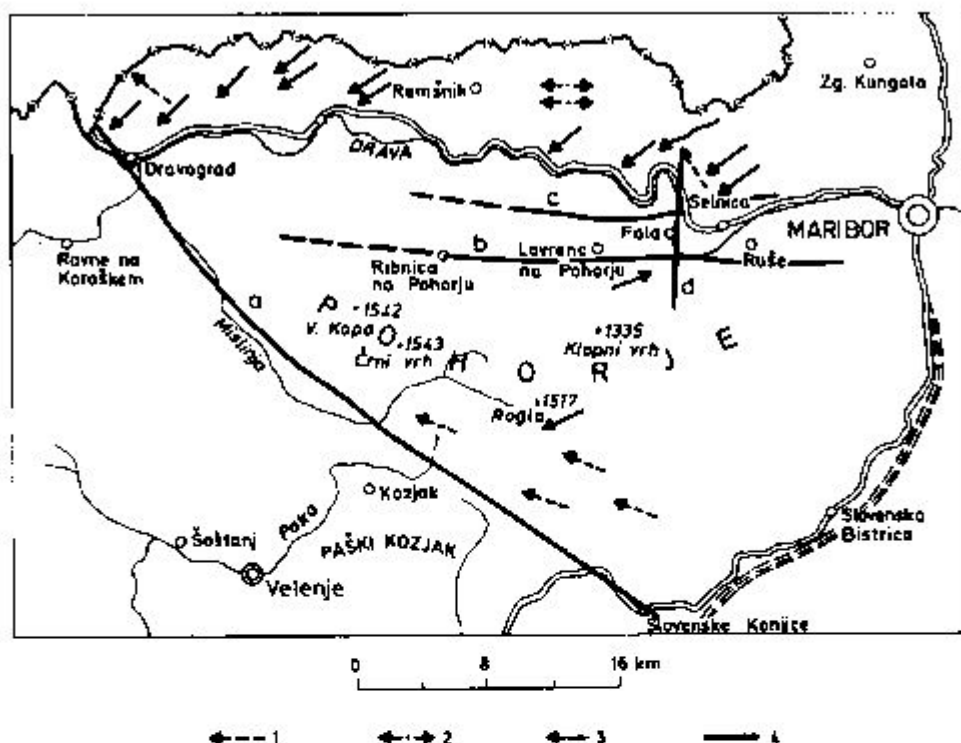
Na prehodu iz variscične orogeneze v alpidski geotektonski ciklus se je na širšem prostoru nadaljevala bajkalska in kaledonska vrsta struktur. Na njunem kontaktu so nastajale v mladovariscičnem obdobju labilne vmesne cone v smereh W—E in N—S. Posamezni deli nekaterih labilnih con so bili remobilizirani, npr. del južnega Pohorja ob labotskem prelomu, kjer so se obnovile starejše strukture NW—SE. V tej smeri se razprostira tudi pohorski tonaliti masiv. Centralnoalpidski kristalinih se je podiral v obliki plošče proti jugu in je stiskal alpidski geosinklinalni prostor, od koder so se potem narivali nanj mezozojski skladi. V širšem prostoru, to je v severnih Karavanah, se je remaniški pokrov ponovno narival in luskal prek triadnih skladov. Premikanje te plošče je imelo širše posledice na področju Alp in Dinaridov. Na koncu je intenzivna radialna tektonika v neogenu povzročila nastanek tektonskih jarkov na raziskanem ozemlju, v kvartarju pa je ob obnovljenih prelomih v vseh smereh dala osnovne morfološke oblike današnjega reliefa.

Geološko zgodovino Dravske doline bi mogli strniti takole: Zaporedje predkambrijskih eugeosinklinalnih sedimentov z vložki vulkanskih gabroidnih kamenin je bilo v bajkalski orogenezi nagubano in metamorfozirano verjetno do faze ektinitov. Nastale so lineacije in gube v smeri NW—SE.

Med srednjeordovicijskimi sedimenti (filitoidi) je hiatus; zato dogajanje ne moremo slediti kontinuirano. Ordovicij karakterizira epikontinentalna sedimentacija in nastajanje peščenjaka, glinastih sedimentov ter posameznih plasti laporastega apnenca in apnenca. To obdobje je spremljal kisli subsekventni vulkanizem starejših Kaledonidov, ki je nastajal verjetno v zvezi s takonsko orogenetsko fazo. Takrat bi moglo priti tudi do migmatitizacije spodnjega dela metamorfnega zaporedja, ki je bil takrat še v ektinitnem stadiju, in do spremembe smeri bajkalskih struktur.

V silurju in spodnjem devonu se je sedimentacijski prostor poglobil in prešel v eugeosinklinalo z inicialnim magmatizmom. Nastali so diabazi in pelitni tufi. Geosinklinalni nemir se je pojavil že na prehodu v variscično obdobje, ki ga spremljamo na tem ozemlju do devona. Vulkanskemu delovanju je sledil nastanek apnenih grebenov, med katerimi so se usedali flišu podobni sedimenti (drobnik). Proti koncu devona, verjetno pod vplivom bretonske orogenetske faze, so bili ti skladi nagubani in metamorfozirani v facies zelenega skrilavca. Gube so imele še vedno smer SW—NE. Istočasno je verjetno prišlo v podlagi do nadaljnje migmatitizacije, ko je nastal tudi pegmatitni gnajs kot končni produkt granitoidne anatexijske taline. Takrat je bilo kratonizirano to ozemlje.

Nadaljnega razvoja geoloških dogodkov do permotriade ne moremo slediti kontinuirano. Po določenih znakih sklepamo, da so bili na kratonizirano podlago odloženi karbonski sedimenti (ohranjeni so v okolici Gradca). Njihova



Sl. 14. Skica generalnih smeri lineacije in gub v metamorfnih kamninah.

Fig. 14. General direction of the lineation and folds in metamorphic rocks

- 1 Bajkalska in alpska (obnovljena bajkalska) smer
Baikalian and Alpine (renewed Baikalian) direction
- 2 Kaledonska in starejša variscišna smer
Caledonian and early Variscan direction
- 3 Mlajša variscišna smer
Late Variscan direction
- 4 Važnejši prelomi a) labotski, b) lovrenški, c) selniški, d) falski
Important faults a) Labot fault, b) Lovrenc fault, c) Selnica fault, d) Fala fault

narava kaže na orogenetske premike; nastali so hkrati s sudetsko-asturijskimi orogenetskimi premiki, ko sta se narinila dravograjski in remšniški pokrov in ko se je diafotiritiziralo spodaj ležeče metamorfn zaporedje.

Permotriadni sedimenti kažejo na epikontinentalno sedimentacijsko okoliš z obilo kisika. Južno od kontinentalnega praga, na območju današnjih Karavank (?), pa je bila istočasno formirana geosinklinala. Permotriadni sedimenti so se usedali na staropaleozojske filitoidne. To dokazuje, da takrat erozija še ni razkrila spodnjega dela metamornega zaporedja.

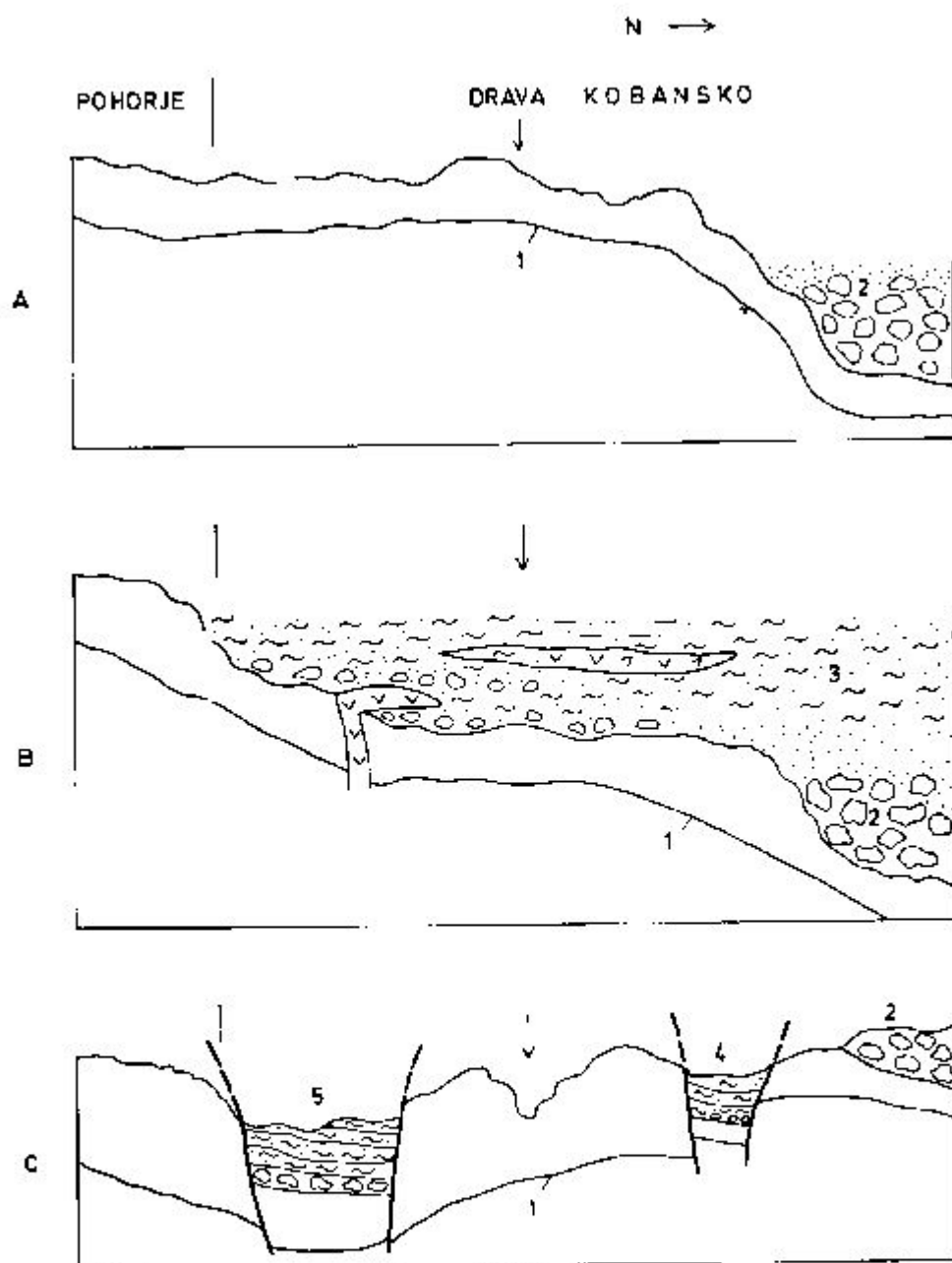
Večji del Vzhodnih Alp je bil v mezozoiku dvignjen; morska sedimentacija je zajela to ozemlje le v srednji triadi in v zgornji kredi. V srednji triadi je prevladovala plitvodna karbonatna sedimentacija, v senoncu pa plitvodna

sedimentacija klastičnega materiala s precejšnjo količino drobcov metamorfnih kamenin. Sledilo je pelagično sedimentacijsko okolje, kjer so živele foraminifere. Apnena breča z obilo rudistnih fragmentov kaže na prvotne apnene grebene, ki so bili nato erodirani.

Konec krede se je ozemlje ponovno dvignilo; močna erozija je trajala do burdigala in jo razrušila mezozojski pokrov. Burdigalski sedimenti sestoje namreč izključno iz metamorfnih kamenin. Intenzivna vertikalna dviganja posameznih blokov so pospešila erozijo, na drugi strani pa fluvialni transport in usedanje erodiranega debeloklastičnega materiala v depresije. Zdi se, da je bil najprej pogreznjen severni, oziroma severovzhodni del terena (vpliv mladosavske orogenetske faze).

V burdigal-helvetu se je sedimentacijski prostor širil proti jugozahodu (sl. 15). Severno od raziskanega ozemlja, v Avstriji, so se sedimentirale na burdigalske radeljske plasti direktno ivniške plasti, istočasno pa so se na jugu usedale direktno na metamorfnu podlago lovrenške plasti, ki so podobno kot ivniške plasti, fluvio-limničnega izvora. Sedimentacijski prostor se je širil zaradi reaktiviranih prelomov v metamorfni podlagi in pogrezanja blokov ob njih. Te dogodke je spremljal tudi dacitni vulkanizem (štajerska orogenetska faza). Na Pohorju je bil že erodiran debel paket metamorfnih kamenin in se je tonalit že pokazal na površju, kar dokazujejo njegovi prodniki v helvetskem konglomeratu. Ni bilo mogoče ugotoviti natančnega časa narivanja mezozojskih skladov iz Karavank na vzhodnoalpske metamorfne sklade. Verjetno se je narivanje začelo pred helvetom, najbolj intenzivno pa je bilo posthelvetsko narivanje. Helvetski sedimenti na tem ozemlju namreč ne vsebujejo mezozojskih karbonatnih prodnikov. Na drugi strani pa leže na območju Raven na Koroškem tektonske krpe zgornjetriadnih skladov na helvetskih sedimentih, kar dokazuje posthelvetsko narivanje. Ta, najmlajša faza narivanja je bila verjetno povzročena z dviganjem Karavank in nato z gravitacijskim drsenjem odtrganih gmot prek plastične terciarne podlage proti severu. Vertikalna premikanja so se nadaljevala v pliocenu in kvartarju in so imela glavni vpliv na končno morfološko oblikovanje ozemlja.

- A Situacija v burdigalu
In Burdigallan time
- B Situacija v burdigal-helvetu
In Burdigallan-helvetian time
- C Današnja situacija
Recent development stage
- 1 Podlaga
Metamorphic basement
- 2 Radeljske plasti
Radlje beds
- 3 Ivniške plasti
Ivnik (Elbísvald) beds
- 4 Kapelska sinklinala
Kapela syncline
- 5 Ribniško-selniški tektonski jarek
Ribnica-Selnica fault trough



Sl. 15. Paleogeografska skica sedimentacije burdigalsko-helvetskih sedimentov
 Fig. 15. Paleogeographic features of the Burdigalian and Helvetian deposits

Geologic Structure of the Drava Valley between Dravograd and Selnica

Pero Mioč

Geološki zavod, Ljubljana, Farmova 33

The Drava River Valley between Dravograd and Selnica is a fault trough, except the section Ožbolt-Fala which is developed by stream erosion due to particular structural conditions. The river valley is built up mainly of a metamorphic basement consisting of two units: a higher metamorphosed Precambrian gneiss-actinite unit and a weakly metamorphosed Paleozoic phyllitoid unit. The metamorphism set in during the Baikalian orogeny and continued during the Caledonian-Variscan orogeny. During the Sudetic-Asturian orogeny, however, the phyllitoid unit has been thrust up over the gneiss-actinite unit giving rise to its retrogressive metamorphism. The phyllitoid unit consists of the quartz-sericite phyllite and Magdalensberg series. From the marmorized calcareous intercalations of the latter, Lower Devonian conodonts have been determined previously. The original Mesozoic sedimentary cover of the metamorphic basement has been removed in Late Cretaceous and Early Tertiary time. The Burdigalian elastic deposits, accumulated in the basins formed on the sunken blocks, have been derived from the metamorphic rocks only. There some klippes composed of Mesozoic rocks rest on the metamorphic basement. It is supposed, that they are erosional remnants of a nappe driven from the Karavanke Mountains i.e. from south to north.

The history of the Drava Valley development

The Drava Valley trends generally west-east. It is 53 km long, the air line distance being 38 km. The difference in elevations between Dravograd and Selnica amounts to 65 meters. On the contrary the hydraulic gradients of the tributaries flowing into the Drava rectangularly from the north and the south, are very high, as the differences in the elevations between their heads and mouths are 200-900 meters. This proves a strong neotectonic uplifting of the blocks they cross. No accumulations take place there except the Bistrica stream.

At Vuzenica the Drava paleocurrent produced a sharp meander southwards into the Ribnica-Lovrenc fault trough. Here, then, the river was able to continue its way eastwards. In early Quaternary time, however, the area south of Vuzenica was upheaved, forcing the river to flow at Vuzenica eastwards directly. Subsequently the narrow Ožbolt-Fala river channel has been cut

through a fault block as it was slowly upheaved there. As soon as the river came upon the Faia fault, it took advantage of the shattered zone curving sharply towards south. In this way it reached again the Ribnica-Lovrenc fault trough trending west-east.

The relations of the metamorphic rocks of the Drava Valley to geological history

Although the stratigraphic relations of the metamorphic sequence could not be explained in whole, the following way of metamorphism is generally recognized:

1. The phase of ectinites has given mica schists and phyllitoids during the Baikalian orogeny extending from the pre-Cambrian into early Cambrian time.
2. The phase of migmatization yielding gneiss, mica schist, biotite-chlorite schist, and chlorite-amphibole schist. It is believed that the migmatization has taken place during the Taconic orogeny in late Ordovician.
3. The metamorphism of Ordovician-Silurian-Devonian phyllitoids during the Bretonian orogeny.
4. The phase of the retrograde metamorphism. Diaphthorite and proper phyllonite have developed between the early and late Carboniferous (Sudetic-Austrian orogeny).
5. The phase of vertical displacements. In some labile zones a remobilization developed. Along the southern border of the Pohorje Mountains an intrusion of tonalite took place. (? Laramian, Helvetian and Sava orogenies).

The metamorphic sequence

The Eastern Alpine valley, developed by the erosion of the Drava River, is for the most part made up of regionally metamorphosed rocks. Between Dravograd and Selnica there two metamorphic units are recognized. The lower consists of gneiss, eclogite, amphibolite, mica schist, and chlorite-amphibole schist. In the upper unit, which is considerably thinner, phyllitoids prevail.

In the lower unit two series could be distinguished regarding the metamorphic grade, i.e. a gneiss series and an ectinite series. The former occurs mainly in the southern valley-side slope and the latter north of the Drava River. The stratigraphically lower gneiss series shows biotite-muscovite, banded, augen, and pegmatite gneisses, and many other gneissic rock types that are transitional in character of these varieties as well as of mica schist. Its lower levels are characterized by eclogite lenses grading into amphibolite. In the upper levels, however, amphibolite and marble occur. A passing from gneiss to biotite-muscovite schist advances progressively in upward direction. The ectinite series consists of garnet-mica schist passing upwards into staurolite mica schist. They contain marble and amphibolite lenses. In the upper part of these series biotite-chlorite schist and chlorite-amphibole schist occur with amphibolite and uralitized diabase.

The top of the metamorphic sequence is formed of different phyllitoid rock varieties. Quartz-sericite phyllite associated with calc-schist, grayish blue marble and quartz metaporphry prevail.

Over the quartz-sericite phyllite the so called Magdalensberg series has been thrust up. The lower part of the overthrust is made up of dark gray and black phyllitoid schist, in the upper part, however, reddish violet and greenish phyllitoid schist appears including diabase sills, and a conodont-bearing crystalline limestone as well.

The age of the metamorphic sequence could not be determined indisputably. The metamorphic rocks of Drava Valley are considered to be a part of the metamorphic complex extending for long distances westwards into the Central Alps. In the east they subside steplike into the great Pannonian basin and crop out in Eastern Serbia. In the area south of the Tauern window the age of gneiss and mica schist measured by radiometric dating amounts to 500, 300, and 65 million years. The age of metamorphic rocks lying beneath the early Paleozoic beds in Hungary amounts to 950, 582, and 400 million years (S. Borsini et al. 1973, 519—571). In Eastern Serbia pre-Cambrian rocks occur and there the age of Cambrian beds is based on fossil content (G. Wein, 1969, 404—407).

The geologic relations of the Drava Valley resemble those mentioned above. Consequently a pre-Cambrian-Eocambrian age of the gneiss and eclogite series could be supposed. The metamorphism would seem to have taken place during the Baikalian orogeny late in the pre-Cambrian time and in the early Cambrian.

From the epimarble included in phyllitoid rocks of adjacent Austria, a brachiopod form has been determined by Neugebauer (1970, 23—93). G. Riehl-Herwisch (1970, 195—214), however, assigned the phyllitoids of the Magdalensberg series to the Caradocian and Wenlockian stages. By the conodonts preserved in phyllitoid rocks in our territory, a Lower Devonian age of Magdalensberg series is evidenced (P. Mioč, and A. Ramovš, 1973, 135—136). The phyllitoids range, therefore, from Ordovician to Devonian according to their fossil content.

The sedimentary cover

The metamorphic basement is overlain by Permo-Triassic quartz sandstone. The stratigraphic position of an dolomitic erosional remnant associated with quartz keratophyre at Puščava is unclear. A Middle Triassic age is supposed. On the Ostri Vrh erosional remnants of a nappe made up of Carnic limestone and marl as well as of Noric dolomite occur. To the Cretaceous period belong many erosional remnants of the Senonian sandy marl, calcareous sandstone, micrite limestone, and calcareous breccia. Miocene sedimentary rocks are of a molasse character including some dacite and dacitic tuff. Quaternary deposits form long, narrow discontinued terraces along the Drava River.

The structural features

The structure of the Drava Valley consequent upon thrust faulting shows the following units:

- a) the block structure of the metamorphic basement,
- b) Variscan nappes,
- c) the klippe of Ostri Vrh,
- d) Tertiary basins.

a) The block structure of the metamorphic basement is formed by thrust faulting of NE—SW, NW—SE, and N—S directions. The well known Labot fault extending NW—SE bounds the Dravograd block to SW. Eastwards follow the Bistrica syncline, the Eastern Kobansko anticline, and the Lovrenc block. Due to an uplifting of different intensities, various metamorphic rocks of these blocks have been brought to the surface. In the eastern blocks, there gneiss occurs on the surface, while mica schist, chlorite-amphibole schist, and other rocks of low-grade metamorphism have been removed.

b) Over the metamorphic basement, phyllitoid schists have been thrust up. The overthrusting is associated with phyllonitization and retrograde metamorphism of the underlying rocks.

c) In the area of Ostri Vrh there an erosional remnant of the Upper Triassic limestone and dolomite occurs underlain by phyllitoid schists, Permo-Triassic sandstone, and Cretaceous deposits. It owes its origin to the thrust faulting from the Karavanke Mountains.

d) In Burdigalian-Helvetian time a spread of the sea advanced from the north-east over the Central Alpine land. During the neotectonic evolution some fault blocks have been displaced by negative movements. In the depressed areas there Burdigalian and Helvetian deposits could be preserved from the erosion. In this way Kapla syncline, Ribnica-Selnica fault trough, and Vuzenica neotectonic trough have been developed.

Literatura

Anderle, N. 1970, Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Antelles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. *Geologija*, 13, 116—132, 2 tab., Ljubljana.

Bogdanov, A., Muratov, M. V., Šatski, N. S. 1964, Tektonika Evrope. *Medžur. geol. kongr. Izd. «Nauka» — «Nedra»*, 365, 121 sl., Moskva.

Borsi, S., Del Moro, A., Sassi F. P. & Zirpoli, G. 1973, Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. *Memorie della società geologica Italiana*, 12, (1973), 549—571, 6 sl., 10 tabel, 1 tab., Pisa.

Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schönenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. Carinthia II, Mitt. Naturwissensch. Vereines für Kärnten, 133:73, 23—51, Klagenfurt.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciat. *Geologija* 13, 35—90, 10 sl., 29 tabel, Ljubljana.

Fritsch, W. 1962, Von der «Anchi» zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. Sonderdruck aus der *Geol. Rdsch.*, 52, 202—210, Stuttgart.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija* 14, 187—217, 4 sl., 8 tab., Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. *Geologija* 16, 245—270, 1 sl., 6 tab., 1 tabela, Ljubljana.

Kieslinger, A. 1923, Aufnahmebericht über Blatt Unterdrauburg, Verhandl. *Geol. B. A.* 40—44, Wien.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. *Verh. d. Geol. B.—A.* 101—110, Wien.

Kollman, K. 1965, Jungtertiär im steirischen Becken. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57:2 (1964), 379—632, Wien.

- Mehnert, K. R. 1971, Migmatites and the origin of granitic rocks. Developm. in Petrology I, Elsevier publ. comp. X + 405, 139., 14 tabel. Amsterdam.
- Melik, A. 1957, Slovenija 2, Štajerska s Prekmurjem in Mežiško dolino. Izd. Slovenska matica, 595, 224 sl., Ljubljana.
- Mioč, P., Ramovš, A. 1973, Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak-Gebirge (Posruck), westlich von Maribor (Zentralalpen). Bull. sci. Acad. Yougosl., (A), 17/7—8, 135—136, 2 sl., Zagreb.
- Neugebauer, J. 1970, Altpaläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im Südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). Ostalpen-Tektonik II Geotekt. Forsch., 35, 23—93, Stuttgart.
- Neugebauer, J., Kleinschmidt, G. 1971, Ansatz zu einer echten Stratiographie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. Z. Deutsch. Geol. Ges., 122 (1970), 113—122, Hannover.
- Planinc, M. 1971, Hipurina favna iz Stranic pri Konjicah, Razprave Slov. akad. znan. umet., 14/3, 241—264, 22 sl., 10 tab., Ljubljana.
- Purtscheller, F., Sassi, F. P. 1975, Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps. T.M.P.M. Tscherms Min. Petr. Mitt., 22, 175—199, 5 sl., Wien.
- Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije, Prvi jugoslovanski geološki kongres (Bled 1954), 73—82, 1 karta, Ljubljana.
- Rankama, K. 1966, Dokembrij Kanadi, Grenlandii, Britanskih Ostrovov i Spicbergenia. Izd. Mir, 383, 21 sl., 15 tabel, Moskva.
- Riehl-Herwirsch, G. 1970, Zur Altersstellung der Magdalensberger-Serie Mittelkärnten Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 195—214, Wien.
- Rijavec, L. 1965, Izdanka krednih sedimentov severovzhodno od Prelog pri Slov. Konjicah. Geologija 8, 119—120, Ljubljana.
- Rutten, M. 1972, Geologija zapadne Evrope. Izd., »Mir«, 445, 303 sl., 19 tabel, Moskva.
- Schaffer, F. X. 1951, Geologie von Österreich. Zweite veränderte Auflage. Izd. Franz Deuticke, XV + 810, 97 sl., 3 kart, Wien.
- Sidorenko, A. V., Tenjakov, V. A., Rozen, O. M., Zuk-Počekutov, K. A., Gorbačev, O. V. 1972, Para- i orioamfiboliti dokembrija. Izd. »Nauka«, 209, 58 sl., 43 tabel, Moskva.
- Sikošek, B. 1971, Tolmač geološke karte SFR Jugoslavije 1:500 000. Izd. Zvezni Geološki zavod, 56, Beograd.
- Thiedig, F. 1968, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitt. Naturwiss. Vereines für Kärnten, 152/72, 21—45, Klagenfurt.
- Thiedig, F., Klusmann, D. 1974, Limnische Oberkarbon an der Basis der postvariskischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich). Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ., 43, 79—84, Hamburg.
- Thiedig, F., Char, M., Densch, P., Klusmann, D. & Seeger, M. 1975, Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens — Österreich. Verhandl. d. Geol. B. A., 269—279, Wien.
- Vetters, H. 1922/23, Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete 1:750 000. Geol. B. A., Nachdruck 1968, Wien.
- Vetters, H. 1937/47, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Geol. B. A., 351, Wien.
- Wein, G. 1969, Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 13, 399—436, 3 karte, Budapest.
- Whitten, E. H. T. 1966, Structural Geology of folded rocks. Rand Mc. Nally — Comp., XIV + 670, 487 sl., 13 tabel, Chicago.
- Zaridze, G. M., Tairišvili, N. F. 1974, Petrologija metamorfičkih obrazovanj severnogo sklonu Boljšogo Kavkaza. Izd. »Mecniereba«, 200, 40 sl., 40 tabel, Tbilisi.

UDK 551.761 (497.12/13) Delnice = 863

Triadne plasti na listu Delnice The Triassic Beds on the Delnice Sheet

Stevo Dozet

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

List Delnice pokriva slovensko-hrvatsko obmejno območje ob reki Kolpi. Avtor obravnava vprašanja, ki so se pojavila pri njegovem terenskem delu na triadnih površinah lista. Glavni problem je kronostratigrafska razdelitev. Ker triada ni razvita v amonitnem faciesu, si je treba pomagati z ustreznimi fosili drugačnih oblik, predvsem s školjkami, foraminiferami in algami. Težave povzroča tudi enak klastično-karbonatni razvoj skitskih in karnijskih plasti. Avtor je uvrstil klastične in karbonatne kamenine neposredno pod zgornjetriadnim dolomitom v juljsko in tuvalske podstopnje po analogiji s podobnimi plastmi v sosednjem Gorskem kotaru. Noriško-retske plasti so najbolj razširjena triadna formacija na slovenskem delu lista. Zaradi pomanjkanja ustreznih fosilov jih ni mogoče razdeliti na noriško in retsko stopnjo. Onkoidni horizont, debel poldrugi meter in megalodontidni horizont, debel nekaj metrov določata le spodnji del zaporedja, ki ustreza norškemu dolomitu.

The Delnice sheet covers the Slovene-Croatian borderland. The Kolpa river is a natural boundary between both countries. The author deals with the questions that arose during his field-work in the region of the Delnice Sheet. The main problem concerning the chronostratigraphic division of the Triassic beds is the lack of ammonoid fauna. Biostratigraphically significant ammonites should be supplemented, therefore, by shells, algae, and foraminifers. An additional difficulty results from similar lithologic characteristics of the Scythian and Carnian beds; both appear in clastic and carbonate facies. The clastic-carbonate sedimentary rocks underlying conformably the Upper Triassic dolomite have been ranged into Julian and Tuvanian substages by analogy with the similar beds in the adjacent Gorski Kotar area. The Norian-Rhaetian strata are the most widespread Triassic formation in the Slovene part of the Delnice Sheet. They could not be separated into the Norian and Rhaetian stages as no corresponding fossils have been found. In the lower part of this sequence, however, an onkoid key horizon, one and a half meter thick, as well as a megalodontid key horizon some meters thick have been identified indicating Norian dolomite.

Uvod

Raziskave triadnih plasti na listu Delnice so del projekta »Mezozoik Slovenije«, ki ga financira Raziskovalna skupnost Slovenije. Naloga prve faze je bila, zbrati in dopolniti do sedaj objavljena in neobjavljena dela o razvoju triadnih plasti na listu Delnice. V ta namen smo poleg literature, navedene v seznamu, pregledali rokopisna poročila v arhivih Geološkega zavoda Ljubljana, Katedre za geologijo in paleontologijo v Ljubljani, Slovenske akademije znanosti in umetnosti v Ljubljani, Rudnika rjavega premoga Kočevje in Instituta za geološka istraživanja v Zagrebu. Posebno pozorno smo iskali podatke o nahajališčih javne, da bi postavili biostratigrafsko zaporedje triadnih plasti. Določili smo ustrezne profile za nadaljnje terenske raziskave in fotografirali značilne izdanke triadnih plasti. Opozorili smo tudi na nerešena vprašanja na listu Delnice s predlogom, kje naj se naprej raziskuje in po kakšnih metodah.

Sedimentološko je vzorce analizirala M. Silvester, mikropaleontološko pa L. Šrihar. Pri kartiranju sta z nosilcem naloge sodelovala B. Aničič in L. Ferjančič.

Geografski položaj lista Delnice

List Delnice M 1 : 100 000 se imenuje po kraju Delnice, središču Gorskega kotara. Sestoji iz 16 sekcij M 1 : 25 000 in obsega 1472 km² površine. Njegov manjši del pripada Sloveniji, večji pa sosednji Hrvaški. Naravno mejo obeh delov tvori reka Kolpa. Tako leži slovenski del lista Delnice med Kolpo na jugu in vzporednikom Babna polica-Jelendol-Zeljne na severu. Z vzhodne strani ga omejuje črta Laze-Rajhenau-Knežja Lipa, z zahodne pa linija Babna polica-Praprotna draga-Paravičeva miza. Po dogovoru med Geološkim zavodom Ljubljana in Institutom za geološka istraživanja v Zagrebu kartirajo slovenski geologi sekcije Prezid (1), Cabar (2), Kočevje (3), Mozelj (4), Kočevska reka (7) in Skrilj (8) s skupno površino 532 km².

Ozemlje lista Delnice je po geološki zgradbi del Zunanjih Dinaridov. Sestoji v glavnem iz permskih, triadnih, jurskih, krednih in terciarnih sedimentov. V apnencu in dolomitu, ki sta daleč najbolj razširjeni kamenini, so se razvile številne kraške oblike kot so žlebovi, škrape, vrtače, kraška polja, kraške jame, reke ponikalnice, kraški izviri in ponori. Relief je sorazmerno dobro razvit. Negativni relief tvorijo kraška polja Kočevja, Mozlja in Kočevske reke, Zajčje polje in Babno polje ter globoko vrezano korito reke Kolpe. Bregovi reke Kolpe in njenega pritoka Cabranke so zelo strmi in ponekod prehajajo celo v kanjon. Najbolj izrazit pozitivni relief predstavljata Kočevsko pogorje z vrhovi Ledenk (1068), Mestni vrh (1034), Suhi hrib (1005), Srnjak (1002), Nekt (977) in Nagelbihel (918) ter gorski niz z vrhovi Cerh (1190), Stajnvand (1141), Krokar (1119) in Krempa (942). Posebno pester je mikorelief, ki ga tvorijo številne vrtače, grape, doline, drage in manjše vzpetinice.

Hidrografska mreža je slabo razvita. Stalna površinska rečna tokova sta Kolpa in njen severni pritok Cabranka. Vsi drugi vodni tokovi, izviri in manjša jezera so periodični; vodo dobivajo samo občasno, to je spomladi in jeseni ter ob večjih nalivih. Največja reka ponikalnica je Rinža, ki teče po površju med Dolgo vasjo in Mozljem.

Dosedanje raziskave

Ozemlje lista Delnice je prostorsko odmaknjeno in velja za manj razvito. Na prvi pogled tudi geološko ni zanimivo, saj so ga do nedavna obiskovali le redki raziskovalci. Poleg tega so se starejši avtorji na listu Delnice ukvarjali predvsem z mlajšim paleozoikom. Bili so celo prepričani, da spodnjetriadne in srednjetriadne plasti v Gorskem kotaru sploh niso bile odložene in da zgornja triada leži transgresivno na mlajšem paleozoiku. Takšne razmere so po njihovem mišljenju posledica dolge emerzije od zgornjega paleozoika do zgornje triade (M. Salopek, 1960, 1961 in M. Herak, 1962).

Po drugi svetovni vojni so hrvaški geologi prvi spoznali, da so v Gorskem kotaru poleg paleozojskih skladov pomembne tudi triadne plasti. Znana so predvsem dela M. Heraka (1957), M. Salopeka (1960, 1961), Z. Đurđanovića (1967), A. Sušnjara (1967), Lj. Babića (1968) in B. Ščavničarjeve (1973).

Na slovenskem delu lista se je v tem času dotaknil triadne problematike C. Germovšek (1953, 1955). A. Ramovš (1970, 1973) je v okviru preučevanja zgornjepermskih plasti v Sloveniji raziskal tudi del triadnih plasti na listu Delnice. Za korelacijo so pomembne raziskave S. Buserja (1960) in M. Pleničarja (1970) na sosednjih listih Postojna in Ribnica.

Sistematične regionalne raziskave, ki jih spremljajo tudi vse vrste laboratorijskih raziskav, so se na slovenskem delu lista Delnice pričele šele leta 1973. B. Aničić, L. Ferjančič in S. Dozet so skartirali sekcije Prezid, Kočevje in Mozelj. Vendar je na njih od triadnih plasti razvit le noriško-relski dolomit, tako da kartiranje še ni zajelo glavne triadne problematike.

F. Foetterle (1855) je prvi preučeval paleozojske sklade okoli Mrzlih Vodic. Obravnaval je tudi triadne plasti; rdeči in zelenkasti peščeni skrilavec in peščenjak, ki se v zgornjem delu menjavata z dolomitom, je štel v spodnjo triado na podlagi lege pod srednjetriadnim in zgornjetriadnim dolomitom in apnencem.

Leta 1873 je izšel 6. list F. Hauerjeve pregledne geološke karte Avstroogrške monarhije v merilu 1:576 000. Karta pokriva tudi ozemlje lista Delnice. Po tej karti so najstarejši skrilavci in peščenjaki zgornjega karbona, na njih pa ležijo werfenske plasti. Veliko razprostranjenost imajo apnenci srednje triade, označene pa so tudi zgornjetriadne plasti.

G. Stache je kartiral na Dolenjskem, Notranjskem in Primorskem v letih 1858 do 1889. Leta 1889 je izšlo njegovo najpomembnejše delo o geoloških razmerah primorskih dežel Avstroogrške. Geološka karta obsega poleg Istre in Dalmacije še vso Notranjsko in Dolenjsko. Triada je na njej razdeljena na spodnji, srednji in zgornji del.

V. Vogl (1913) je obravnaval geologijo področja Lokve-Crni lug-Delnice. Rdeče klastite, ki ležijo na paleozojskih kameninah, je imenoval rabeljske plasti sklicujoč se na njihovo lego; prehajajo namreč postopno v glavni dolomit, ta pa postopno prehaja v lisni dolomit. Pri Fužinah je avtor omenil skrilavec s fosilnimi ostanki, verjetno s školjko *Myacites jassyensis* Wissmann in glede na to dopustil razvoj spodnje triade v Gorskem kotaru.

O. Kaduč (1913) je geološko kartiral področje med krajema Platak in Gerovo. V rdečem glinastem skrilavcu, peščenjaku in konglomeratu z vložki la-

porja in dolomitnega apnenca sicer ni našel favne, vendar je celotno zaporedje po analogiji uvrstil v rabelj. Ločil je tudi zelo razprostranjeni zgornjetriadni dolomit in na njem liasni dolomit. O. Kaduč (1918) je pisal tudi o geoloških razmerah ozemlja med Čabrom in Gerovim. Opisal je paleozojske in rabeljske plasti, zgornjetriadni dolomit in liasni apnenec.

H. Protzen (1932) je osvetlil geološke razmere v kočevskem premogovniku in njegovi širši okolici. Vse triadne plasti z manuskriptne geološke karte Črnomelj-Kočevje je imel za mlajše formacije, predvsem za kredo. Pestri lapor v okolici Mozlja je štel v triado kot ekvivalent velikotrnških skladov; omenil pa je tudi werfenske sklade pri Kočevski reki.

F. Uršič (1932) je opisal karbonske, triadne, jurske in kredne plasti v okolici Kočevja. Triadne plasti je delil na:

- a) lapor in laporasti skrilavec
- b) temno sivi finožrnati peščenjak z vložki belega apnenca (kasijanske plasti), beli in belkasto sivi apnenec, ter dolomit.

K prvi skupini je štel rdeči in zelenkasto sivi glinasti sljudnati skrilavec in lapor med Zgornjim Mozljem in Nemško Loko ter v okolici Kočevske reke. Peščenjak z vložki belega apnenca med Sv. Ano (828), Onekom in Zgornjim Mačkovecem je označil kot kasijarski. Podoben peščenjak je našel pri Rogatem hribu. Med Knežjo lipo in Rajndolom ter pri Kočevski reki je omenil triadni dolomit.

F. Koch (1932) je izdal geološki karti Sušak-Delnice in Ogulin-Stari trg 1:75 000. Karti zajemata skoraj ves Gorski kotar. Naslednje leto je napisal tolmač k omenjenima geološkima kartama, kjer je med drugim obravnaval tudi werfenske, karnijske in noriške plasti.

H. Vettiers (1933) je sestavil geološko karto Avstrije in sosednjih območij. Na njej je prikazal rdeči skrilavec in peščenjak ter dolomitne polce kot zgornjo triado. Tolmač h karti je izšel 1937. leta in ponovno leta 1947.

C. Germovšek (1953, 287) je kartiral sekcije Trebnje, Novo mesto in Kočevje na listu Novo mesto. Med Mozljem in Knežjo lipo je našel, da so mladopalceozojski sedimenti obdani z ozkim prekinjenim pasom rabeljskih plasti. Nad njimi sledi konkordantno glavni dolomit, ki prehaja v jurski dolomit in apnenec. Rabeljski facies z rdečim skrilavcem in dolomitnim laporjem nastopa le ponekod, drugje na Kočevskem pa je rabelj razvit dolomitno. Avtor je domneval, da so ohranjeni tudi ostanki werfena.

V delu o razvoju mezozoika v Sloveniji je C. Germovšek (1956, 36) trdil, da na Kočevskem ni mendolskega dolomita niti drugih anizičnih usedlin, medtem ko je na Dolenjskem velik del karnijske stopnje razvit dolomitno. Pozneje je še enkrat poročal o geoloških razmerah v okolici Banjaloke ter med Mozljem in Knežjo lipo (C. Germovšek, 1961). Spoznal je, da nad perm-skimi skladi leže erozijsko-tektonsko pisani klastični rabeljski sedimenti, ki so jih prej uvrščali v spodnjo triado. Vse klastite in dolomitne plasti, ki jih konkordantno pokriva glavni dolomit, je prištel v rabeljsko stopnjo, kar je utemeljil s konkordantno lego plasti in s primerjavo enakih razmer v Gorskem kotaru.

Z biostratigrafijo in paleogeografijo triade v Jugoslaviji, zlasti v hrvaškem delu Dinaridov, se je precej ukvarjal M. Herak (1962, 1967, 1973). Preučeval

je predvsem alge in njihove ostanke (M. Herak, 1957, 1965, 1966) na Kočevskem. V širši okolici Kočevja, ki predstavlja nadaljevanje Gorskega kotara proti severozahodu, je C. Germovšek (1957, 33) našel alginе ostanke na dveh krajih v okolici Knežje lipe. Gre za nahajališči Pekel na poti severozahodno od kote 525 in severno od Rimskega.

V svojem delu o triadi Jugoslavije je M. Herak (1962, 301) pisal o emerziji Gorskega kotara in okolice Kočevja v času spodnje in srednje triade. V Gorskem kotaru in v okolici Kočevja leže po avtorjevem mnenju (1962, 301) karnijske plasti transgresivno na starejšem paleozoiku.

M. Salopek (1960) je opisal zgornji paleozoik v okolici Mrzle Vodice in Crnega luga. Obravnaval je tudi »stratigrafski okvir« zgornjega paleozoika ter v triadnem zaporedju razlikoval rabeljske plasti in glavni dolomit. Kot posebno Gorskega kotara je poudaril odsotnost spodnje in srednje triade.

M. Salopek (1961a) je raziskoval tudi geološko zgradbo okolice Gerova. Rabeljske plasti je predstavil kot facies rdečega skrilavca, ki vsebuje peščenjak in dolomit. Ločil je tudi glavni dolomit. Istega leta nas je M. Salopek (1961b) seznanil še s »paleozojskim prodorom« okolice Smrečja, Tršča in Čabra v Gorskem kotaru. Tudi tu (1961b, 244) ležijo pisane rabeljske plasti transgresivno na paleozoiku. Plasti spodnje in srednje triade niso razvite, v krovni rabeljskih plasti je glavni dolomit.

B. Sinkovec (1961) se je ukvarjal s problematiko Hg-rudišča Tršče v Gorskem kotaru. Stratigrafske podatke je povzel po M. Salopeku (1949).

B. Berce (1962) je razčlenil triado v zahodni Sloveniji na skitsko, anizično, ladinsko, karnijsko, noriško in retsko stopnjo.

L. Bojanič in E. Fritz (1963) sta v okviru geoloških in hidrogeoloških raziskav na področju Crnega luga na podlagi litologije ločila v karnijskih plasteh dve skupini sedimentov. Pri tem sta poudarila, da ta meja nima stratigrafskega pomena, temveč samo praktični. Pozneje pa sta B. Ščavničar in A. Šušnjara (1963) ugotovila, da se litološka meja ujema s kronostratigrafsko mejo med skitsko in karnijsko stopnjo.

S. Buser (1966) je v slovenskih zunanjih Dinaridih v vzorcu iz srednjega dela glavnega dolomita določil algin ostanek kot vrsto *Sphaerocodium hornemannii* Rothpletz.

Z. Đurđanović (1976) je prikazal triadne sedimente severozahodno od Fužin, kjer je določil spodnjetriadno vrsto *Anodontophora fassaensis* Wissm. Enak fosil je določen v sedimentih zahodno od Mrzle Vodice. Triadni sedimenti so na obeh krajih razviti klastično-dolomitno in dolomitno.

B. Ščavničar in A. Šušnjara (1967) sta geološko, petrografsko in paleontološko dokumentirala spodnjo triado na področju Lokve-Gerovo. Reševala sta tudi problem razmejitve triadnih in zgornjepaleozojskih plasti. S pomočjo sedimentopetrografskih metod sta diferencirala spodnjetriadne in litološko podobne zgornjetriadne klastične usedline. Ločila sta dve skupini sedimentnih kamenin. Spodnja skupina pripada spodnji triadi in ponekod mogoče prehaja v srednjo triado. Zgornja skupina pripada karnijski stopnji. Meja med spodnjetriadnimi in karnijskimi plastmi je jasno izražena z naglo spremembo tipa sedimentacije; pogosto je na meji razvit konglomerat, ki vsebuje prodnike spodnjetriadnega dolomita.

Lj. Babič (1968) je našel nova območja spodnjetriadnih in transgresivnih zgornjetriadnih plasti. Njegova interpretacija geoloških razmer v vzhodnem delu Gorskega kotara je enaka interpretaciji raziskovalcev zahodnega dela Gorskega kotara.

A. Ramovš (1970) je naštel stratigrafske in tektonske probleme triade v Sloveniji. Podal je tudi (A. Ramovš, 1973, 379) biostratigrafske značilnosti triadnih plasti v Sloveniji in opozoril na poglobitve težave pri kronostratigrafski razčlenitvi triade, ker le-ta ni povsod razvita v amonitnem faciesu.

B. Ščavničar (1973) je razpravljala o triadnih klastitih v Gorskem kotaru. Avtorica je s pomočjo petrografske in mineraloške analize ločila klastične plasti spodnje triade in karnijske stopnje, ki so jih prvotno uvrščali v spodnji del zgornje triade. Njena razmejitev temelji na strukturi detritičnega sedimentacijskega materiala, študiju njegovega izvornega območja in sedimentacijskega okolja.

S. Dozet (1974, 1975) je poročal o pričetku geološkega kartiranja na listu Delnice. Kartiranje je v začetni fazi zajelo le majhen del triadnih plasti; zato je ostalo vprašanje glede spodnje in srednje triade še naprej nerešeno. Zanesljivo je identificiral karnijske in noriško-retske plasti.

Nahajališča fosilov

Nahajališča fosilne favne in flore so v triadnih plasteh na ozemlju lista Delnice zelo redka. To še posebej velja za njegov slovenski del, kjer je le v noriškem dolomitu nabrano nekaj skromne favne in flore. V starejši literaturi sta s tega območja znani in opisani le dve nahajališči alge *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz. Našel ju je C. Germovšek, alge pa je določil M. Herak (1957, 33). V Gorskem kotaru na Hrvaškem je v triadnih plasteh nabrano mnogo več favne in flore kot na Kočevskem. Favna in flora sta najdeni v spodnjetriadnih in zgornjetriadnih sedimentih, karnijski bazalni konglomerat pa vsebuje prodnike z ladinskimi algami. Pri rednem kartiranju tega ozemlja za Osnovno geološko karto SFRJ smo odkrili sicer nekaj novih nahajališč favne in flore, vendar le v zgornjetriadnem dolomitu. Treba bo še bolj temeljito preiskati spodnjetriadne in karnijske plasti, ker so bile le-te razčlenjene le na podlagi lege in litološkega opisa.

Nahajališča fosilov v zgornjetriadnem dolomitu

M. Herak (1957, 33) je določil algine ostanke v vzorcih zgornjetriadnega pasovitega dolomita kot *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz. Primerke je nabral C. Germovšek v okolici Rajndola in Knežje lipe na Kočevskem. Gre za nahajališči

1. severno od Rimskega
2. Pekel na poti severozahodno od kote 525

M. Herak je opisal geološke razmere na Kočevskem podobno kot v Gorskem kotaru. Tudi tu leži na klastičnih karnijskih kameninah dolomit. Obe zgoraj navedeni nahajališči z alginimi ostanki sta prav v tem dolomitu.

3. Nahajališče onkoidov pri Cabru leži dober kilometer severozahodno od Cabra. Onkoidi so najdeni v pasovitem plastovitem zgornjetriadnem dolomitu nad Križovo drago blizu tektonskega kontakta triadnih in jurskih plasti. Našel jih je L. Ferjančič pri geološkem kartiranju.

4. Gorači je edino znano nahajališče onkoidov v triadnih plasteh na sekciji Prezid. Leži ob avtomobilski cesti Prezid-Cabar 1 km jugozahodno od cestnega odcepa proti Gerovemu. Našel ga je avtor v cestnem vsoku pod hribčkom Kujšli (912 m) v svetlo sivem in sivem pasovitem dolomitu.

5. Pri Kurji vasi (Novi kot) je našel avtor prvo nahajališče megalodontid v zgornjetriadnih plasteh na Kočevskem. Leži ob gozdni cesti Kurja vas-Banova dolina. V manjši peščeni jami približno 0,5 km severno od Kurje vasi se v močno zdrobljenem sivem dolomitu nahaja približno 1 do 1,5 m debela plast temno sivca plastovitega (20 do 25 cm) pasovitega dolomita, ki predstavlja pravo grobnico sorazmerno drobnih megalodontid.

6. Severozahodno od Mozlja je za prvim velikim levim ovinkom na desni strani v zgornjetriadnem dolomitu manjša peščena jama, malo nižje v dolini pa večji peskokop. Dolomit je svetlo siv in bel ter siv in temno siv, večidel pasovit. Algine ostanke je našel avtor v sivem dolomitu peščene jame ter v sivem in belem dolomitu v skrajnem severozahodnem delu peskokopa.

Stratigrafski pregled

Stratigrafsko in kronostratigrafsko je razčlenilo triadne plasti na listu Delnice že več avtorjev. Svojo razdelitev pa so razložili v glavnem litološko in superpozicijsko, manj pa so jo dokumentirali s fosili.

Triadno zaporedje sedimentnih kamenin, debelo 1500 do 2000 m, leži na paleozojskih skladih, navzgor pa prehaja postopno v liasni dolomit in apnenec. Vendar niti spodnja niti zgornja meja še nista kronološko dovolj natančno določeni zaradi pomanjkanja ustreznih fosilov. Celotno skladovnico smo razdelili na skitsko, karnijsko in noriško-reitsko stopnjo.

Skitska stopnja. Na manuskriptnih geoloških kartah Lož—Čabar in Kočevje—Crnomelj sta označena dva werfenska pasova. Prvi se razteza od Rajndola proti Mozlju, Kočarjem in Kačjem potoku ter spremlja ločasti izdanek ziljskega skrilavca. Na njem leži spodnetriadni dolomit. C. Germovšek, A. Ramovš in K. Grad (1968) so werfenske sedimente prikazali kot rabeljske v tektonskem stiku s srednjepetmskimi (trugkofelskimi) plastmi. Rabeljske plasti prehajajo v zgornjetriadni dolomit. Drugi pas werfenskega skrilavca je na omenjenih manuskriptnih kartah vrisan ob treh krpeh ziljskega skrilavca južno in jugovzhodno od Kočevske reke. Pri Banjaloki pa sta poleg werfenskega skrilavca prikazana tudi spodnetriadni dolomit in apnenec. Geološke razmere med Kočevsko reko in Banjaloko se po C. Germovšku, A. Ramovšu in K. Gradu razlikujejo od omenjenih manuskriptnih geoloških kart v tem, da je werfenski skrilavec prenaknjen v rabelj, spodnetriadni dolomit v zgornjo triado, medtem ko spodnetriadni apnenec sploh ni razvit.

Plasti skitske stopnje kažejo na ozemlju slovenskega dela lista Delnice enoličen razvoj. Predstavljata jih dve kamenini, peščenjak in dolomit. Starejša literatura navedena sicer tuji spodnetriadni apnenec, vendar se je pri našem karti-

ranju pokazalo, da gre za jurski in spodnjekredni apnenec. Peščenjak je vijoličasto rdeč, rumenkast, redkeje modrikasto zelen, drobnozrnat in finoizrnat s prehodi v alevrolit. Povečini je tankoploščast in lističast. Tu in tam vsebuje tudi precej drobne sljude, ki je pa na oko niti ne opazimo.

Peščenjak vsebuje svetlo sivi, rumenkasti, rožnati, rdečkasti in modrikasto zeleni dolomit različne zrnivosti. V glavnem gre za dolomitne pole in vložke. Nekoliko več ga je v spodnjem delu skitskih plasti, kjer kaže jasno plastovitost. V lezikah dolomitnih plasti se ponekod dobi sljuda.

V plasteh skitske stopnje nismo našli določljivih fosilnih ostankov. Stratigrafsko smo jih uvrstili le po sedimentnopenetrografskih lastnostih in po legi.

Karnijska stopnja. Plasti karnijske stopnje niso popolno razvite; manjkajo kamenine cordevelske podstopnje. Na manuskriptnih geoloških kartah Lož—Cabar in Črnomelj—Kočevje je sicer prikazano nekaj «cassianskih» plasti pri Ravnah, Friedrichsteinskem gozdu, Rogatem hribu, Oneku in Lazah, vendar je očitno, da gre v vseh teh primerih za jurske in spodnjekredne plasti.

Dokaj pestro pa je razvita julijsko-tuvalska podstopnja. Njene plasti navadno spremljajo skitske usedline, vendar so bolj razširjene. Dobimo jih na kontaktu s spodnjeskitskim pasom pri Mozlju in Rajndolu ter v kompleksu zgornjepalcozojskih in skitskih plasti med Kočevsko reko in Banjaloko. Razkrite so tudi ob občinski cesti Cabar—Parg, kjer pisani julijsko-tuvalski klastiti postopno prehajajo v noriški dolomit. Vendar tudi njihova uvrstitev temelji le na litostratigrafiji in konkordantni legi pod zgornjetriadnim dolomitom ter na primerjavi s podobnimi plastmi v Gorskem kotaru na Hrvaškem, kjer so naši sosede uspeli dokumentirati te plasti tudi s fosili.

Bazalni del julijsko-tuvalskih plasti sestoji iz konglomerata, ki je vijoličasto rdeč, redkeje sivkasto rdeč. V njem prevladujejo karbonatne oblike. Konglomerat ponekod prehaja v brečo.

Više sledi peščenjak, povečini rdeč, ponekod sivkasto rdeč ali celo siv. Je drobnozrnat in finoizrnat. Pripada glinenčevemu peščenjaku s kalcitno dolomitno glinasto osnovo. V njem prevladujejo kremenova zrna precej pa je glinenčevih zrn. Menjava se z laminiranim kremenovim peščenim meljevcem.

Na peščenjaku leži rdeči, sivkasto rdeči in redkeje sivi glinovec. Pogosto je peščen in laporast, tako da prehaja v peščeni glinovec in peščeni laporasti glinovec.

V srednjem delu julijsko-tuvalskih plasti je rdeči in redkeje sivi lapor. Povečini vsebuje precej Mg-karbonata in prehaja v dolomitni lapor.

Zgornji del julijsko-tuvalskih klastitov vsebuje vložke dolomita in postopno prehaja v noriški dolomit. Julijsko-tuvalski dolomit je siv, rdečkasto siv, ponekod tudi rdeč. Rdečkasto barvo povzroča železnato glinasta snov med zrni in v razpokah. V strukturnem pogledu gre najpogosteje za dolomikrit, čim bolj se pa približujemo noriškemu dolomit, sta vse pogostejša dolosparit in dolomikrosparit. Dolomit je ponekod laminast, pasovit in celo stromatoliten. Pogosto je peščen, v spodnjem delu močno laporast s prehodi v dolomitni lapor.

Debelina julijsko-tuvalskih sedimentov močno variira. Ocenjena je na 100 do 150 m.

Noriška in retska stopnja. V triadnem zaporedju so te plasti na listu Delnice daleč najbolj razprostranjene. Obsegajo sorazmerno velike površine na sekcijah



Sl. 1. Prezidanska dolina zgrajena iz zgornjetriadnega dolomita. Pogozdeni griči na obeh straneh doline sestoje delno iz jurskega apnenca in dolomita

Fig. 1. Prezid Valley is made up of Upper Triassic dolomite. The wooded hills at both flanks of the valley consist partly of Jurassic limestone and dolomite

Prezid, Cabar, Kočevska reka, Mozelj in Škrilj. Najmanj jih je na sekciji Kočevje, kamor sega le okrog 0,5 km² velika krpa noriškega dolomita. Na sekciji Prezid se razteza pas noriško-retskega dolomita od Kozleka proti Debelemu hribu (sl. 1). Ta pas pride na sekcijo Prezid s sosednjih listov Postojna in Ribnica. Dolomit nato izgine pod aluvij in pliocensko rdečkasto rjavo ilovico Babnega polja. Stevilni manjši izdanki noriško-retskega dolomita v ilovici Babnega polja nam pričajo o dolomitni podlagi tega polja. Okrog 1 do 1,5 km širok blok dolomita se razteza po Prezidanski dolini proti Kozjemu Vrhu, pri Novem kotu pa se dolomit zajeda v obliki klina proti Korošču. Najdemo ga dalje na sekciji Cabar na območju Podpreska—Trata in zahodno od Čabra. Večje površine zavzema dolomit med Mozljem in Rajndolom, v okolici Banjalo, med Kočevsko reko, Borovcem in Brigo ter pri Stalcerjih. Končno moramo omeniti še noriško-retske dolomitne bloke pri krajih Rajhenau in Onek ter na Zajčjem in Mozeljskem polju.

Na listu Delnice se dolomit ne da ločiti na noriško in retsko stopnjo. Z ostanki alg in megalodontid je dokumentiran le spodnji del celotnega zaporedja. Po alginih ostankih, ki jih je našel C. Germovšek in določil M. Herak (1957) ter po naših najdbah enakih oblik gre za 1 m do 1,5 m debel



Sl. 2. Noriško-retske plasti Parga. Menjavata se svetlo sivi laminasti stromatolitni dolomit in temno sivi zrnati dolomit

Fig. 2. Parg beds at the crossroad Prezid—Čabar and Gerovo—Parg. Alternation of Norian-Rhaetian light gray laminated stromatolite dolomite and dark gray granular dolomite

onkoidni horizont v vrhnjem delu spodnjega člena dolomitne formacije. Pri Kurji vasi (Novi kot) smo v dolomitu našli tudi nekaj metrov debel megalodontni horizont. Ves fosilni material priča, da spodnji člen noriško-retske formacije pripada noriški stopnji, ki jo gradi tudi v tem delu Slovenije pasoviti zgornjetriadni dolomit.

Litostratigrafsko smo noriško-retski dolomit razdelili na dva dela. Spodnji del sestoji iz sivega, svetlo sivega, temno sivega in črnega, povečini drobnozrnatega in fino-zrnatega, tu in tam debelozrnatega dolomita. Najpogostejši je mikritni dolomit, redkejša sta mikrosparit in sparit. Dolomit je v spodnjih nivojih debeloplastovit (40 do 250 cm) v zgornjem delu pa srednje debeloplastovit (25 do 40 cm). Gre za dobro znani pasoviti in ponekod stromatolitni zgornjetriadni dolomit. Onkoidi v njegovem vrhnjem delu govorijo za sediment plitvega morja. Debelina tega člena znaša 500 m. Zgornji del je približno enako debel (sl. 2). Zanj je značilno menjavanje pasovitega dolomita, ki smo ga opisali v spodnjem delu, s temno sivim močno bituminoznim srednjezrnatim in debelozrnatim zelo pogosto kristalastim plastovitim dolomitom, ki postopno prehaja v liasni dolomit.

Problematika triadnih plasti

Poglavitna težava pri kronostratigrafski razčlenitvi plasti na listu Delnice je v tem, da triadne plasti niso razvite v amonitnem faciesu. Manjkajo torej ortostratigrafski podatki. Zato bomo morali razviti parastratigrafijo do te mere, da bo nadomestila amonitno ortostratigrafijo. V parakronologiji so hrvaški geologi pri kronostratigrafski razdelitvi triadnih plasti Gorskega kotara s pridom uporabili parakronologijo s školjkami, algami in foraminiferami. V parakronologiji se marsikje v Sloveniji kažejo vidni uspehi s konodonti, vedno večji pomen pa imajo tudi foraminifere, alge in druge skupine. Težavo predstavlja tudi dejstvo, da so na listu Delnice skitske in julijsko-tuvalske plasti razvite zelo podobno. Klastične in karbonatne kamenine obojih plasti se praktično težko ločijo. Tukaj bomo prav gotovo morali uporabiti izkušnje naših sosedov v Gorskem kotaru, kjer se B. Ščavničarjeva in drugi razčlenili klastično-karbonatno zaporedje s pomočjo mikroskopskih raziskav kamenin in težkih mineralov, granulometričnih raziskav, fizikalno-kemičnih določitev kalcita in dolomita, primerjave vrednosti pH in mineralov glin. Primerjava naših razmer z dognanji M. Salopeka (1961a, b), M. Heraka (1971, 1973), B. Ščavničarjeve (1973), A. Sušnjara (1973), Z. Durdanovića (1967) in drugih v Gorskem kotaru bo pospešila naše delo pri reševanju triadne problematike.

Eno od osnovnih vprašanj se postavlja glede obstoja plasti skitske stopnje. Na manuskriptnih geoloških kartah Lož—Cabar in Črnomelj—Kočevje so werrfenske plasti (skitska stopnja) sicer prikazane, vendar so jih poznejši raziskovalci imeli za rabeljske. Ne prva niti druga uvrstitve pa ni bila dokumentirana s fosili. Pri kartiranju za Osnovno geološko karto SFRJ smo naleteli na manjšo krpo plasti, za katere smo po sedimentnopedrografskih lastnostih ugotovili, da gre za kamenine julijske in tuvalske podstopnje. Po drugi strani pa je znano, da so v sosednjem Gorskem kotaru skitske plasti dokazane s fosili (Z. Durdanović, 1967, B. Ščavničar in A. Sušnjara, 1967, Lj. Babić, 1968). Iz vsega navedenega vidimo, da gre za kompleksno vprašanje spodnjetriadnih plasti; če so razvite na listu Delnice, jih bo treba dokazati s fosili, litološko in kronološko razčleniti ter določiti njihov stik s spodaj ležečimi paleozojskimi in zgoraj ležečimi julijsko-tuvalskimi plastmi. Po biostratigrafskih in litostratigrafskih podatkih bomo prikazali še paleogeografske razmere in sedimentacijsko okolje v času nastajanja teh sedimentov.

Na ozemlju lista Delnice srednjetriadne plasti danes niso znane. Nekateri raziskovalci predpostavljajo, da so bile tod odložene, ker so našli njihove prodnike v bazalnem konglomeratu julijsko-tuvalskih plasti. V teh prodnikih sta B. Ščavničarjeva in A. Sušnjara (1967, 104) našla ladinski algi *Diplopora annulata* Schafhäutl in *Macroporella beneckeii* (Salomon).

M. Herak (1962, 301) je pisal o spodnjetriadni in srednjetriadni emerziji v Gorskem kotaru in v okolici Kočevja. Tudi drugi avtorji mislijo, da je bilo obravnavano ozemlje v srednji triadi kopno. Z novimi raziskavami bo potemtakem treba ugotoviti, če zgoraj našete predpostavke o srednjetriadnih plasteh držijo tudi za slovenski del lista Delnice.

Na manuskriptnih geoloških kartah so cassijanske plasti prikazane vzhodno od Srednje vasi, v Friedrichsteinskem gozdu, Rogatem hribu, Oneku in Lazah.

Toda v naštetih krajih nismo mogli najti plasti cordevolske podstopnje; gre za mlajše, jurske in spodnjekredne plasti. Na vsak način nam bodo šele nadaljnje raziskave dale dokončen odgovor, kaj je s cordevolskimi plastmi v slovenskem delu ozemlja lista Delnice.

Zgornjetriadne plasti se na listu Delnice ločijo v klastični in dolomitni facies. Po razširjenosti močno prevladuje dolomitni facies. Težavo pa predstavlja tako v klastičnem kakor tudi v dolomitnem razvoju pomanjkanje določljive vodilne favne. Poleg tega so si spodnjetriadni in karnijski klastiti zelo podobni in povsod na obravnavanem ozemlju nastopajo skupaj. To je zavedlo večino raziskovalcev v zmoti; nekateri so uvrstili klastični razvoj v celoti v spodnjo triado, drugi pa so ga prišteli zgornji triadi. Tako so na manuskriptnih geoloških kartah Lož—Cabar in Črnomelj—Kočevje v triadi ločeni spodnjetriadni klastiti, dolomit in apnenec, na njih naj bi ležala srednjetriadni in zgornjetriadni apnenec in dolomit. Po F. Kochu (1932, 1933) pa klastične plasti, ki ležijo na zgornjem paleozoiku Gorskega kotara, pripadajo karnijski stopnji. H. Protzen (1932) je uvrstil pisani lapor v karnijsko stopnjo. M. Salopek (1949, 1960) je klastično-karbonatni kompleks sedimentov, ki leži na mlajšem paleozoiku in postopno prehaja v zgornjetriadni dolomit, uvrstil v karnijsko stopnjo. C. Germovšek (1962) je razlikoval na Kočevskem mlajšepaleozojske in transgresivno na njih ležeče karnijske plasti ter zgornjetriadni dolomit. Germovškovo triadno kronostratigrafsko lestvico za Kočevsko je povzel A. Ramovš (1966), ki je svoje raziskave sicer osredotočil na paleozoik, vendar se je pri tem moral dotakniti ozkega pasu prikamenin.

L. Bojanić in F. Fritz (1962) sta v okviru geoloških in hidrogeoloških raziskav na področju Crnega Luga ločila znotraj klastičnih karnijskih plasti dva litološko različna kompleksa sedimentov. Avtorja sta sicer poudarila, da ima ta meja samo praktični pomen kot litološka meja, vendar se je pozneje izkazalo, da gre obenem za kronološko mejo plasti skitske in karnijske stopnje. B. Ščavničarjeva in A. Sušnjara (1967) sta po petrografskih in mineraloških kriterijih ločila spodnjetriadne in na njih transgresivno odložene karnijske sedimentne kamenine. Avtorja sta dokazala, da se karnijske in spodnjetriadne plasti po mineraloško petrografskih karakteristikah in pogojih nastanka bistveno razlikujejo med seboj, čeprav so si na videz zelo podobne po barvi ter po menjavanju klastičnega in karbonatnega razvoja. Bazalni karnijski konglomerat vsebuje prodnike paleozojskih ter spodnjetriadnih in srednjetriadnih kamenin. Poleg tega leže karnijske plasti na različno stari podlagi in tip sedimentacije se hitro spreminja. Vse to govori za njihovo transgresijo. S petrografskimi in mineraloškimi analizami bo treba znotraj klastičnega kompleksa tudi pri nas ločiti spodnjetriadne plasti od zgornjetriadnih ter zbrati material za utemeljitev karnijskih podstopenj. Nadalje moramo rešiti problem klastično-karbonatnega kompleksa pod noriškimi dolomiti in odgovoriti na vprašanje, ali res pripada tudi del dolomita h karnijski stopnji (C. Germovšek, 1961).

Kljub sorazmerno veliki razprostranjenosti zgornjetriadnega dolomita se ga doslej ni dalo razčleniti ter potegniti spodnje in zgornje meje noriške in retske stopnje zaradi njunega enoličnega razvoja in odsotnosti vodilne favne. Algini ostanki in megalodontide zaenkrat še niso določeni. Treba je še naprej nabirati fosile zlasti megalodontide in poskusiti z mikroraziskavami.

Literatura

- Babić, Lj. 1968, O trijasu Gorskog kotara i susjednih područja. Geol. vjesnik 21, 11—18, Zagreb.
- Babić, Lj. 1970, *Sphaerocodium* or onkoids from the Upper Triassic dolomite of Western Yugoslavia. Geol. vjesnik 23, 11—20, Zagreb.
- Berce, B. 1962, Rasčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati 5. savet. geol. FNRJ 1, 155—163, Beograd.
- Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 141, Stuttgart.
- Buser, S. 1966, Starost plasti z alge *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz v slovenskih zunanjih Dinaridih. Geologija 9, 385—391, Ljubljana.
- Buser, S. in Ramovš, A. 1968, Razvoj triadnih skladov v slovenskih zunanjih Dinaridih. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov 1, 33—43, Ljubljana.
- Dozet, S. 1974, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Delnice. Geologija 17, 503—504, Ljubljana.
- Dozet, S. 1975, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Delnice. Geologija 18, 388—389, Ljubljana.
- Đurđanović, Z. 1967, Prilog poznavanju donjeg trijasa u Gorskome kotaru. Geol. vjesnik 20, 107—111, Zagreb.
- Đurđanović, Z. 1968, Eine neue Form von *Trocholites* aus den karnischen Ablagerungen südwestlich von Vojsko (Slowenien-Jugoslawien). Geol. vjesnik 21, 105—111, Zagreb.
- Flügel, F., Kirchmayer, M. 1962, Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1962/63, 113—137, Stuttgart.
- Foetterle, F. 1855, Geologische Untersuchungen des croatischen Küstenlandes. Jb. Geol. R. A. 6/2, 417—418, Wien.
- Germovšek, C. 1953, Obvestilo o geološkem kartiranju lista Novo mesto 1 (Trebnje), 2 (Novo mesto), 3 (Kočevje) v letih 1950 in 1951. Geologija 1, 284—288, Ljubljana.
- Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Sentrupertom. Geologija 3, 116—135, Ljubljana.
- Germovšek, C. 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jug. geol. kongres (1954), 35—44, Ljubljana.
- Germovšek, C. 1961, O mlađepaleozojskih in sosednjih mezozojskih skladih južno od Kočevja. Geologija 7, 85—101, Ljubljana.
- Gušić, I., Jelaska, V., Nenadović, D. 1965, Prilog poznavanju vertikalne rasprostranjenosti trijaskih sferokodija. Geol. vjesnik 18/1, 123—131, Zagreb.
- Gušić, I. 1973, Stratigrafsko značenje mezozojskih dasikladaceja s obzirom na nove takse u Jugoslaviji. Geologija 16, 371—373, Ljubljana.
- Hauer, F. 1868, Geologische Übersichtskarte der Österreichischen Monarchie. Blat 6, Oestliche Alpenländer 1:567 000. Jb.d.k.k.R.A., Bd. 18, H. 1, 1—44, Wien.
- Herak, M. 1952, Značenje alge *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz za interpretaciju gornjeg trijasa u području Zagorske Mrežnice. Rad Jugosl. Akad. 289, 187 do 195, Zagreb.
- Herak, M. 1954, O geološkim prilikama područja Korane uzvodno od Slunja. Geol. vjesnik 5—7, 7—24, Zagreb.
- Herak, M. 1957, Novi nalazi sferokodija u Hrvatskoj i Sloveniji. Geol. vjesnik 10, 31—38, Zagreb.
- Herak, M. 1962, Trias de la Yugoslavia. Geol. vjesnik 15/1, 301—310, Zagreb.
- Herak, M. 1963, Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. Geol. vjesnik 18/1, 3—35, Zagreb.
- Herak, M. 1966, Die Kalkalgen in der Stratigraphie der Dinariden. Mitt. Geol. Ges., 58, 210—217, Wien.

Herak, M. 1971, Beitrag zur Rekonstruktion der orogenetischen Dynamik in den Dinariden Kroatiens. I. Simp. o orog. fazana u prostoru Europe (Beograd—Bor, 1970), 35—40, Beograd.

Herak, M. 1973, Novija istraživanja trijasa u Hrvatskoj. *Geologija* 16, 375—378, Ljubljana.

Herak, M., Bojanić, L. 1966, Revizija trijasa u području rijeke Korane između Barilovića i Slunja. *Geol. vjesnik* 19, 47—53, Zagreb.

Herak, M., Sokač, B., Ščavničar, B. 1967, Correlation of the Triassic in SW Lika, Paklenica and Gorski kotar (Croatia). *Geol. Sbornik Slov. akad. vied.* 18/2, 189—202, Bratislava.

Herak, M., Polšak, A., Gušić, I., Babić, Lj. 1970, Dynamische und räumliche Sedimentationsbedingungen der mesozoischen Karbonatgesteine im Dinarischen Karstgebiet. *Verh. Geol. B. A.* 4, 637—643, Wien.

Kadić, O. 1913, Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Platak und Gerovo. *Jahresbericht d. geol. R. A.* 1913, 55—58, Budapest, 1914.

Kadić, O. 1918, Die geologischen Verhältnisse des Cabrankatales und Risnjak Gebirges. *Jahresbericht Geol. R. A. Jahr.* 1916, 109—122, Budapest.

Koch, F. 1924, Geotektonische Beobachtungen im alpidinischen Grenzgebiete. *Zbor. rad. posv. J. Cvijiću*, 341—359, Beograd.

Koch, F. 1932, Geološka karta Delnice—Sušak M 1:75 000. *Izd. Geol. inst. kralj. Jugoslavije*, Beograd (1932 a).

Koch, F. 1932, Geološka karta Ogulin—Stari trg M 1:75 000. *Izd. Geol. inst. kralj. Jugoslavije*, Beograd (1932 b).

Koch, F. 1933, Tumač geološkim kartama Sušak—Delnice i Ogulin—Stari trg. Poseb. *izd. Geol. inst. kralj. Jugoslavije*, Beograd.

Kochansky-Devidé, V. 1967, Eine interessante Physoporella-Art (*Dasy-cladacea*) aus der Trias von Slowenien. *Geol. vjesnik* 20, 171—175, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V., Pantić, S. 1966, Meandrospira u donjem i srednjem trijasu i neki popratni fosili u Dinaridima. *Geol. vjesnik* 19, 15—29, Zagreb.

Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. *Mitt. Geol. Ges.* 5, 65—161, Wien.

Krebs, N. 1928, Die Geomorphologie von Hochkroatien und Unterkrain. *Jub. Sonderb. Zeitschr. Ges. Erdkunde.* 208—231, Berlin.

Kühn, O., Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. *Acta geologica* 5, 13—43, Zagreb.

Lehmann, E. 1933, Das Gottscheer Hochland. *Geogr. vestnik* 10, 195—196, Ljubljana.

Lipold, M. V. 1858, Bericht über die geologischen Aufnahmen im Unterkrain im Jahre 1857. *Jb. Geol. R. A.* 9/2, 257—276, Wien (1858 a).

Lipold, M. V. 1858, Die Eisensteinführenden Diluvial Lehme im Unterkrain. *Jb. Geol. R. A.* 9/2, 246—257, Wien (1858 b).

Pamić, J. 1968, Srednjetrijaski magmatizam u Dinaridima. *Prvi kol. o geol. Dinaridov* 1, 177—187, Ljubljana.

Pantić, S. 1965, *Clypeina besici* sp. nov. iz trijaskih sedimenata spoljašnjih Dinarida. *Geol. gl.* 4, 134—136, Titograd.

Pantić, S. 1966/67, *Turrspirillina minima* n. sp. iz trijaskih sedimenata Dinarida. *Vesnik* 24/25, Beograd.

Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta 1:100 000. Tolmač za list Postojna L. 33—77, Beograd.

Protzen, H. 1930, Die geologische Betrachtungen über Gottschee. *Jub. Festb. Gottsch.* 600 Jahrg. Kočevje.

Protzen, H. 1932, Das Tertiärbecken von Gottschee (Kočevje) in Unterkrain und seine morphologische Bedeutung. *Vesnik geol. inst. kralj. Jugosl.* 1/2, 69—123, Beograd.

- Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik 18, 139—171, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jug. geol. kongres, 73—83, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija 13, 159—175, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Geologija 16, 379—388, Ljubljana.
- Salopek, M. 1927, Geološko proučavanje i kartiranje u Sloveniji god. 1926. Geogr. vestnik 2, 153—156, Ljubljana.
- Salopek, M. 1949, Gornji paleozoik u okolini Mrzle vodice u Gorskom kotaru. Ljetopis Jug. akad. 55, 175—184, Zagreb (1949 a).
- Salopek, M. 1949, O gornjem paleozoiku u okolini Gerova i Tršća u Gorskom kotaru. Ljetopis Jug. akad. 55, 193—198, Zagreb (1949 b).
- Salopek, M. 1960, O gornjem paleozoiku u okolini Mrzle vodice i Crnog luga. Acta geologica 2, 121—132, Zagreb.
- Salopek, M. 1961, Geološka građa paleozojskog prodora okoline Gerova. Acta geologica 3, 104—107, Zagreb (1961 a).
- Salopek, M. 1961, Geološki odnosi paleozojskog prodora okolice Smrečja, Tršća i Čabra u Gorskom kotaru. Acta geologica 7, 243—252, Zagreb, (1961 b).
- Sikošek, B. 1958, Tektonski sklop jugoslovenskih južnih Alpi. Zbornik radova geol. inst. J. Žujović, 10, Beograd.
- Sokač, B. 1968, A new genus of calcareous algae from the Middle Triassic of Velebit. Geol. vjesnik 21, 207—212, Zagreb.
- Sokač, B. 1969, Paläostrukturen der Trias in dem Gebiete des Gorski kotar und des Velebitgebirges. Bull. sci. Cons. Acad. Yougosl. 14/5 6, 142—143, Zagreb.
- Stache, G. 1889, Übersicht der geologischen Verhältnisse des Küstenlandes von Österreich-Ungarn. Abh. Geol. R. A. Bd 13, Wien.
- Ščavničar, B. 1973, Klastiti triasa u Gorskom kotaru. Acta geologica Jug. akad. znan. umjet. 7/3, 105—160, Zagreb.
- Ščavničar, B. Šušnjara, A. 1966, Sur la présence de Trias inférieur dans la région de Gorski kotar en Croatie. Bull. sci. Cons. acad. Yougosl. 11/7—9, 173—174, Zagreb (1966 a).
- Ščavničar, B. Šušnjara, A. 1966, Nouvelle contribution sur la présence du Trias inférieur dans la région de Gorski kotar en Croatie. Bull. sci. Cons. acad. Yougosl. 11/7—9, 174, Zagreb (1966 b).
- Ščavničar, B. Šušnjara, A. 1967, Geološka i petrografska istraživanja trijaskih naslaga u Gorskom kotaru (područje Lokve—Gerovo). Geol. vjesnik 20, 82—106, Zagreb.
- Ščavničar, B. Šušnjara, A. 1968, Trias u Gorskom kotaru. III. simpozij dinarske asociacije 2, Zagreb.
- Šinkovec, B. 1961, Pojave elnabarita kod Tršća u Gorskom kotaru. Geol. vjesnik 14, 109—121, Zagreb.
- Šinkovec, B. 1970, Geology of the triassic bauxites of Ljika, Yugoslavia. Acta geologica Jug. akad. znan. umjet. 7, 5—58, Zagreb.
- Siebingner, C. 1953, Obvestilo o kartiranju lista Cerknica 1 in 2. Geologija 1, 283—282, Ljubljana.
- Šušnjara, M. Bukovec, J. Savić, D. 1967, Paleogeografski odnosi nakon taloženja anizičkih naslaga u području južne Like. Geol. vjesnik 20, 191—198, Zagreb.
- Šušnjara, A. Šinkovec, B. 1973, Stratigrafski položaj ležišta barita Gorskog kotara. Geol. vjesnik 25, 49—155, Zagreb.
- Uršić, F. 1932, Stratigrafski pregled slojeva u okolini Kočevja u Dravskoj banovini. Vjesnik geol. inst. kralj. Jugosl. 2, 83—106, Beograd.

Vetters, H. 1933, Geologische Karte der Republik Österreich und seinen Nachbargebieten, Wien.

Vetters, H. 1937, 1947, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten, Wien.

Vogl, V. 1913, Zur Geologie des Gebietes zwischen Lokve, Crni lug und Delnice. Jahresbericht d. geol. R. A. 1913, 62, Budapest.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges. 16, 1—273, Wien.

Žurga, I. 1938, Nekoliko iz geologije Dolenjske, »Dolenjska« 5—6, Ljubljana.

UDK 553.411 (43) = 20

The Adola Goldfield, Ethiopia Geology and Genetic Hypothesis

Milan Hamrla

Ministry of Mines, Energy and Water Resources
P. O. Box 486, Addis Ababa

The Adola goldfield area is built up of erosional remnants of Upper Precambrian rocks. Its tectonic setting, on a regional scale, is that of a mobile belt and can be interpreted by plate convergence. The source of gold, in this context, is believed to be ultramafic rocks of an ophiolitic suite which originated as flows extruded in the Upper Precambrian sea basin. It formed, together with the argillaceous-arenaceous sediments, the oceanic crust.

A tentative genetic interpretation of mineralization envisages the concentration of gold as a hydrothermal process extending over a considerable period of time. The solutions can be best explained as connate brines derived from trapped sea water. The saline fluids are believed to have been activated by burial when serpentinization and diagenetic sulfide mineralization have probably taken place. The onset of tectonism and anatectic granitic plutonism initiated the period of epigenetic hydrothermal events. An extensive hydrothermal system, involving reconstituted fluids, was set in motion, the main stage of metal mobilization probably having taken place during talc hydration metamorphism, the early epigenetic gold carrying sulfides precipitated by biogenically derived sulphur in permeable arenitic beds. Closing of the basin led to extensive physical deformation, continued plutonism, metamorphism and hydrothermal mobilization and remobilization, resulting in hypothermal precipitation of sulfides in structural dilatant sites, probably in a series of events, with gold incorporated in sulfides.

Some later rejuvenating plutonic and hydrothermal episodes may have followed, possibly associated with the Mozambiquan orogeny, which left a metamorphic imprint of 550 ± 100 Myr in the region.

Etiopska zlatorska pokrajina Adola sestoji iz erozijskih ostankov zgornjega dela predkambrijskih kamenin. Njeno zapleteno geološko zgradbo in metalogenezo je možno razložiti s konvergentnim razvojem po teoriji plošč. Izvor zlata bi v tem kontekstu mogli iskati v ultramafičnih kameninah ofiolitnega zaporedja, nastalega s podvodnimi izlivi lav različne sestave ter iz vmesnih glinastih in poščenenih sedimentov, ki so skupno sestavljali oceansko skorjo. Te kamenine so danes na območju Adole ohranjene v dveh meridionalnih pasovih z vložki granitov.

V Adoli gre za zlatonosne sulfide, nastale na različne načine, v raznih časovnih obdobjih in v več generacijah. Primarna nahajališča zlata so vezana izključno na zgornji del predkambrijskih kamenin. Hipoteza o mineralizaciji temelji na predpostavki, da je prvotni izvor zlata iskati v ultrabazičnih kameninah, ki izhajajo iz zemeljskega plašča. Koncentracija zlata pa je bila večfazni proces, ki se je pričel z metamorfozo kamenin. Metasomatoza — najprej serpentinizacija in nato steatitizacija z nastankom lojevca — je iz magmatskih silikatov in oksidov sprostila vrsto kovin, vključno zlato, ki so migrirale v raztopinah. Izvor raztopin je verjetno treba iskati v morski vodi, ujeti v porah sedimentov.

Pričetek tektonizma in anatektičnega magmatizma je uvedel hidrotermalne procese, pri katerih so raztopine, spremenjene z dodatkom CO_2 , prepajale in izluževale kamnine. Proces steatitizacije je sprostil kovine, ki so migrirale — verjetno kot kloridi — in v pelitsko-arenitskih sedimentih med učinkovanjem žveplovega vodika precipitirale v obliki sulfidov.

Med orogenezo in plutonizmom so nastale epigenetske kremenove žile s sulfidi in hipotermalna rudišča. Zlatonosni sulfidi železa in barvnih kovin so kristalizirali predvsem v prepustnih conah zaradi znižanja pritiska in temperature. Zlato se nahaja v sulfidih v trdni raztopini. V površinski coni se zaradi preperevanja sprosti iz oksidiranih sulfidov ter se v obliki lusk in tudi večjih skupkov zbira v koluviu in aluviju.

Contents

Introduction	249
Geological research	249
Regional geology	250
Geology of the Adola area	252
Lithology	252
Adola Group	252
Mormora Group	256
Structure	257
Origin	250
Timing of events	260
Field and Geochemical evidence of mineralization	261
Tula-Kajemiti — Demi Denissa area	261
Wollena Saucaro-Megado area	268
Demi Dama area	268
Quartz veins, skarns, pegmatites	266
Awata sulfide belt	268
Serpentinities	268
Summary	269
Discussion	270
Possible source and mode of occurrence of gold	270
Speculation concerning composition of mafic-ultramafic rocks	272
Hydrothermal alteration	273
Solutions: a review of possible media of transport	274
Possible stages of mineralization	276
Conclusion	279
References	280

Introduction

The alluvial and colluvial gold placers in the Adola area of Sidamo Province in southern Ethiopia — an subject of lively mining activity during the past four decades — originated from as yet little-known primary sources. The placers' characteristics indicated that the primary gold sources are very near and evidently scattered over a large area. Quartz reefs and veins have been occasionally visually examined for specks of gold, but proved disappointingly barren, prompting the notion that the primary deposits are not profitable to work. Since there is rich alluvium available in the valleys, no systematic attempt to trace the source of detrital gold upslope was ever undertaken.

The area is poorly exposed, deeply weathered and partly covered by rain forest. Nevertheless, considerable geological information has been gradually gathered during the last decade. Primary gold was recently found (1975) by chance at two localities, and excavations resulted in appreciable gold recovery. It is becoming increasingly clear that proper attention must be given also to primary gold sources and their colluvial derivatives in future development of the Adola goldfield.

This paper is an attempt to summarize the known information on the geology of the Adola mine area and to elaborate on its metallogeny. Little geochemistry work has been done. Quantitative abundance data on gold are extremely meagre, and those on rocks are practically non-existent. Because of the complexity of the geology, poor exposure, insufficient evidence and limited possibility for systematic research, the conclusions necessarily involve speculation. Considerably more geochemical and field information will be required before the origin, and the eventual economic importance of the primary sources, can be known.

Geological research

When the goldfield became known in 1936 it was alluvial gold that attracted attention, and exploration has been directed only to placers since then. Visible gold has been found in quartz pebbles in the alluvial gravel, and occasionally in scattered quartz float, prompting the view that auriferous quartz occurs in veins linked with certain lithologies. N. H. Van Dornick (1950) was the first to suggest, on field evidence, to test primary sources by deep drilling, and he recorded detailed geological sections along some larger placers west of Shakkisso.

D. Jelenc (1966) recognized that gold was associated with the group of rocks which he named Adola series. He produced a rough geological sketchmap of the goldfield, and suggested a genetic link between gold and amphibolitic rocks.

Hunting Geology and Geophysics Ltd. (1969) carried out a photogeological survey of the Sidamo area and provided valuable regional information.

C. F. Gilboy (1970) and A. M. Chater (1971) produced geological maps of the southern parts of the Adola area at 1:50 000 scale, and established the first lithostratigraphic subdivision of the Precambrian there. Their work provided fundamental data for the understanding of the regional geology of the area.

The UN — Ethiopia Mineral Survey (1971) studied the regional geology of the Sidamo Province and that of parts of the mine field. Regional reconnaissance geochemical drainage survey and some soil sampling and geophysical traverses were carried out. A provisional geological map at 1:50 000 scale was produced for the central part of the mine field. V. Kazmin (1970) reconnoitered the Shakisso-Reggi area for the gold-quartz veins. Local geology and mineralization in the Chambi area was briefly dealt with by G. Kochemasov (1971).

The Agere Maryam area west of the Adola area, where gold placers are known to exist (D. Jelenec, 1966), was photogeologically studied by V. Kazmin (1971).

Working on a primary gold project, S. Morete (1971, 1972, 1973) mapped and examined the Tula-Kajemiti-Demi Denissa area south of Hayudima. Deep drilling and surface excavations revealed many details, making this area the best understood part of the Adola goldfield.

Useful lithological data were provided by various groups exploring the placers, and reported mainly by Blazen Bogale (1972, 1973, 1974). Melka Yewhalawork (1966) contributed some data on the Maleka-Monissa area.

V. Kazmin (1975) studied the Sidamo Precambrian in the framework of differentiation, subdivision and correlation of the Precambrian of Ethiopia, and he examined the role of ophiolites in the Ethiopian basement in the regional context of the development of the Red Sea belt and the Mozambique belt (1976).

The eastern marginal part of the Adola area has been recently mapped by Telahun Balcha in the course of regional mapping of Sheet NB 37-11 (Negele) at 1:250 000 scale.

A photogeological map of the Adola goldfield at 1:50 000 scale has been completed by M. Hamrla (1977) as a compilation of his own and other field data.

The majority of the available chemical data has been produced by the Chemical Laboratory of the Ministry of Mines in Addis Ababa. A number of core samples from Adola drilling have been recently reanalyzed for gold, applying absorption spectrophotometry with a detection limit of 0.2 ppm.

Regional geology

The Ethiopian Precambrian can be divided in three complexes (V. Kazmin and A. J. Warden, 1975). The Lower Complex of high grade gneisses, migmatites and metamorphic granites is apparently of Archean age. The Middle Complex is prevailingly psammitic and pelitic and has been recognized in southern Ethiopia only, its local designation being the Zembaba Group (formerly Wadera Group). The Upper Complex consists of geosynclinal volcanic, volcanoclastic and sedimentary assemblages. According to V. Kazmin (1976) an Upper Precambrian geosyncline extended from the present-day Red Sea region in northern Ethiopia southwards in two meridionally trending zones. The Adola area belongs to the Eastern Zone which extends across the Kenyan border at Moyale (south-east of Mega) (J. Walsh, 1972) whereas the Western Zone runs in the west of Ethiopia and partly in the Sudan.

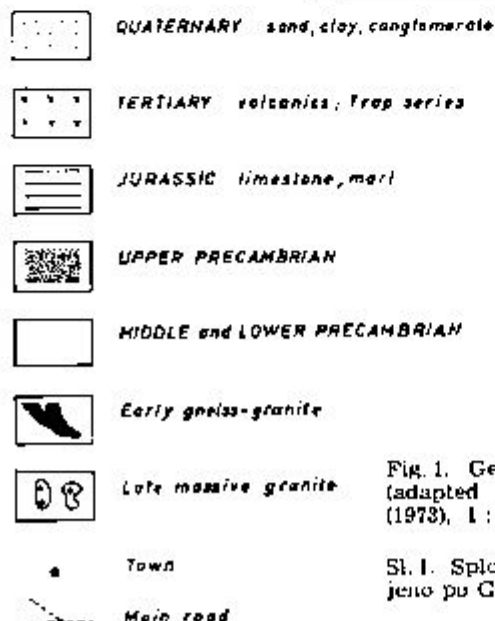
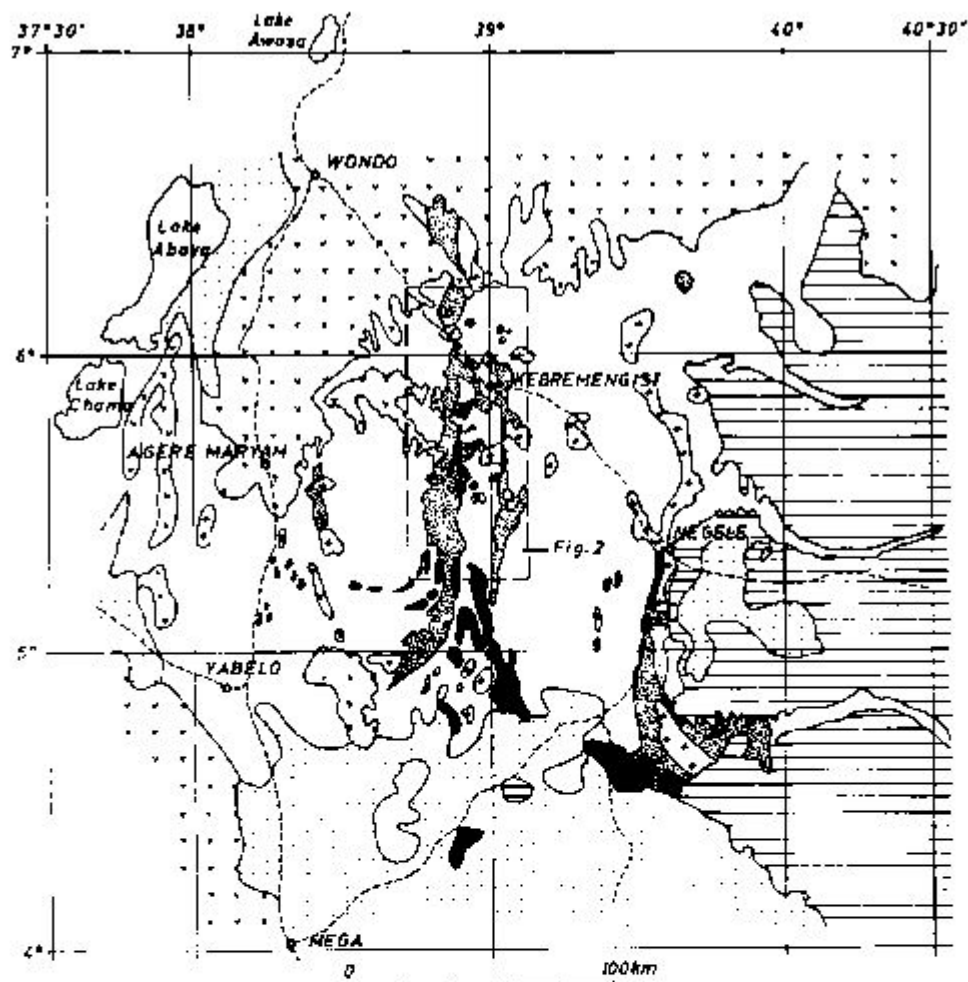


FIG. 1. General geology of the Sidamo region (adapted from the Geological map of Ethiopia (1973), 1 : 2 000 000 and some of the cited references)

Sl. 1. Splošna geologija območja Sidamo (prirejeno po Geološki karti Etiopije (1973), 1 : 2 000 000 in drugih navedenih virih)

In southern Ethiopia all three complexes are developed. The Upper Precambrian has been subdivided into a lower part named the Adola Group, and an upper part the Mormora Group, unconformably overlying the former. Similar rocks, correlated with the Adola Group, have been recorded in the Bul-Bul basin south of Negele and near Agere Maryam (V. Kazmin and A. J. Warden, 1975); these scattered patches are remnants of the original Eastern Zone, which was tectonically displaced and erosionally reduced (Figure 1). Tectonism was apparently accompanied by metamorphism and plutonism, which produced numerous bodies of granitic rocks. Some were affected by metamorphism and exhibit foliated gneissose texture, others postdated metamorphism and appear as massive «younger» granites, differing from the earlier ones in texture, mineralogy and structural position. Whereas the early granites are mostly confined to the Lower Complex and seem to be part of it, the later massive granites are usually fracture-bound bodies. No detailed petrological examinations of granitoids have yet been done. Further generations are likely to exist, with associated pegmatites and aplites.

The youngest magmatism in Sidamo is manifest in flood basalts spread over the peneplaned Upper Tertiary surface. They are associated with Tertiary and Quaternary rift valley volcanism.

Geology of the Adola area

The Upper Complex in the wider Adola area is confined to two parallel meridionally aligned zones, the Western or Adola Belt, and the Eastern or Kenticha Belt. They are separated by gneisses of the Lower Complex, and unconformably overlie older rocks in complicated structural relationship. A simplified geological map of the area is shown in Figure 2.

Lithology

The rocks of the Lower (Archean) Complex consist of various gneisses and migmatites, the prevailing rock type being biotite-amphibole gneiss. Feldspathic sandstones, locally granitized and with schistose interbeds, are the essential rock type of the Middle Complex Zembaba Group. The latter are preserved in open synclines and both are overlain by the Adola Group (V. Kazmin and A. J. Warden, 1975).

Adola Group. The Adola Group assemblage consists of an original alternation of magmatic extrusive rocks and shallow-water sediments. The mafic-ultramafic extrusives were metamorphosed to amphibolites, talc rocks, schistose amphibole rocks and serpentinites. They form an ophiolitic suite, the bulk of which is confined to the lower part of the assemblage. The members of the suite form layered sheet-like bodies from one to several hundred meters wide.

The amphibolites are texturally fine- to coarse-grained rocks, massive or foliated. They are composed mainly of actinolite-hornblende and some pyroxene as well with variable amounts of plagioclase apparently of sodic variety, usually micaceous, quartz being very subordinate or absent. They display all gradations from amphibolitized rocks to amphibolites.

The massive amphibolites were derived from subaqueous basaltic flows, with relict pillow structures still discernible in places (A. M. Chater, 1971).

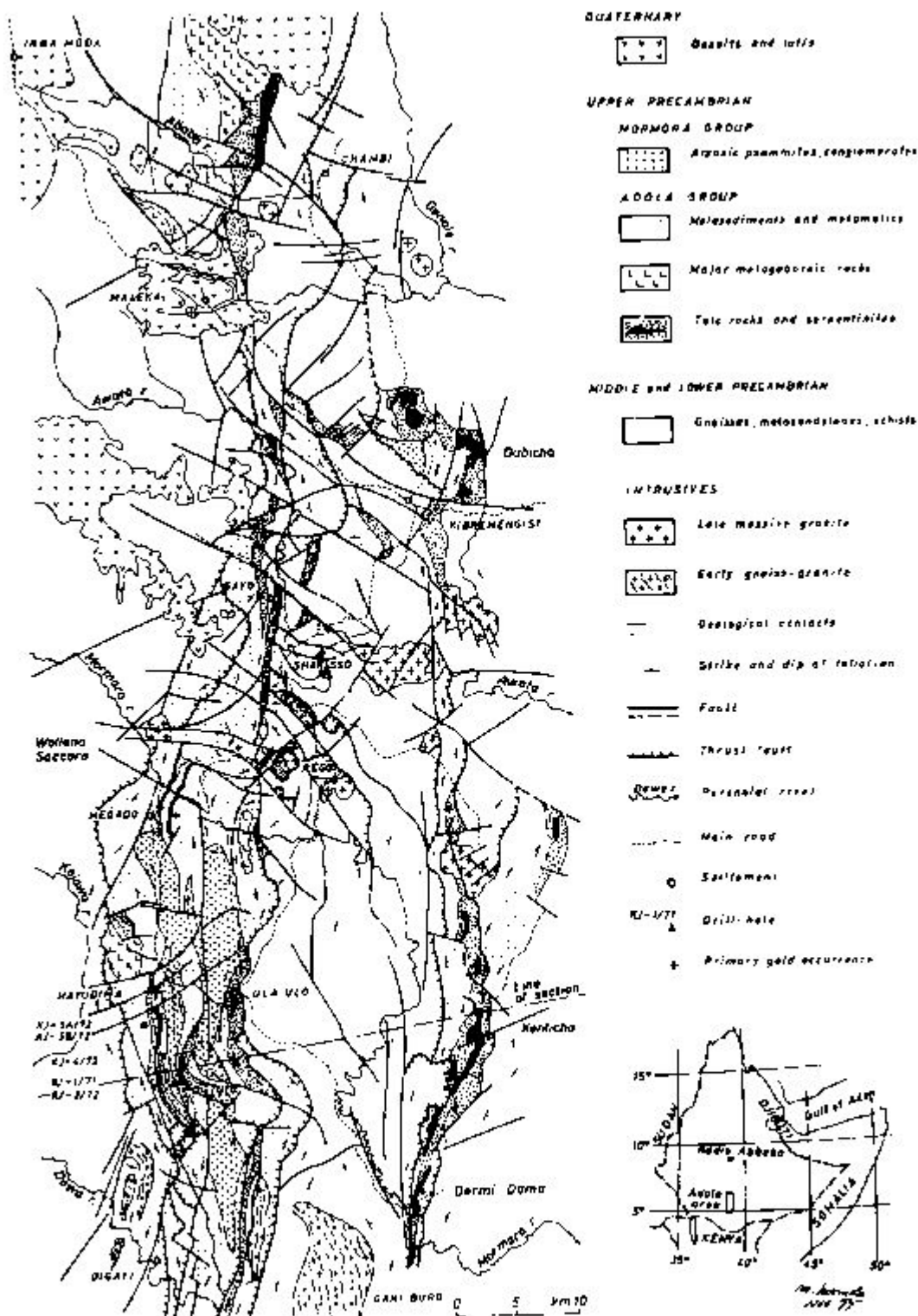


Fig. 2. Simplified geological map of the Adola goldfield
 Sl. 2. Poenostavljena geološka karta nahajališča zlata Adola

Where in contact with the sediments, baking can be observed (S. Morete, 1972). On the other hand, the foliated or schistose amphibolites are intimately interbedded with sedimentary rocks, indicating a possible derivation from original calcareous mudstones or tuffaceous products. The presence of calcareous para-amphibolites in the younger Kajemiti beds, derived from arenaceous sediments, supports this assumption.

Talc rocks are on the surface foliated, flaky and fibrous, consisting of talc with minor amounts of other hydrous silicates such as chlorite and amphiboles. In depth, drilling revealed massive greenish grey soapstone, or rather a crystalline talc-dolomite layered rock, at the margins foliated and grading into chlorite-biotite schist, and in the central part looking serpentinitic with markedly increased nickel and arsenic contents. Dolomite occurs in crystals, and there is possible siderite in small veinlets as well (S. Morete, 1973). Disseminated chromite is omnipresent and magnetite can be seen in places.

Serpentinites occur as separate lenslike, tabular bodies, arranged as a rule in meridional lineaments along the margins of both belts, and grading laterally and vertically into talc rocks. There are more than 30 such bodies, easily recognisable since they are remarkably devoid of vegetation. The massive green-grey rocks consist of the serpentine minerals lizardite and antigorite (K. Ogasawara, 1965; D. Jelenc, 1966). Relics of original olivine and pyroxene can be recognized in less altered rocks (C. F. Gilboy, 1970). Patches and veinlets of asbestos are frequent. Opaque matter consists of magnetite and chromite. Magnetite occurs as crystal impregnations and minute amorphous veinlets (D. Jelenc, 1966). Chromite is generally disseminated, but occurs also as minor lens-like segregations. Scattered boulders of massive chromite originated from such concentrations.

The origin and control of serpentinites has been controversial. Drilling revealed that they originated from ultramafic rocks forming part of the layered assemblage of various metamorphosed extrusives, constituting the ophiolite suite. Their composition is discussed in a later section of this paper.

The metasediments are represented by pelitic-psammitic varieties such as phyllites, shales, chlorite schists, sericite and mica schists and quartzites, derived from original shallow-water sediments, frequently dark and graphitic. Closely alternating and grading into each other, these rocks are intercalated with extrusives. The thickness of individual beds is variable from a few metres to several hundreds of metres, the thickest beds being in the upper part of the sequence. Quartz-sericite schists may have been derived from tuffaceous volcanoclastic rocks, and phyllitic chlorite schists possibly from argillaceous muds. Quartzites are micaceous, compact or foliated fine-grained rocks. When weathered they are loose and friable. Gradations to phyllitic schists are common. The presence of graphitic matter is a characteristic feature. Its amount is variable, the colour consequently varying from white to dark grey. As a rule, graphitic quartzites and phyllitic shales are interbedded.

Quartzites appear frequently silicified and recrystallized, exhibiting saccharoidal texture. They contain sulfides as disseminated grains and stringers. Such rocks, when weathered, appear dark and ferruginous. According to S. Morete (1972) all quartzites are saccharoidal and contain varying amounts of ferruginous admixtures. At places he observed hard reddish brown jaspero-

Table 1

General tentative lithostratigraphic sequence of the Adola area in southern Ethiopia

Tabela 1

Poskusni prikaz litostratigrafskega zaporedja na območju Adole v južni Etioplji

	Mamora Group	Kajemti Beds	Arkosic psammites with basal and intraformational conglomerates; phyllitic chlorite schists
	Unconformity		
UPPER COMPLEX	Adola Group		Quartzites, often graphitic and ferruginous, with intercalations of schists and para-amphibolites
			Amphibolites, massive and foliated; talc schists with metasedimentary intercalations
			Chlorite schists, slates, mica schists, phyllites, frequently graphitic, with quartzitic and amphibolitic interbeds
		Ophiolitic suite	Amphibolites; tremolite-actinolite-talc-chlorite schists, with pelitic-psammitic interbeds
			Talc rocks, massive and foliated, talc-chlorite schists; serpentinites and less altered ultramafics
			Phyllites and quartz-mica-chlorite-amphibole schists
			Massive gabbroic-amphibolitic rocks, foliated hornblende rocks
	Unconformity		
MIDDLE COMPLEX	Zimbabwe (Wadera) Group		According to G. Kochemasev (1971): Gneissose feldspathic mica-quartz-amphibole psammites with kyanite at places; locally granitized, with schistose interbeds
	Unconformity		
LOWER COMPLEX	Archean		According to C.F. Gilboy (1970): Biotite gneiss and biotite-hornblende gneiss
			Quartz-feldspathic gneiss Banded biotite-muscovite gneiss Plagioclase-amphibole gneisses and migmatites

idal quartzites with common magnetite crystalloblasts and felted black tourmaline crystals.

Mormora Group. The younger metasedimentary rocks overlie the Adola Group with marked depositional unconformity. They are mainly represented by arkosic psammitic metasediments with intercalations of polymict conglomerates, which are locally designated the Kajemiti Beds. This unit is extensive south of the Mormora river but has not yet been recognized further to the north. Graphitic phyllites along the western margin of the Kenticha Belt have been mapped (on Sheet NB 37-11, Negele) as belonging to the Mormora Group, and micaceous-chloritic schists in the Kibremengist area may be a facies variation of the Kajemiti Beds. However, these relationships are far from certain. The indicated southerly provenance of the Kajemiti psammites would nevertheless support the assumption of a facies change (S. Morete, 1973).

The arkosic psammites of the Kajemiti Beds have been derived from feldspathic arenites. Their thickness appear to be in the order of several hundreds of metres. The foliation and bedding are well expressed and cross-bedding is well preserved. The rocks are prevailingly fine- to medium-grained, always calcareous, with biotite as the main mafic mineral. With increasing hornblende the rock grades to amphibolitic arkose and even to amphibolite, similar to amphibolites in the Adola Group. These rocks have been derived from sedimentary calcareous products. According to N. Hinz (1971) the para-amphibolites comprise 30 to 40 per cent quartz and the same amount of amphibole, about 10 per cent biotite, 6 to 15 per cent calcite and 2 to 12 per cent of opaques, mainly pyrrhotite. Feldspar amounts 10 to 25 per cent; it is altered albite, apparently detrital and derived from siliceous igneous rocks.

Conglomerates prevail at the base and appear also as intraformational lenses. The composition of the pebbles and large boulders is that of pre-Adola rocks: granite-gneisses, quartzites, amphibolites and quartz. They indicate a break in sedimentation, probably reflecting the terminal stage of geosynclinal deposition.

The rocks of the Upper Complex exhibit generally low-grade metamorphism of greenschist facies. In places, minerals such as garnet, kyanite and staurolite point to a higher-grade metamorphism of amphibolite facies.

A general tentative lithostratigraphic sequence for the Adola area is shown in Table 1. Details are obscure due to poor exposure, structural deformation and original depositional facies variations.

Igneous activity in the area is manifest by granitoid plutonic rocks which may be divided, on field evidence only, into two types. The early granites of syntectonic or rather pre-tectonic origin are medium-grained, leucocratic, strongly foliated granite-gneisses. They appear in antiformal cores at Gari Boro and northwest of Digati, surrounded by and grading into gneisses. They occur also within the Adola Group rocks outcropping along prominent fractures, and were dislocated together with the Group.

The later type is represented by non-foliated pink or grey biotite granites, many of them porphyritic, showing sharp contacts with older rocks and appearing in more or less round bodies. The intrusions took place seemingly along zones of weakness marked by faults and high-angle thrusts, probably also as small diapiric plutons. They form mainly areas of high rugged relief but also

small roughly circular areas without relief (e.g. Chambi area). There were probably more phases of igneous activity resulting in several generations of late granites.

Several larger masses of amphibolitic gabbroic rocks, and reportedly also dioritic rocks, occur in the marginal parts of the Adola Belt (A. M. Chater, 1970; V. Kazmin - A. J. Warden, 1975). An intrusive origin attributed to them is questionable though not impossible. They appear closely associated with the extrusive assemblage, pointing rather to a common origin. If intrusive at all, they should be coeval with tectonism but not comagmatic with granites.

Pegmatites and aplites are common in pre-Adola rocks and seem to be associated with granitoids. Simple pegmatites contain albite, micas and abundant haematite and magnetite, occasionally amazonite, beryl and minor iron and copper sulfides. Albitized amazonite pegmatites seem to be associated with young granites, whereas pegmatized granite dykes and aplites are associated with the early granites (G. Kochemarov, 1971).

Quartz veins intersect all kinds of rocks from gneisses to metaconglomerates. Swarms of veinlets are common in fractured and sheared rocks. Whether or not they are more frequent in certain rock types is uncertain. The veins rarely exceed several tens of metres in length and more than one metre in width, their orientation and dip being variable, not infrequently following the foliation. Vein quartz may contain sulfides or other minerals or be completely barren, as elaborated later.

Quartz forms the bulk of the alluvial gold-bearing gravel. Float of saccharoidal quartz is ubiquitous, forming persistent layers within soil residuum.

The remnants of late Quaternary flood basalts cap higher ground of the goldfield. The rocks are olivine basalts prevailing with occasional tuffs. Their very young age is proved by the fact that no volcanic material is found in the placer gravels.

Structure

A number of dislocations displace and intersect the two meridionally aligned belts of the Adola rocks, including the basement. The contacts with older rocks are structural and dip generally west. The deformations resulted from generally east-west directed stress.

The western boundary of the Adola belt is a thrust fault, probably quite complicated in places. The eastern margin is another complicated overthrust fault, involving early granites in narrow strips. This prominent fracture zone was first recognized by C. F. Gilboy (1970) and A. M. Chater (1971) in the Gari Boro area as the Ujima discontinuity. It can be followed northwards to the Ganale river and beyond. The complicated fault line could mark a plane of décollement along which granites have been mechanically introduced, with phyllitic-chloritic shales as the slide surface.

The Adola belt seems to be internally tightly isoclinally folded, the beds possibly overturned and overthrust, the foliation dipping steeply east and west accordingly. Steeply plunging isoclinal folding was revealed in the Kajemiti-Tula area, the serpentinites there outcropping along an easterly dipping thrust fault of more local nature. The Kajemiti Beds were tightly folded and dislocated together with the older rocks.

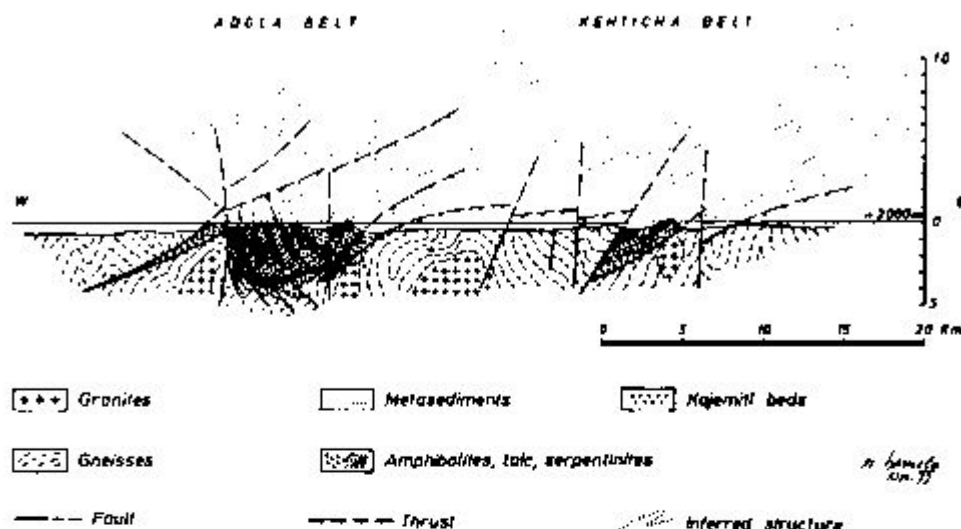


Fig. 3. Idealized geological section Tula-Kenticha

Sl. 3. Idealiziran geološki profil Tula-Kenticha

The eastern or Kenticha belt, with its lower portion of the Adola suite of rocks preserved only, shows similar contact relations. Strong shearing faulting and overthrusting has been noted by V. Kazmin (1976) who recognized three or more tectonic scales overthrust upon each other in an easterly direction. The northern part of the belt around Kibremengist is structurally as well as lithologically problematic, since contact relations here are quite obscure. The eastern belt can be interpreted as the remnant of a large eastward overturned fold, subsequently overthrust under continuous tangential pressure, and in turn disintegrated by deep faulting. An idealized structural interpretation is shown in Figure 3.

Strong strike-slip or tear faulting is evident. A number of tear faults, running at oblique angles to the east-west direction of the stress, are believed to be of an early origin; the deep nature of some of them has been revealed by aerial magnetometry (Geotrex, 1970). Longitudinal faults and related features such as bedding slippages and shearing are apparently obscured by folded structure and well hidden in the forest- and soil-covered terrain.

Some of the oblique dislocations are probably younger and apparently associated with the Tertiary and Quaternary rift tectonics, predating basaltic volcanism.

Origin

The Adola assemblage with interbedded ophiolites and metasediments reflects deposition in a marine environment. The remnants of the Upper Precambrian rocks are scattered from Agere Maryam to Negele in a zone about 150 kilometres wide at present, roughly indicating the extent of the Eastern Upper Precambrian Zone (V. Kazmin, 1976). The assemblage is comparable to

volcanic »greenschists« and »greenstones« which, in various parts of the world, constitute the geological environment of a number of important gold deposits.

The idea of plate tectonics seems best suited as the causative mechanism to explain the complexities of the Adola area. It is generally accepted today that a plate tectonic model of the present type might be reasonably applicable to problems of pre-Mesozoic time, and some even view it as the key to understanding Precambrian geology. Concerning mineral genesis, theories have been advanced linking the formation and control of ore deposits with plate tectonic regimes. Specifically, gold mineralizations worldwide seem to be linked with the processes operative at convergent plate boundaries (F. J. Sawkins, 1972).

Structural interpretation of the Ethiopian Precambrian in terms of plate tectonics was attempted by V. Kazmin (1976). In this context the Adola ophiolites emerge as a continental geosuture of ancient cratonic blocks, marking the presence of a fossil subduction zone. The Adola Group assemblage would, then, have originated as oceanic crust in an ancient marine basin formed by crustal spreading, its extrusives derived from underlying mantle. By convergence of the land masses, with the oceanic crust caught between them, a »mountain range« formed. The collision culminated in intense folding deformation, and the impact produced overthrusting of fan-like folds in an easterly direction. Since thrusting towards the consumed plate is typical in collision-type mountain building (A. Hallam, 1973), the presumed fossil subduction zone might have been inclined to the west.

At the destructive margins magmatism was generated via subduction, consumption and anatexis of the oceanic lithosphere. As in present-day tectonic setting, the primary sites of granitic plutonism must have overlain the subduction zones. Consequently the generation of early granitoids could have predated the orogeny or at least its paroxysm. It is conceivable that the anatectic destruction of oceanic crust and dynamic stress accounted for formation and mobilization of the agents involved in metasomatism, mineralization and magmatic phenomena.

Since the descending plate, near the continental margin, was tensionally severed and fractured, mafic magma from the mantle could have been tapped by deep faulting and introduced into the oceanic crust where, in turn, it was subjected to changes. An alternative intrusive origin for some massive gabbroid rocks within the ophiolite suite could be explained in this way.

The onset of tectonic deformation was probably gradual, resulting in a temporary emergence and erosion of the oceanic crust. The discordant Kajemiti Beds, with psephites at their base, do indicate such a break; the arkosic arenites apparently derived from early formed volcanic or more probably plutonic bodies.

Erosion has been operative since Precambrian times, with short periods of subsidence in the Mesozoic (Jurassic) and the Tertiary only. The extremely long periods of peneplanation must have reduced the Precambrian folded belt to a bare remnant of the original mass. What has remained are virtually the roots of the original mountain range.

Horst-graben uplift movements associated with late rift faulting started an erosion cycle to which the formation of the gold-bearing placers in Adola area is apparently linked (M. Hamrla, 1971).

Timing of events

The ages of units and events can be deduced from a limited number of radiometric measurements and regional studies. Accordingly, V. Kazmin (1975, 1976) thought that the Adola Group possibly should be positioned at the very base of the Upper Precambrian, somewhere between 1400 and 1600 Myr, and the orogenetic activity terminating the Red Sea geosynclinal development, at approximately 700 to 750 Myr or even earlier.

Age determinations on foliated gneissose granites gave values between 480 and 680 Myr (6 analyses), and those for massive granites 495 and 515 Myr (2 analyses) (cf. V. Kazmin, 1975). The chronometric data do not give true ages since they reflect the 550 ± 100 Myr thermal imprinting of the «Pan-African tectono-structural phase» (C. R. Neary et al., 1976), corresponding to the Mozambiquan orogeny in East Africa (A. S. Rogers et al., 1965). In addition, for slow cooling plutons, the K/Ar values might be too low. However, the highest age 680 Myr for a composite sample of the early gneissose granite was obtained by the Rb/Sr method (C. F. Gilboy, 1970).

Considering the K/Ar ages around 1400 Myr (2 analyses) for granitic rocks cutting through the Upper Precambrian of western Welega (Metal Mining Agency of J., 1974), and ages 600 to 700 Myr for granitoid rocks near Asmara in Eritrea (cf. V. Kazmin, 1975), as well as the values around 700 Myr for granitic rocks of northeastern Sudan (C. R. Neary et al., 1976), it is evident that an exact dating of the early granites is impossible at this stage.

It could be envisaged, then, that the development of the Upper Precambrian oceanic basin possibly predated the 1000 Myr time limit. The closing of the basin and the orogeny may have roughly encompassed the time-span 1000 to 800 Myr since this was the period of major worldwide orogenetic events (M. H. P. Bott, 1971). The early granitic intrusions would, then, be coeval with or predate the orogeny.

Younger plutonism would, accordingly, encompass the period 800 to 500 Myr. The intrusions seem to have been controlled by the early tectonic, and there is a compositional similarity with the early granites. These factors, supported by the highest as yet obtained K/Ar age 794 ± 100 Myr for a «younger» granite in western Welega (Metal Mining Agency of J., 1974), rather point to early plutonic events, probably corresponding to the waning stages of orogenic silicic magmatism.

That this is not necessarily so is indicated by a 286 Myr age for a pegmatite dyke related to the late granites in the Chambi area (G. Kochemasov, 1971). Minor intrusive episodes could have taken place also later, provided the above datum is correct. Similarly, in northwestern Sudan (C. R. Neary et al., 1976) some granites occur as small, nearly circular masses, and with ages of 500 Myr and 100 Myr represent the younger plutonic episodes.

Field and geochemical evidence of mineralization

Regarding the origin of primary gold in Adola, D. Jelenc (1966) speculated on syngenetic gold occurring in amphibolites and chlorite schists, the UN — Ethiopia Mineral Survey (1971) advocated the detrital origin of gold in conglomerates of the Kajemiti Beds, and M. Hamrla (1971) (cf. S. Morete, 1973) favoured a hydrothermal origin of the auriferous deposits.

The idea of a detrital origin of gold from the Kajemiti Beds is a remote possibility due to the fact that gold-bearing placers are totally unrelated to the areal extent of the Kajemiti Beds. The evidence available at present, direct and indirect, though still scarce, supports the hydrothermal hypothesis.

Regional reconnaissance geochemical drainage survey undertaken by the UN — Ethiopia Mineral Survey (1971) showed the background values of copper, nickel, zinc and arsenic to be appreciably higher in the Adola area than in the Sidamo region as a whole. Very limited soil sampling produced weak local base metal anomalies, which were not followed up.

Tula-Kajemiti -Demi Denissa area

An attempt to explore for primary gold started in 1971 in the Tula-Kajemiti-Demi Denissa area, covering nearly 15 square kilometres. Rich placers occur in this area which is built of meridionally aligned strips of different rocks of the Adola suite. Panning of the surface layer for detrital gold, soil geochemistry, excavating and deep drilling were involved. About 1400 soil samples and 330 drill-core samples were assayed for Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ag and As. Five inclined drill-holes totalling 559 metres were drilled, a large number of pits and some trenches were excavated and sampled, and the terrain was mapped in detail (S. Morete, 1973). The exploration started on the working hypothesis that gold was associated with base metal sulfides. Although the project was halted before completion, valuable data were gathered.

Soil sampling revealed the lithological control of the metal values. Copper conforms with the quartzitic beds, the highest values being in the ferruginous silicified quartzites, and nickel, chromium and arsenic with the amphibolite and talc layers.

Detrital gold in scree and soil could have originated from ferruginous quartzites as well. Its provenance was not proved because the gold occurrences were too scattered and too few.

Lithological and geochemical characteristics have been established on drill-cores. The drill-hole KJ-4/72 is shown in Figure 4, and the drill-holes KJ-5 A/72 and KJ-5 B/73 in Figure 5.

Amphibolites contain disseminated sulfides such as pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. Though common they are not abundant. Similar sulfide disseminations in amphibolites have been reported from elsewhere.

Graphitic quartzites encountered in drill-holes contain pyrite in disseminated grains and stringers following the foliation. Pyritized joints, small fractures and fault breccias are common. Veinlets of calcite were revealed as well.

Rare, small scattered pyrite crystalloblasts occur in talc rocks, together with chromite and magnetite. Some fractures were seen to be pyritized, and a small veinlet near the contact with quartzite contained pyrrhotite, chalcopyrite and

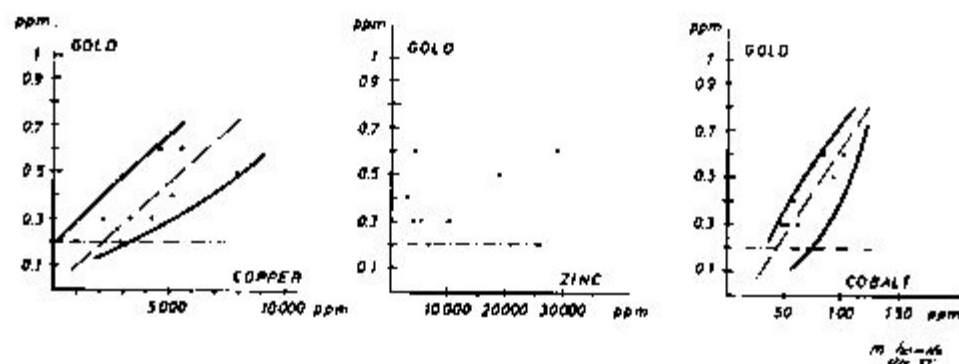


Fig. 6. Graphs of gold versus copper, zinc and cobalt (drill-holes KJ-5A/72 and KJ-5B/73)

Sl. 6. Razmerje zlata proti bakru, cinku in kobaltu (vrtini KJ-5A/72 in KJ-5B/73)

arsenopyrite (?) (S. Moret, 1973), the minerals apparently introduced epigenetically.

Arkosic psammites are variable in grain size, the primary sedimentary features being well discernible. Finely dispersed pyrrhotite is ubiquitous, its amount ranging from 1 to 6 per cent (N. Hinz, 1971).

Of several weak though well expressed Cu-Zn anomalies in the Demi Denis-sa area, the most conspicuous features about 700 metres in length and 150 metres in width, assaying up to 510 ppm copper and above 200 ppm zinc. The faulted area is built of phyllitic sericite-chlorite schists occasionally with quartz, biotite and amphibole. This rock unit extends southwards in a long belt beyond the Dawa river. Trenching and drilling revealed a sheared zone mineralized with chalcopryrite, sphalerite, pyrrhotite and pyrite, about 30 metres wide and dipping 75° west. Sulfides occur disseminated and in small veinlets following the foliation. Quartz, garnet, tourmaline and amphibole are associated. Limonite, tenorite and malachite appear in the oxidized zone, reaching to 30 metres below the surface.

In drill-hole KJ-5A/72 gold was detected in samples assaying higher than about 2800 ppm copper (at the detection limit of 0.2 ppm). In drill-hole KJ-5B/73, which intersected the mineralized zone about 50 metres deeper, gold was detected in one core sample only, assaying 0.2 ppm and 310 ppm copper. Although gold was proved in 10 samples only, its positive correlation with copper is evident, possibly with cobalt as well, but none with zinc (Figure 6). This is the first direct proof of the positive relationship of gold with copper. The metal assay values in both drill-holes are shown in Figure 5. Gold might be preferentially linked with chalcopryrite. Silver, unfortunately has not been determined; it might parallel the gold.

The distribution of nine elements in the drilled rock units is shown in Figure 7, as the average values from the available assay data. The available corresponding data for serpentinites and vein quartz are shown as well. The number of samples and their representativeness are variable, and the backgrounds are not known; the values therefore indicate orders of magnitude of relative significance only.

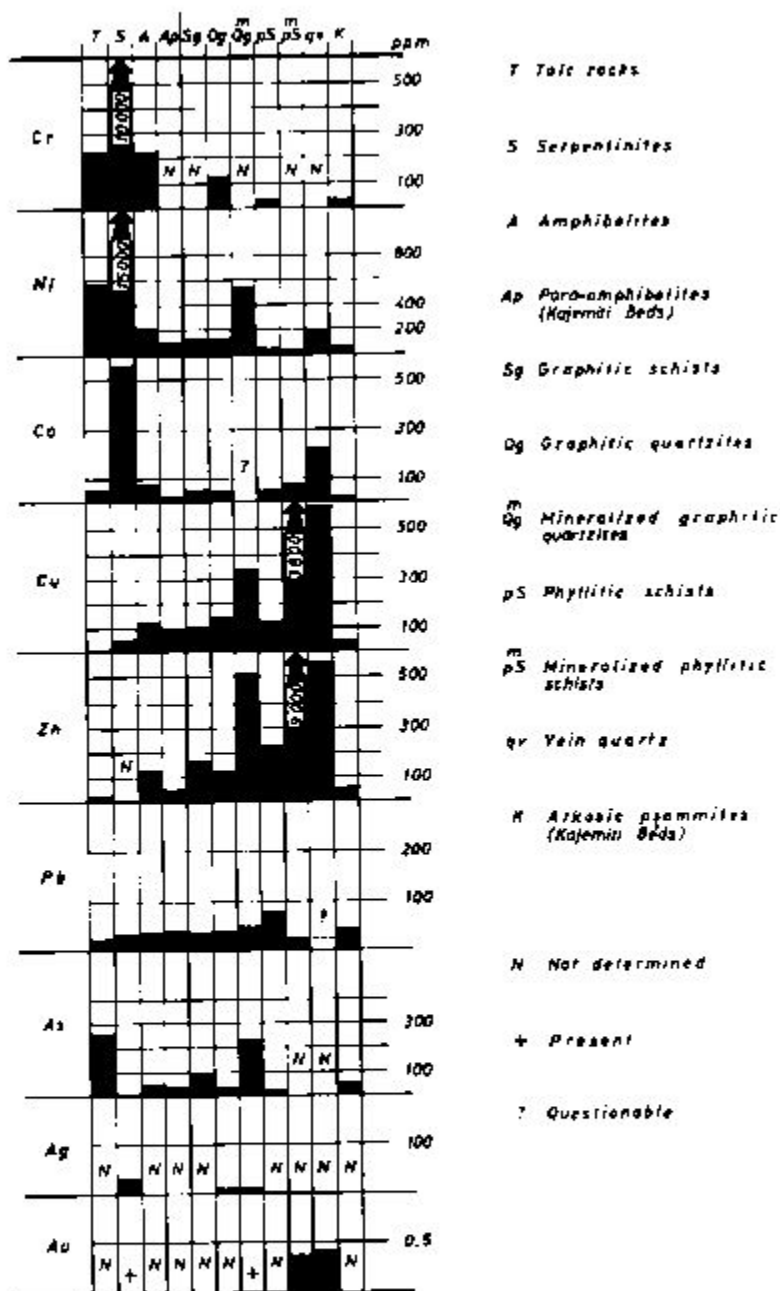


Fig. 7. Distribution of some elements (as rough average values) in different Upper Precambrian rocks

Sl. 7. Porazdelitev nekaterih elementov (kot grobe povprečne vrednosti) v raznih kameninah zgornjega predkambrija

Wollena Saccaro-Megado area

At Wollena Saccaro near Reggi village, specks of native gold were found in situ in an outcrop of dense pinkish white quartzitic rock. There are few outcrops in this poorly exposed area. Greenish schists can be seen in pits, and float of graphitic phyllites and quartzites on the sloping ground. Massive amphibolites occupy hilltops nearby.

The quartzitic rock is foliated, the parting planes marked by graphite and dispersed mica. Unclear dips of about 70° northwest are conformable with the general submeridional trend in this area. Numerous box-works after original sulfides occur in the rocks, commonly filled with ochre. The shapes are square, the size rarely above 10 millimetres but averaging much less. Sulfides have been completely oxidized and gold has been freed in the process, leaving visible specks in the cavities. Limonitic stainings and incrustations are common, but there is no evidence of copper.

The banded quartzitic rock was evidently silicified and metamorphosed under stress. The graphitic admixture supports the conclusion that the rock originated as an arenaceous sediment. The mineralization is apparently pre-metamorphic.

Gold in colluvial placers which formed on the slopes, is prevailingly coarse and dendritic, probably due to supergene hydrothermal aggregation.

Similar yellowish saccharoidal quartz, occurring as float on thickly soil-covered forested ground about 1.5 kilometres east of Megado, when ground and washed, yielded fine gold. The weathered and friable rock is quite similar to that from Wollena Saccaro. Quartzitic and schistose beds supposedly build this part of the goldfield which excels in rich placers.

Dermi Dama area

In the southern part of the Kenticha Belt, at the locality called Dermi Dama, gold occurs richly dispersed in quartz slope talus. The valley alluvium nearby proved exceptionally rich too. No gold was detected in this area before 1975.

A narrow belt of Adola rocks occupies a meridionally trending ridge, consisting of deep green tremolite-actinolite-chlorite schists and foliated talc rocks dipping generally 55° west, with serpentinites included as discontinuous elongate bodies. A weathered grayish quartzo-feldspathic rock, probably an original arkosic arenite or an altered felsic flow, was exposed in pits. It is intimately interspersed with swarms of yellowish quartz veinlets.

The vitreous quartz is stained with ochreous limonitic matter, revealing the presence of sulfides. Associated gold was freed by weathering. It is uncertain whether the mineralization is controlled structurally or lithologically. Detrital gold is coarse-grained.

Quartz veins, skarns, pegmatites

Quartz veins in the Gayo area appear in schists and along the contacts with gneiss-granite (V. Kazmin, 1970). P. Antolini (1958) reported 26 grams per ton gold from a quartz vein in this area. Pyrite and chalcopyrite may be associated.

Drilling in the Tula-Kajemiti area revealed a number of quartz veins. Usually less than 5 centimetres thick they follow a system of joints with submeridional tendencies, the dips being very variable. Vitreous bluish quartz contains some mica, occasional rutile and irregularly shaped grains of pyrite up to 6 millimetres in size. Sulfide also fills very fine cracks in quartz. Gold could not be detected in analyzed core samples. Sulfide was isolated and tested for nickel, cobalt and arsenic but unfortunately not for gold. It proved to be iron pyrite.

Black tourmaline is quite common in quartz pebbles of alluvial placers, the provenance of which is believed to be quartz veins. Gold dispersions have been occasionally seen in quartz pebbles.

Quartz veins in the Chambi area carry pyrite, tourmaline, rutile, occasionally molybdenite, apatite and iron oxides, ilmenite and chalcopyrite (G. Kochemassov, 1971). One such sample with box-works after sulfides assayed:

Cu	580 ppm	W	10 000 ppm	Au	0.4 ppm
Zn	555	Sn	200	Ag	1.3
Co	215	Bi	500		
Mo	100	Ni	184		

Another quartz-tourmaline vein with pyrite, rutile and apatite assayed:

Mo	20—100 ppm
Sn	20—100
Bi	20—500
Be	10—100

In the same area Biazen Bogale (1974) reported quartz veins with malachite and sulfides occurring in amphibolites. Several chip samples assayed up to 3400 ppm copper but only 30 to 50 ppm zinc and 20 ppm lead. Tourmalinized sulfide quartz breccias were reported to exist as well.

Skarn-type quartz-epidote rocks occur in the area too, with amphibole and carbonates, apatite, tourmaline, molybdenite and sulfides in places. Spectrographic analysis of a sample of such rock yielded, according to G. Kochemassov (1971):

Bi	500 ppm
Be	20
Mo	20
Ag	20

Elements present: As, Pb, V and B

Pegmatitic dykes in the Chambi area carry, according to G. Kochemassov (1971), albitized amazonite, micas, garnet, cassiterite, beryl, iron- and copper sulfides. Tourmaline occurs in quartz veins cutting the dykes but not in pegmatite itself. Certain pegmatites show high values of lead in potassium feldspars, assaying 134 to 538 ppm.

The mineralization in the Chambi area seems to be associated with granites: vein quartz and auriferous sulfides are known to appear in such environment,

and gold may appear as exsolutions. However, ore microscopic examinations (on Leitz Panphot) of pyrite from quartz veins did not reveal any gold even at highest magnifications.

The UN-Ethiopia Mineral Survey (1971) reported that gold flakes had been observed in float of limonitic quartz breccia, but the locality was not given.

Awata sulfide belt

Heavy pyritization in argillitic-quartzitic graphitic beds was reported by the UN-Ethiopia Mineral Survey (1971) near the Awata river south of Kibremengist. The ferruginous rocks are limonitized and show infrequent quartz laminations. The sulfidation was considered a "fahlband" and the possibility of it being auriferous prompted a magnetometer and geochemical soil survey. Low base metal values were obtained, but a fairly continuous trend of higher than average copper and zinc values was indicated for a 4-kilometre zone of heavily pyritized rocks (G. Kent, 1970).

Whether or not any gold is associated with the sulfides has not been established. The fact that minor alluvial gold was detected in the lower reaches of the Teppa placer south of Kibremengist (Biazen Bogale, 1974) would make its provenance from pyritized beds probable.

Serpentinities

The Adola serpentinites have been described by many authors since they represent potential nickel ore deposits (D. Jelenc, 1966; Y. K. Bontor, 1963, 1967; K. Ogasawara, 1965; Z. C. Vlaicu and A. W. Ruffael, 1967; D. Levitte and G. Kent, 1968; S. C. Artana, 1974). Nickel green occurs in the residue of serpentinites as coating and veinlets, the ore grading 1 to 3 per cent nickel, 0.02 to 0.05 per cent cobalt and 0.5 to 1.6 per cent chromium. The nickel mineral is a member of the pimelite series belonging to garnierite group (Y. K. Bontor, 1967; D. Jelenc, 1966).

A drill-hole 289 metres deep was sunk in 1966 at Big Dubicha serpentinite body and another one 79.6 metres deep in 1963 at the Tula body. No reliable logs were produced. «Peridotite» reportedly occurs in the first hole below 143 metres, and disseminated chalcopyrite, calcite veins, garnierite and azurite (?) were seen on the whole length of the core. «Fresh rock» was encountered in depth in the shorter drill-hole.

The drilling proved that serpentinites are layered bodies interbedded with metasediments and other mafic types, with portions of original rock unserpentinized. Serpentinization seems to be most complete toward the upper parts of the bodies, which prompted the view that it took place in situ due to weathering (D. Levitte and G. Kent, 1968). K. Ogasawara (1965) determined a specimen from the Tula body to be chromite-bearing peridotite. Whatever the original rock, chromiferous, nickeliferous ferromagnesian silicates were its essential components.

According to K. Rankama and Th. G. Sahama (1950), the average primary content of some elements in ultrabasic rocks is in the following ranges:

Ni	0.08 to 0.3 per cent
Co	0.02 to 0.04
Cr	0.2 to 0.34
Cu	0.015 to (0.08)

According to D. Jelenc (1966), the unaltered serpentinites in Adola assayed less than 0.5 per cent nickel, less than 0.05 per cent cobalt, and the sulphur content is less than 0.01 per cent. With the exception of alleged chalcopyrite in the Dubicha drill-hole — a highly problematic datum not confirmed at all — and problematic box-works after sulfides reported by S. Morete (1973) in Tula serpentinite, there is no firm evidence of primary sulfides in Adola serpentinites. The conclusion is that the original magma was very low in sulphur.

The contents of metals and other constituents in fresh serpentinites from various localities in Adola have been given by S. C. Artens, (1974) as follows:

Constituent	Approximate range (per cent)
Cr	up to 1
Co	0.01 to 0.1
Cu	0.005
Pb	0.001 to 0.005
Mn	0.04
Ba	0.01
V	less than 0.01
Ag	0.0003–0.003 (— 0.1 to 1 oz/ton)
CaO	0.05 to less than 1
Na ₂ O	0.1 to 2
Al ₂ O ₃	0.1 to 0.3
Elements not detected:	As, B, Bi, Cd, Sb
Elements not sought:	Au, F, Cl

Analyses of soil covering serpentinites at two localities showed the consistent presence of gold in amounts between 0.66 and 1 ppm. A sample of chromite assayed less than 0.15 ppm gold.

Traces of platinum group metals have been found in Adola as well. No platinum has been noted to date but the osmiridium mineral sisserskite occurs together with detrital gold in placers of the lower Demi Denissa area (J. Haggos, 1972). Precious minerals are genetically associated with and derived from mafic or ultramafic rocks.

Summary

Summarizing the above evidence, the following modes of sulfide mineralization are recognisable, either as proved or implicit sources of primary gold in the Adola area:

(a) Silicification and mineralization in metasedimentary, usually graphitic quartzitic beds with pyrite and base metal sulfides, appearing as disseminations, stringers, pyritized joints and breccias. Gold is definitely associated with sulfides.

(b) Mineralization in graphitic argillitic-quartzitic beds with disseminated pyrite and minor base metal sulfides, apparently of early origin.

(c) Dissemination of pyrrhotite in arkosic psammites (Kajemiti Beds), apparently of early origin.

(d) Mineralization in structural sites with pyrite, pyrrhotite and base metal sulfides carrying gold, associated with the high-temperature gangue minerals. Gold is positively correlative with copper and possibly cobalt too.

(e) Mineralization in quartz veins with pyrite, occasional and minor base metal sulfides and molybdenite, rutile and tourmaline. Several generations of veins are evident, some auriferous and others barren.

(f) Mineralization in skarn-type rocks and pegmatites with minor iron and copper sulfides, molybdenite and gangue paragenesis typically associated with granites.

(g) Weak random dissemination of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite (?) in metamafic rocks, apparently originating by blastic growth.

(h) Mineralization in altered ultramafics with trace amounts of gold and other elements in unknown mineralogical form.

Discussion

The metallogenetic considerations take into account that gold has been released by weathering of sulfides, resulting from several modes and stages of sulfide mineralization. Their origin is interpreted in the framework of sedimentary, structural, metamorphic and magmatic phenomena associated with a convergent plate boundary regime, the ultimate source of the metal being the mantle.

A genetic hypothesis must therefore provide for the presence of the source rocks, for a hydrothermal system with fluid agents involved in mobilization and transport of metals, for the generation of sulphur, energy and for suitable precipitation environment. The concentration of gold in the Adola goldfield can be reconstructed as a multi-stage process, the details of which are as yet little known, let alone documented.

Possible source and mode of occurrence of gold

In the absence of evidence to the contrary, the postulate that gold in Adola originated from mafic-ultramafic magmas — the likely source for other metals as well — is based on the following:

(a) Gold has been found to pertain to soil over the serpentinites, and in the chromite derived from ultramafites (S. C. Arana, 1974).

(b) Gold tends, because of its siderophile character, to concentrate in the iron phase of meteorites — compositionally analogous to mantle (M. H. P. Bott, 1971), in native iron of basalts, and has been detected in chromites and magnetites of mafic-ultramafic rocks (K. Rankama and Th. G. Sahama, 1950; V. M. Goldschmidt, 1958; R. I. Tilling et al., 1973).

In magmatic differentiation gold either concentrates in the sulfide phase together with copper, silver and nickel, or it may be carried over to the silicate phase (K. Rankama and Th. G. Sahama, 1950); gold in association

with olivine is well known (V. M. Goldschmidt, 1958). In sulphur-deficient systems, as apparently was the case in Adola ultramafic magmas, gold ions would also concentrate in oxide phase magnetite and chromite, which crystallized directly from the melt along with olivine.

R. I. Tilling et al. (1973) have shown that the relatively highest gold contents pertain to volcanic mafic rocks; specifically it is the highest in early crystallizing mafic silicates and oxides. The average gold content in ultrabasic rocks is 5 to 6 ppb (0.005 to 0.006 ppm) and in basalts 4 ppb (R. P. Viljoen et al., 1969). Basalts from the mid-Atlantic ridge assay 10 ppb, and tholeiitic basalts from Hawaii are relatively high in gold too (D. Gottfried and L. P. Greenland, 1972). V. G. Moisenko and I. I. Fatyanov (1972) found 21.3 ppb gold in dunitic-harzburgitic rocks and 2 to 4 ppb in gabbroic rocks, to quote a few examples.

(c) Since a number of gold deposits of older geological periods occur in analogous geologic-tectonic settings associated with «greenrocks» of extrusive origin, it is only logical to relate the origin of gold to the specific geological environment. Greenstones of South Africa's Barberton region contain 5 to 20 ppb gold (R. P. Viljoen et al., 1969), and metagabbros and metadiabases of the Canadian Shield about 18 ppb (J. F. Stephenson and Ehman, 1971; Weber and Stephenson, 1973). Higher than average gold values in greenstones have been confirmed by R. I. Tilling et al. (1973). Despite the latter's argument that no particular rock is a more favourable gold source than another, the fact that many gold deposits are related to «greenrock» sequences must have a definite bearing on its source.

It is therefore believed that during the crystallization of mafic-ultramafic magmas, gold has been incorporated in the crystal structure of the early igneous minerals. The original partition of gold, and other precious metals as well, between the silicate and oxide phases in a melt is unknown (J. H. Crockett and L. L. Chyi, 1972). In magnesium-rich olivines nickel, cobalt and chromium are usually present. Nickel and cobalt occur either in early sulfides or — if sulphur is absent — incorporated in the structure of silicate minerals. Widespread substitution of metals occurs in silicates. Nickel, cobalt and copper substitute iron and magnesium, their atomic radii being very close. Nickel especially has a great tendency to enter the olivine composition though it may also form the Fe-Ni alloys awaruite and josephinite and the nickel spinel trevorite (R. Rankama and Th. G. Sahama, 1950). Gold might have entered the silicate structure by some way of substitution as well, occupying either fixed positions in crystal structure or related to its defects. D. Gottfried and L. P. Greenland (1972) thought gold to be associated with trace elements of large ionic radii, and R. P. Viljoen et al. (1969) suspected electronegativity of gold to make it likely to enter the lattice of silicates. It appears however that, according to the available reference, the linkage of gold with ferromagnesian silicates has been little studied.

Alternatively, gold might be taken up in solid solution in oxides. Because of great dissimilarities of atomic radii of iron, chromium and gold, a direct diadochic replacement is unlikely. Gold might be trapped as minute inclusions in native form. According to W. A. Deer et al. (1967) oriented inclusions are particularly common in magnetite; oxides of Al_2O_3 , Fe_2O_3 and SiO_2 can

enter the magnetite structure. The similarity of the crystal structures of magnetite, chromite and gold supports this possibility.

Gold is released by the breakdown of host minerals during metamorphic destruction. Details of its migration are not known; J. H. Crockett and L. L. Chyi (1972) reported that serpentinization concentrates gold by a factor of two or three. If this is so, gold will concentrate either in secondary hydrosilicates or oxides such as amorphous magnetite — an oxidation product of olivine alteration.

Speculation concerning composition of mafic-ultramafic rocks

The ophiolitic suite in the Adola area consists of mineralogically and texturally variable rock units appearing in layers, the lithologies changing mainly in the vertical sense. Petrologically the rocks have been little studied. The relatively higher base metal and cobalt contents in amphibolites might be due to secondary epigenetic introduction, especially in para-amphibolites. On the other hand, the discontinuous bodies of serpentinites are characterized by strong concentration of nickel and cobalt, a feature not observed in any other rock type. It is believed that both differences in original magma and specific metamorphic processes were critically involved in the formation of various lithologies.

It might be speculated that massive amphibolites originated as layered pillow lavas and volcanic flows derived from more feldspathic and calcium rich, less magnesian basaltic magmas, probably similar to those producing rocks of tholeiitic composition.

Serpentinites normally originate from peridotitic rocks consisting essentially of magnesian olivine, orthorhombic pyroxene (enstatite) and possibly some augite as well, with opaque accessories. Adola serpentinites must have originated from similar rocks, though probably not from dunite, harzburgite or lherzolite Alpine ultramafic types, which are of plutonic origin.

Originally subaqueous volcanic flows, these rocks were probably peridotitic equivalents such as picritic basalts, possibly comparable to oceanites from Hawaii. Similar rocks have been considered by R. P. Viljoen et al. (1969) as the principal source of gold in South Africa's Barberton region. Significant differences in chemistry of mafic-ultramafic rocks have been found in this region, which shows surprising similarity to the Adola area.

The foliated amphibole-chlorite-talc rocks originated probably from similar ultramafic rocks, apparently richer in calcium incorporated in monoclinic pyroxenes and plagioclases. These rocks, however, could also represent intermediate stages in the development of talc directly from unserpentinized ultrabasic rocks (W. A. Deer et al., 1967).

It is generally believed that, beneath oceans, magma is produced by partial fusion of primary mantle material which is thought to be peridotitic. There is still much controversy about the generation of various basaltic magmas. Chemical inhomogeneities of the mantle, fractional crystallization, gravitational settling, selective fusion and depths of formation have been considered probable mechanisms generating different facies of basaltic magmas (M. H. P. Bott, 1971).

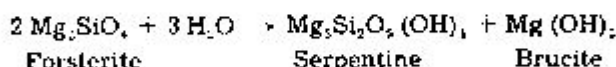
Hydrothermal alteration

Serpentinites and talc rocks originate by hydrothermal alteration of magnesian silicates in original ultramafites. Serpentinization — the commonest type of alteration — is a complex low-temperature reaction involving water with a low CO_2 content, which may be supplied from variable external sources. The process cannot be explained by a single unique reaction, and its details are not yet completely understood (I. S. Carmichael et al. 1974; J. B. Moody, 1976).

On the other hand, talc usually originates by successive alteration of serpentine. Although considered a product of more advanced metamorphism, and according to A. Harker (1950) more of a stress mineral than serpentine, there is a considerable overlap of the stability fields of the two minerals (W. A. Deer et al., 1967). In altered rocks a distinct zonal pattern — with a relict core of partially serpentinized rock, and a marginal zone of talc-carbonate facies — is very commonly observed. Talc can form also directly from un-serpentinized rocks. If such rocks are calcium-rich, or by involving of calcium-rich solutions, talc may originate through intermediate stages of development of tremolite and chlorite rocks (W. A. Deer et al., 1967).

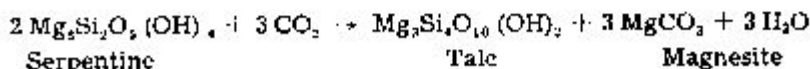
In Adola, both rocks are closely associated spatially. The possibility that serpentinites originated from specific rocks rich in nickel, cobalt and chromium, formed by any selective process of segregation, and brought to the surface as «pockets» within basaltic flows subsequently altered to talc, is unlikely. Serpentinites and talc rocks originated by progressive alteration from one original rock type. Accepting this interpretation, the talc alteration would have progressed so far as to be nearly complete, leaving only minor lens-shaped portions of serpentinite embedded in talc rocks. The differences in chemism would, then, have resulted from leaching and removal of metals during talc alteration.

The conversion of olivine to serpentine by addition of water is expressed by the known equation:



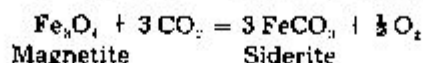
Correspondingly, fayalite would yield serpentine and magnetite, the ferrous ion from olivine oxidized to ferric ion in magnetite, the necessary oxygen being obtained from decomposition of water. In the reducing environment native iron can occur as well (O. K. Eckstrand, 1975). Chromite can be replaced by secondary magnetite or spinel (J. B. Moody, 1976). Cobalt is located in magnetite, and nickel and copper from olivine are partly converted to opaque minerals and partly enter into serpentine. Gold is reportedly enriched, probably in oxides and spinels (J. H. Crockett and L. L. Chyi, 1972). Magnesia goes into solution but silica remains relatively constant.

Talc usually forms from serpentine by the addition of CO_2 :



Similarly tremolite, chlorite or diopside may be converted to talc by the addition of CO_2 , with dolomite and silica removed in solution.

Magnetite in serpentinite, both primary and secondary, is attacked by CO_2 as well. According to O. K. Eckstrand (1975) ferric ion is changed to ferrous, oxygen is released and an oxidising environment is produced:



In successive alteration two reaction fronts form; the advanced serpentinization front is marked by a reducing environment, and the following talc alteration front by an oxidizing environment.

In talc-carbonate alteration magnesia is largely removed, and oxidic minerals are decomposed. The chemical changes are intensified if acids or other agents are introduced from any sources. Iron, nickel, cobalt are set free and go into solution; nickel is very stable in aqueous solutions and can migrate to considerable distances. Cobalt is readily oxidized, together with ferrous iron, into the trivalent state and they accumulate in situ. However a part of ferrous iron and divalent cobalt remain in solution and can be transported as carbonate. Both metals can be transported also as colloidal hydroxides. Copper gets into solution as well, probably as cupric sulphate if the SO_4 ion is available, whereas ferrous sulphate would be rapidly oxidized to form sulphuric acid and ferric hydroxide (K. Rankama and Th. G. Sahama, 1950). Gold apparently passes into solution as well, in one or another form. Silica tends to form colloidal solutions and is enriched in talc relative to serpentine.

The decomposition of silicates and the movement of elements is still a subject of research, the composition of the participating solutions having a decisive bearing on the possible chemical variables. According to J. B. Moody (1967) the pH of aqueous solutions, the presence of chlorine and p/T conditions determine the elements which may be leached as well as the mobilities of the solutions.

In the weathering of nickeliferous serpentinites, as has been the case in Adola, nickel, together with ferric iron and cobalt, concentrates in the residual soil in the form of hydrosilicates. There is no such concentration in residuals derived from talc and other rocks since these elements have been removed prior to exposure to weathering.

Solutions: a review of possible media of transport

The breakdown of the primary host minerals released the gold, which passed into solution and, together with other metals, migrated to the next or final localization.

There is sufficient information to the effect that gold is transported in thermal waters and concentrated at a wide range of p/T conditions. Gold is soluble in various forms in both acid and near-alkaline aqueous solutions. In natural hot springs that deposit gold, slightly alkaline solutions seem to prevail (B. G. Weissberg, 1969). K. B. Krauskopf (1967) advanced the hypothesis that metals are carried in solutions as chloride complexes and precipitate as sulfides in the presence of hydrogen sulfide, usually as colloidal particles; au-

rous and auric chloride complexes are highly soluble and mobile. H. L. Barnes (1962, 1972) advocated the transport of gold by means of bisulfidic complexes in neutral to weakly alkaline solutions. D. E. White (1965, 1968) favoured sodium-calcium-chlorine brine as «a potent solvent for many metals», and R. W. Boyle (1968) thought antimony, arsenic and tellurium complexes to be intimately involved in the transport of gold. H. C. Helgeson and R. N. Garrels (1968) demonstrated the solubility of gold in acid chloride-rich aqueous solutions. B. G. Weissberg (1970) suggested that gold-sulfide complexes in near-neutral solutions are particularly effective in the formation of gold deposits. V. G. Moisenko and I. I. Fatyanov (1972) stated categorically that gold is transported in solutions as sodium chloride and as a thiosulphate complex, the temperature of formation of hydrothermal gold deposits ranging from 30 °C to 430 °C.

Gold can be also transported in organic complexes (A. S. Radtke and B. J. Scheiner, 1970). Upon oxidation of the organic component, metallic gold is formed. Certain components of organic carbon are believed to be capable of adsorbing gold complexes since gold is often found in carbonaceous rocks. Gold can be dissolved and reprecipitated in weathering environments at relatively low temperatures (C. F. Park and R. A. MacDiarmid, 1970), as proved by the aggregation of fine particles to nuggets in placers.

Chemical systems involved in solubility of gold are evidently complex. R. W. Boyle (1968) rightly stated that no single complex can be regarded as the responsible agent in the formation of gold deposits.

Silica — amply participating in gold deposition — is soluble and can be concentrated in a wide range of pH conditions. It is thought to be derived from alteration of the country rocks. The importance of colloidal solutions in silica deposition is well known. Sols can serve also as means of transporting the metals; the colloidal hypothesis might be applicable for gold as well.

Regarding the possible origin and nature of liquid agents in the formation of the Adola gold deposits, in line with the available evidence and postulated ability of saline chloride brines to serve as agents of metal transportation, the most likely seems to be the derivation from sea water trapped in sediments. Connate waters are rich in elements and salts usually found in sea water, chlorides being most abundant. Silica concentration is variable but, as in sea water, generally low (D. E. White, 1965). According to J. H. Taylor (1965) all mineralizing solutions contain a substantial percentage of connate waters.

Sea water has been recognized as a possible fluid for serpentinization (J. B. Moody, 1976), and oceanic water was apparently the agent of alteration of serpentine blocks dredged from the mid-oceanic ridges (I. S. Carmichael et al., 1974). Boron and chlorine are usually found in serpentinites (J. Turner and J. Verhoogen, 1960; J. Rucklidge, 1972). Since their amount in ultramafic rocks is insignificant, but they attain high concentrations in sea water, they are introduced by the serpentinizing fluid which, by implication, is a sea water derived brine.

The abundances of halogens in the Adola serpentinites have not been determined. The presence of tourmaline and possibly apatite could be alleged to relate to the content of halogens in connate fluids. The solution might have been initially a sodium-chloride brine, probably near-neutral; the pH value

of present-day sea water is 8.1 to 8.4. In the long process of reactions in the changing geological environment, the composition of solutions was subject to constant changes. According to J. B. Moody (1976), the fluids involved in serpentinization become strongly alkaline. Regarding the migration of the metals in connate solutions carrying chlorides, J. Rucklidge (1972) characterized it as «a matter of uncertainty and speculation».

Possible stages of mineralization

R. I. Tilling et al. (1973) emphasized that the concentration of gold from its disseminated original position in the parts per billion range to economic levels, the content of gold in transporting solutions equally being extremely low, requires favourable configuration and nature of the hydrothermal system, especially in terms of dilatancies, duration and intensity of events. R. W. Boyle (1959, 1968) too stressed the overwhelming importance of dilatancy as sites where deposits can form. B. G. Weissberg (1969) and others have shown that gold deposits can be easily formed even at very low concentrations of ore-forming solutions during geological times.

The mineralizations recognized in the Adola area apparently differ in relation to the time of formation. It is conceivable that the hydrothermal system was activated already during diagenesis, when the compaction from the weight of the accumulated material set the saline waters entrapped in pore spaces of sediments, in motion. Serpentinization may have been initiated already in the burial stage, the waters percolating the rocks, with various anions and cations passing into solutions.

The sedimentary suite of the Adola Group rocks generally contains graphitic matter, apparently derived from water organisms such as blue-green algae. In stagnant waters under anaerobic conditions, sulphur was formed biogenically either through bacterial decomposition of organic matter or reduction of sea-water sulphate. It seems that the euxinic environment was conspicuously important in Adola sulfide mineralizations as the source of hydrogen sulfide, since hypogene sulphur was apparently low or even absent.

(1) The sulfide disseminations in argillaceous-arenaceous sediments point to an early *diagenetic* origin. The metal components dissolved in solutions, from whatever source their provenance may have been, readily precipitated in the sulphurized environment at a relatively low temperature. The silica content in solutions was apparently low. Though some gold could have been concentrated via adsorption from sea water by organic matter, it seems that the early generation of sulfides does not contain much or any gold.

The iron sulfides usually disseminated in sedimentary rocks are authigenic pyrite and pyrrhotite, the former precipitating in strongly reducing environments with weakly acid to alkaline waters and abundant hydrogen sulfide, and the latter in shallow less reducing environments.

The metals can be also introduced epigenetically in solutions, the paragenetic sequence similar to that of ore veins in this case. A way to discriminate between the sulfides of authigenous or «sedimentary» and «hydrothermal» origin might be found in the Ni/Co ratio. In authigenous origin nickel predomi-

nates over cobalt and vice versa (K. Rankama and Th. G. Sahama, 1950).

The average whole-rock ratios from the data available for some rock units in the Tula-Kajemiti area are given in Table 2.

Table 2.

Ni/Co ratio found in some rock units from the Tula-Kajemiti area

Tabela 2.

Razmerje Ni/Co v nekaterih kamninjskih enotah območja Tula-Kajemiti

Rock type	Average Ni/Co ratio	Remark
Graphitic quartzite	$\frac{540}{42} = 13$	
Graphitic schist	$\frac{118}{45} = 3$	
Kajemiti psammites	$\frac{65}{18} = 3$	
Demi Denissa schist	$\frac{42}{44} = 1$	
Mineralized Demi Denissa schist	$\frac{28}{70} = 0.4$	Schist with abundant auriferous sulfides; nine core samples from drill-hole KJ-5A/72

Accordingly, with the exception of Demi Denissa sulfides in sheared schists, an early authigenic precipitation by autochthonous sulphur is indicated in schists and quartzites. Pyrrhotite in the Kajemiti Beds originated apparently in an agitated low-sulphur environment. It is unlikely that original pyrite was altered to pyrrhotite by regional metamorphism; the released sulphur should, in this case, have produced a new generation of pyrite crystalloblasts, which are not to be seen. There is no carbonaceous matter associated, and there is also no indication of detrital gold being derived from the pyrrhotite.

The presence of graphitic metasedimentary beds is a characteristic feature of gold deposits of this type. In the Barberton region of South Africa (R. P. Viljoen et al., 1969), in the Ramagiri area of Andhra Pradesh in India (D. B. Ghosh et al., 1970) and in the Morro Velho mine of Brasil (R. Fleischer and P. Routhier, 1973), black graphitic sediments are important lithological units of the gold-bearing suites. The specific environment might have been somehow involved not only as the source of biogenic sulphur and compounds acting as agents in redox reactions, but possibly also in the formation of organic complexes instrumental in migration and deposition of gold.

(2) The onset of orogenesis changed the hydrodynamic regime and introduced a new phase of epigenetic hydrothermal processes, controlled by dilatancy, initially depositional and gradually also structural, and the ready presence of autochthonous sulphur. The phases were overlapping as the environment was changing. The new physico-chemical environment was marked by increased p/T conditions, by a compositional change of the original saline brines due to the influx of meteoric or magmatic waters carrying carbon dioxide and other agencies, and by fracturing of the rocks, increasing so the accessibility of fluids and reactive surfaces. The fluids were expelled under pressure, permeating and leaching the rocks. It is believed that talc alteration reactions took place in the early stages of diastrophism.

The solutions, apparently at not very high, though elevated temperatures, carried dissolved metals and other components and moved towards low-pressure sites. It is likely that sulfide mineralization and silicification of the graphitic arenites and associated sediments took place at this stage. Visible sulfides seem to be pyrites prevailing, and they contain gold. Quartz, mica, graphite and occasional tourmaline are the associated minerals. The sediments underwent metamorphism and recrystallization with crystalloblastic growth of sulfides, proving the early epigenetic age of the mineralization.

If chloride was the complexing ion in the oxidizing solutions, then gold could have been dissolved and transported as the stable complex $AuCl_4^-$ (C. F. Park and R. R. MacDiarmid, 1970). Gold was incorporated in sulfides which precipitated in an reducing environment in contact with hydrogen sulfide. Such environment, according to H. L. Barnes (1972) would be indicative of the presence of chloride complexes.

(3) The next stages of epigenetic auriferous quartz-sulfide mineralizations could be related to granitic plutonism and orogenesis. Structural deformations produced features of increased permeability — fractures, faults and shears — which readily served as communication conduits and loci of precipitation. The solutions moved following the pressure and temperature gradients; at low-pressure and in cooler zones the minerals precipitated. Gold occurs in copper sulfides and possibly iron sulfides as well. Typical high-pressure high-temperature minerals rutile, garnet and tourmaline, and inconspicuous wall-rock alteration characterize the mineralization as hypothermal. Gold was probably in solid solution, incorporated in the defective lattice of sulfides at elevated temperatures, and exsolved when temperature dropped.

The plutonic activity in the Adola area would, as argued before, broadly coincide with the orogeny. Since the silicic melts would have formed by partial fusion of the upper mantle and the oceanic crust, metals contained in the consumed crustal rocks would be incorporated in the paligenic magma, and volatiles mobilized through dehydration and decarbonation of the crustal material. Some juvenile fluids and metals originating from the mantle could have been added, and additional components mobilized from the cooling magma and adjacent rocks. A remobilization of the early precipitated sulfides, gold included, is conceivable. The fluids migrated and behaved as though they originated from magma in the classical sense of interpretation.

The solutions were probably chemically reconstituted original saline brines. Boron and chlorine appear to have been derived from them, as evidenced in the

occurrence of tourmaline and apatite which formed by high-temperature reactions with other constituents. Heated solutions could have removed and carried also large amounts of silica, its solubility and mobility in direct relationship to temperature. Falling temperature gives a likely explanation of silica precipitation. The conclusion that structurally controlled precipitation occurred by both pressure and temperature decrease would, according to H. L. Barnes (1972), speak again for the presence of chloride complexes.

There are more than one generation of quartz, and there were apparently several episodes of hydrothermal activity. To be distinguished, at least, are bluish yellowish high-temperature quartz with gold-bearing sulfides and greasy, milky, barren, probably later introduced lower-temperature quartz, usually forming larger reefs with distinct boundaries.

It is not possible as yet to say if — and to what extent — the youngest massive pegmatoid granites were involved in some later-stage remobilization and reprecipitation of the ore material. The Chambi area, for one, bears strong evidence of hydrothermal activity but it is not known how strong a bearing these events had on the migration of gold.

Primary gold deposits in the Adola area, according to present information, are nearly exclusively confined to Adola Group rocks. A plausible explanation why the Adola sequence was the receptive assemblage is at hand: it was the source of gold and other metals, the source of solutions and the generator of agents of reduction and of biogenic sulphur — probably the main source of the available sulphur, and it presented convenient permeable ground for the movement of fluids and the precipitation of minerals.

Conclusion

An attempt has been made to interpret the obviously complex geological structure of the Adola goldfield and its metallogeny in terms of a convergent plate tectonic regime. In doing so, and because of lacking evidence — field work being impossible at this time — assumptions have necessarily been made. The emerging genetical hypothesis is based on the postulate that the ultimate source of gold is the ultramafic portion of the ophiolitic suite of the Adola Group assemblage, formed as part of an ancient oceanic crust. Through processes of hydration alteration gold was liberated from host minerals and, together with other metals, passed into solutions, which origin can be best explained by affiliation with oceanic water.

It is conceivable that the process of mobilization and migration commenced in diagenesis, the saline fluids activated by compaction. During orogenesis the reconstituted fluids, activated by dynamism and anatectic magmatism, permeated and leached the rocks, mobilizing and remobilizing the constituents, which migrated possibly as chloride complexes and precipitated as metal sulfides, with gold incorporated. The euxinic sedimentary environment, generating biogenic sulphur, is believed to be of crucial importance for sulfide formation at least in the diagenetic and early epigenetic phases. More hydrothermal episodes were probably involved, silicic plutonism influencing the fluids chemically and physically. Both depositional and structural permeable sites acted as con-

duits for metal-bearing solutions and as loci of precipitation, its mechanism controlled by both physical and chemical factors.

There is a good structural-lithological similarity of the Adola gold-field with some other goldfields of this type and, consequently, an analogy in concentration mechanism might be likely.

The genetic hypothesis presented is a tentative one, seemingly reasonable but clearly not indisputable. The mineralization events extended over a long period of time, and in ancient rocks with such a complex history the details are obscured. Further study will doubtless be a demanding though satisfying exercise, possibly also a rewarding one if economic primary gold concentrations will be located.

References

- Antolini, P. 1958, Exploration of Sidamo province. Unpublished report to Texas Africa Exploration Co. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Artana, S. C. 1974, Quarterly progress report on the Sidamo nickel project (Oct. 1974). Montreal, Canada. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Barnes, H. L. 1962, Mechanism of mineral zoning. *Econ. Geol.*, vol. 57, p. 30-37.
- Barnes, H. L. 1972, Deposition of hydrothermal ores. In: *Internat. Geol. Congress; 24th Session, Section 10: Geochemistry*. Montreal, Canada.
- Bentor, Y. K. 1963, Ethiopia-Preliminary report to the Ministry of Mines; 20th July to 19th August 1963. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Bentor, Y. K. 1967, Ethiopia- Follow-up geological report. March 1967. The Hebrew University, Jerusalem. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Bogale Blazen, 1974, Reconnaissance survey for alluvial and other minerals in the Chambi area. Sidamo province. Report. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Bott, M. H. P. 1971, *The interior of the earth*. Edward Arnold Ltd. London.
- Boyle, R. W. 1959, The geochemistry, origin and role of carbon dioxide, water sulfur, and boron in the Yellowknife gold deposit, Northwest Territories, Canada. *Econ. Geol.*, vol. 54, p. 1506-1524.
- Boyle, R. W. 1968, Fahbands sulfide schists and ore deposition. *Econ. Geol.*, vol. 63, p. 385-440.
- Boyle, R. W. 1969, Hydrothermal transport and deposition of gold; a reply. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 112-115.
- Carmichael, I. S., Turner, F. J., Verhoogen, J. 1974, *Igneous petrology*. McGraw-Hill Book Co. New York.
- Chater, A. M. 1971, The geology of the Megado region of southern Ethiopia. Thesis. Leeds University. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Crocket, J. H. and Chyi, L. L. 1972, Abundances of Pd, Ir, Os and Au in an Alpine ultramafic pluton. In: *Internat. Geol. Congress; 24th Session, Section 10: Geochemistry*. Montreal, Canada.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1967, *Rock forming minerals Vol. 3. Sheet silicates*. Longmans. London.
- Eckstrand, O. K. 1975, The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, vol. 70, p. 183-201.
- Ehman, W. D. and Baedeker, 1968, The distribution of gold and iridium in meteoritic and terrestrial materials. In: L. H. Ahrens; *Origin and distribution of elements*. Pergamon Press. Oxford.
- Evers, W. E. 1969, Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 575-578.
- Fleischer, R. and Routhier, P. 1973, The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Pasagen de Mariana, Brasil. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 11-22.

- Geotrex Ltd. 1970, Interpretation of airborne geophysical survey, Ethiopia. (Survey flown and compiled by Survair Ltd., Ottawa, Canada). Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Ghosh, D. B., Sastry, B. B. K., Rao, A. J., Rahim, A. A. 1970, Ore environment and ore genesis in Ramagiri goldfield, Andhra Pradesh, India. *Econ. Geol.*, vol. 65, p. 801-814.
- Gilroy, C. F. 1970, The geology of the Gari Boro region of southern Ethiopia. Thesis. Leeds University. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Goldschmidt, V. M. (edited by A. Muir), 1958, *Geochemistry*. Clarendon Press. Oxford.
- Gottfried, D. and Greenland, L. P. 1972, Variation of iridium and gold in oceanic and continental basalts. In: *Internat. Geol. Congress: 24th Session. Section 10: Geochemistry*. Montreal, Canada.
- Hagos, J. 1972, Sisserskile in Demi Denissa valley (Sidamo province). Report No. 1972/8. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Hallam, A. 1973, *A revolution in the Earth science*. Clarendon Press. Oxford.
- Hamrla, M. 1971, Statistical evaluation of exploration of gold placers in Adola area (Southern Ethiopia). *Geologija*, Book 14, p. 127-133. Ljubljana.
- Hamrla, M. 1977, Provisional geological map 1:50,000 of the Adola goldfield; short explanations and comment. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Harker, A. 1950, *Metamorphism* (3rd edition). Methuen & Co. Ltd. New York.
- Hatch, F. H., Wells, A. K., Wells, M. K. 1974, *Petrology of the igneous rocks* (13th edition). London.
- Helgeson, H. C. and Garrels, R. N. 1968, Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol.*, vol. 63, p. 622-635.
- Hinza, N. 1971, The petrology of drill-hole KJ-1/71, Kajemiti saddle, Adola goldfield, Sidamo. Report 1971/30. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Hunting Geology and Geophysics Ltd. 1969, Photogeological survey of the Sidamo area. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Jelenc, D. 1966, Adola gold placers and nickel-chromium ore deposits. *Geologija*, Book 9. Ljubljana.
- Jelenc, D. 1966, Mineral occurrences of Ethiopia. Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Kazmin, V. 1970, Field report on geological exploration in Shakisso area. UN report. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Kazmin, V. 1971, Geological map of the Yavello area, UN report. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Kazmin, V. 1975, The Precambrian of Ethiopia and some aspects of the geology of the Mozambique belt. *Bull. Geophys. Observatory*, No. 15, p. 27-43. Addis Ababa.
- Kazmin, V. (and Warden, A. J.), 1975, Explanation of the geological field map of Ethiopia. Bulletin No. 1. Ministry of Mines, Energy and Water Resources. Geological survey of Ethiopia. Addis Ababa.
- Kazmin, V. 1978, Ophiolites in the Ethiopian basement. Note No. 35. Ministry of Mines, Energy and Water Resources; Eth. Institute of geol. surveys.
- Kent, G. 1970, Field trip report No. 20 (3rd June to 26th June 1970). UN report. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Kochemasov, G. 1971, The geology and mineralization of the Chambi area, Sidamo. UN report. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Krauskopf, K. B. 1967, *Introduction to geochemistry*. McGraw-Hill Book Co. New York.
- Levitte, D. and Kent, G. 1968, Nickeliferous laterites in Sidamo. UN report No. GK/4/68. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Metal Mining Agency of Japan, 1974, Report on geological survey -- Wollega area, Western Ethiopia. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Molisenko, V. G. and Fatyanov, I. I. 1972, Geochemistry of gold. In: *Internat. Geol. Congress: 24th Session. Section 10: Geochemistry*. Montreal, Canada.
- Moody, J. B. 1978, Serpentinisation: a review. *Lithos*, No. 9, p. 125-138.

- Morete, S. 1971, Primary gold in the Kajemiti-Tula area, Adola goldfields. Note 1971/11. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Morete, S. 1972, Geology of the Kajemiti ridge, Tula area, Adola goldfields. Note 1972/1. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Morete, S. 1973, Primary gold mineralization in Tula-Kajemiti-Demi Denissa area. Adola goldfields (Uncompleted report). Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Neary, C. R., Gass, I. G., Cavanagh, B. J., 1976, Granite association of northeastern Sudan. *Geol. Soc. of America Bulletin*, v. 87, p. 1501-1512.
- Ogasawara, K. 1965, Report on preliminary survey of certain mineral deposits of Ethiopia. Tokyo. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Park, C. F. and MacDiarmid, R. A. 1970, Ore deposits (2nd edition). W. H. Freeman and Co San Francisco.
- Radtke, A. S. and Scheiner, B. J. 1970, Studies on hydrothermal gold deposition (I): Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition. *Econ. Geol.*, vol. 65, p. 87-102.
- Rankama, K. and Sahama, Th. G. 1950, *Geochemistry*. The University of Chicago Press.
- Rogers, A. S., Miller, J. A., Mohr, P. A. 1965, Age determination of some Ethiopian basement rocks. *Nature*, vol. 206, No. 4988, p. 1021-1023.
- Rucklidge, J. 1972, Chlorine in partly serpentinised dunite. *Econ. Geol.*, vol. 67, p. 38-40.
- Sawkins, F. J. 1972, Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Journal of Geology*, vol. 80, p. 377-397.
- Stephenson, J. F. and Ehman, W. D. 1971, Neutron activation analysis of gold in the Archean igneous and metamorphic rocks of the Rice Lake-Beresford Lake area, southeastern Manitoba. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 933-939.
- Taylor, J. H. 1965, The chemistry of deep connate waters and of ore fluids. In: *Symposium on problems of postmagmatic ore deposition*. Prague 1965.
- Tilling, R. I., Gottfried, D., Rowe, J. J. 1973, Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 168-187.
- Turner, J. and Verhoogen, J. 1960, *Igneous and metamorphic petrology* (2nd edition). McGraw-Hill Book Co. New York.
- UN Ethiopia Mineral survey, 1971, Report on the mineral survey in two selected areas of Ethiopia (Part III, Sidamo). Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Van Dornick, N. H. 1950, Provisional report on activities in the Shakisso goldfields. (Oct. 1949-May 1950). Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Viljoen, R. P., Saager, R., Viljoen, M. J. 1969, Metallogenesis and ore control in the Steynsdorp goldfields, Harberton Mountain land, South Africa. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 778-797.
- Vlaicu, Z. C. and Huffael, A. W. 1967, Geological report on nickel deposits in Sidamo province. Archives of the Ministry of Mines. Addis Ababa.
- Walsh, J. 1972, Geology of the Moyale area, Republic of Kenya. Ministry of Nat. Resources-Geological survey of Kenya. Report No. 89. Nairobi.
- Weber, W. and Stephenson, J. F. 1973, The content of mercury and gold in some Archean rocks of the Rice Lake area. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 401-407.
- Weissberg, B. G. 1969, Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 95-108.
- Weissberg, B. G. 1970, Solubility of gold in hydrothermal alkalisulphide solutions. *Econ. Geol.*, vol. 65, p. 551-556.
- White, D. E. 1965, Metal content in some geothermal fluids. In: *Symposium on problems of postmagmatic ore deposition*. Prague 1965.
- White, D. E. 1968, Environment of generation of some base-metal ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 63, p. 301-335.
- Yewhalawork Melka, 1966, Report on geological mapping of Monissa vicinity. Archive of the Ministry of Mines. Addis Ababa.

UDK 554.8:553.62(497.12)=863

Murski prod kot naravni vir industrijskega kremenar The Mura Gravel Deposit as a Natural Resource of Industrial Quartz

Jožef Skerlj

Geološki zavod, Ljubljana, Parnova 33

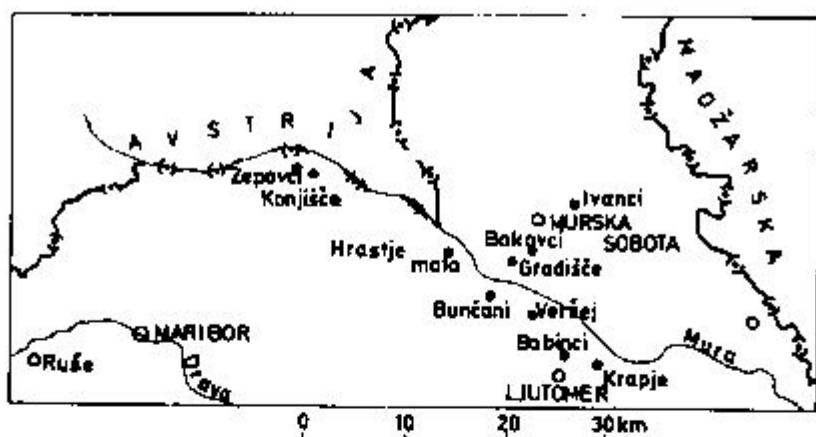
Na bregovih Mure so že dolgo pridobivali prod kot gradbeni material. Debelina prodnih naplavin je pri Konjišči 7 m in pri Babincih 16 m; to kaže, da v splošnem narašča v nizvodni smeri. V letih 1976/77 so v tovarni dušika Ruše poskusno uporabili kremenove prodnike v proizvodnji ferrosilicija. Frakcija + 30 mm murskega proda vsebuje namreč 22 do 33 utežnih procentov kremenovih prodnikov. Kemična analiza je pokazala 94,9 % SiO_2 v vzorcu iz gramoznice Konjišče in 99 % SiO_2 v vzorcu iz Babinec. Poprečje 19 vzorcev, vzetih v 9 gramoznicah, znaša 97,25 % SiO_2 in 0,25 % Fe_2O_3 . Po mineralni in kemični sestavi ter tehnoloških lastnostih je murski prod pomembna industrijska surovina, posebno železo, ker so njegove rezerve sorazmerne velike in je rojen tudi način pridobivanja.

Many gravel banks are being worked along the river Mura. In the past, the use of gravel was confined to construction material. The gravel deposit is 7 meters thick at Konjišče and 16 meters at Babinci. Generally its thickness increases downstream. In 1976/77 an attempt was made in the electrochemical works of Tovarna Dušika Ruše to examine the gravel composition in accordance with metallurgical standards. The particle-size over 30 mm contains 22—33 weight percent of quartz pebbles, as resulted from the size-frequency analysis. Their chemical composition varies from 94,9 % SiO_2 at Konjišče to 99 % SiO_2 at Babinci. The arithmetic mean of 19 samples taken from nine localities is 97,25 % of SiO_2 and 0,25 % of Fe_2O_3 . The Mura gravel appears to be an important natural resource of industrial quartz, notwithstanding that the manufacturing of ferrosilicon requires a correcting of the iron content of the quartz pebbles.

Uvod

Na murski ravnici na številnih mestih eksploatirajo mivko, pesek in prod za gradbeni material. Naplavine vsebujejo tudi kremenove prodnike, uporabne za izdelavo ferrosilicija in kovinskega silicija. V Bakovcih pri Murski Soboti izbirajo kremenove prodnike v ta namen.

Geološki zavod Ljubljana je v letih 1976/77 v številnih gramoznicah raziskoval murske naplavine, da bi določil procentualno udeležbo kremenovih prodnikov ustrezne debeline in kemične sestave.



Sl. 1. Pregledna skica gramoznic na murski ravlini

Fig. 1. Sketch map of the gravel pits in Mura plain

Vzorčevanje in separiranje proda

Po ogledu več gramoznic smo za vzorčevanje izbrali lokacije, kjer so že odprti veliki eksploatacijski profili (sl. 1). Na določenih krajih smo vzeli enega ali več industrijskih vzorcev, jih na separaciji presejali, stehali in izračunali utežni odstotek frakcije $+ 30$ mm. Iz vzorca smo ročno odbrali kremenove prodnike in tako dobili količino koristne substance na eni, ter količino jalovih heterogenih prodnikov na drugi strani. Vzorce smo jemali z bagerjem na odprtih profilih in iz že pripravljenega materiala za prodajo. Vzorčevalne profile smo kombinirali tako, da smo dobili poprečni vzorec.

Da bi ločili frakcijo $+ 30$ mm, smo industrijske vzorce iz vseh nahajališč separirali v separacijah Babinci pri Ljutomeru (sl. 2) in Gradišče pri Murski Soboti.

Izkoristek kremenovih prodnikov

Frakcija $+ 30$ mm že na videz vsebuje precej kremenovih prodnikov, ki se v glavnem dobro ločijo od drugih prodnikov, sestavljenih večinoma iz skrilavcev in magmatskih kamenin ter bolj redko iz apnenca.

Izkoristek kremenovih prodnikov v posameznih nahajališčih kaže tabela 1. Skupna teža vzorcev je znašala okoli 274 ton. Količina kremenovih prodnikov v frakciji $+ 30$ mm je v posameznih nahajališčih variirala od 22,20 % (Konjišče) do 33,13 % (Krapje). Vsečina kremenca v celotni teži vzorca je znašala od 4,01 % (Konjišče) do 19,12 % (Zepovci). Poprečna količina kremenovih prodnikov v celotni masi proda vseh lokacij znaša okrog 7 %. To vrednost bi mogli privzeti po sedanji stopnji raziskav za celotno raziskano območje. Upoštevati pa je treba, da frakcija $+ 30$ mm količinsko močno variira od nahajališča do nahajališča; to naj bi veljalo tudi za količino kremenca v frakciji $+ 30$ mm. Variabilnost materiala je brez dvoma posledica navskrižne plastovitosti, ki je značilna za ta nahajališča.



Sl. 2. Separacija proda v Babincih
Fig. 2. Gravel dressing at Babinci village

Kakovost kremenovih prodnikov

Določili smo kvaliteto kremenovih prodnikov samo v frakciji + 30 mm. Laboratorijsko in tehnološko so jih preiskali v tovarni dušika Ruše. Mineraloško in diferenčno termično je vzorce analizirala Erika Grobelšek, dipl. ing. Tehnološke preiskave o uporabnosti kremenca v metalurgiji pa je vodil Miha Prijatelj, dipl. ing.

Kremenovi prodniki so v posameznih lokacijah različno veliki. Prevladuje velikost 7 do 8 cm. Dosežejo pa tudi 15 do 20 cm. V glavnem so beli in sivi, redkeje rumeni zaradi prisotnosti železovih oksidov. Večji prodniki ponekod vsebujejo vključke skrilavca.

Mikroskopska slika kaže, da sestoji kremenov prod iz kvarcitov z več ali manj primesi muskovita, sericita, gline, grafitoidne snovi, železovih oksidov in oksihidratov ter mestoma tudi pirita. Kristali kremenca so med seboj različno preraščeni in imajo okoli večjih zrn zaradi kataklaze mozaično strukturo. V vzorcih ni opazna skrilavost. Vsi prodniki so kompaktni, trdi in neporozni.

Diferenčno termične analize kažejo reakcijo, ki je značilna za kremenovo prekristalizacijo iz β v α modifikacijo. Ta reakcija je vidna pri vseh krivuljah in se prav tako odraža pri ohlajanju vzorca kot eksotermna reakcija pri 573 °C.

Tabela 1. Izkoristek kremenovih prodnikov
Table 1. Recovery of quartz pebbles

Gramoz- nica Gravel pit	Teža vzorca	Frakcija	-30 mm	Frakcija	+30 mm	Jalovina	+30 mm	Krem. prodniki	+30 mm	% kremen od celotne teže vzorca Weight percent of quartz in the gravel sample
	Weight of sample	Particle size		Particle size		Waste		Quartz pebbles		
	teža weight	weight percent	teža weight	weight percent	teža weight	weight percent	teža weight	weight percent		
	kg	kg	%	kg	%	kg	%	kg	%	
Kropje	54525	44050	81	10475	19	7005	67	3470	33	6
Bunčani	22625	15605	69	7020	31	5002	71	2018	29	9
Vrčej	20050	12810	64	7240	36	5320	73	1920	27	10
Babinci				17431		11964	60	5467	27	
Bakovci	39714	32677	82	7037	18	5448	77	1589	23	4
Gradisce	38212	28667	75	9545	25	6883	72	2662	28	7
Ivanci	23548	20318	86	3230	14	2196	78	1034	32	4
Konjišče	22830	18704	82	4126	18	3210	78	916	22	4
Žepovci	18040	5720	33	12320	68	8870	72	3450	28	19
Hrastlje- Maja	18703	14623	78	4080	22	2988	73	1092	27	6

Tabela 2. Kemične analize kremenovih prodnikov
Table 2. Chemical analyses of quartz pebbles

Gramoznica Gravel pit	Vzorec Sample	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Zar. izg. Ign. loss %
Krapje	K-1	97,8	0,15	0,66	0,015	0,035	0,051	0,41
	K-11	98,63	0,12	0,50	0,016	0,065	0,050	0,29
	K-12	97,7	0,36	0,89	0,023	0,075	0,12	0,51
	K-13	98,8	0,16	0,36	0,007	0,041	0,045	0,31
Bunčani	B-11	96,86	0,12	1,23	0,015	0,069	0,063	0,34
	B-12	97,3	0,18	1,27	0,022	0,12	0,050	0,41
	B-13	95,66	0,17	1,66	0,016	0,36	0,052	0,49
Veržej	V-2	96,00	0,47	1,52	0,065	0,13	0,15	0,57
Babinci	1	98,86	0,14	0,35	0,021	0,034	0,031	0,38
	2	99,05	0,079	0,29	0,021	0,036	0,017	0,37
	3	99,05	0,054	0,25	0,021	0,036	0,021	0,45
Bukovci	B-1	95,7	0,55	1,44	0,06	0,46	0,35	0,63
	B-2	97,0	0,41	1,20	0,04	0,13	0,078	0,48
	B-3	97,4	0,23	0,80	0,05	0,03	0,055	0,50
Ivanjci	I-1	96,0	0,30	1,29	0,03	0,09	0,096	0,56
Konjičče	K-1	94,9	0,65	1,87	0,08	0,22	0,22	0,68
Žepovci	Ž-2	96,2	0,29	1,18	0,03	0,10	0,076	0,55
Hrastje- Moja	HM-1	98,1	0,20	0,60	0,01	0,10	0,055	0,46
	HM-2	96,9	0,32	1,19	0,058	0,07	0,146	0,53
Srednja vrednost Arithmetic mean		97,25	0,25	0,98	0,031	0,093	0,091	0,53

Iz kemičnih analiz (tabela 2) se vidi, da vsebina posameznih oksidov precej variira v različnih vzorcih. Srednja vrednost SiO₂ znaša 97,25 %, Fe₂O₃ pa samo 0,25 %. Te vrednosti so nekaj nižje od zahtev za proizvodnjo ferrosilicija, kar pa se da korigirati z dodatkom drugih surovin. Vsebina drugih oksidov pa ustreza zahtevam. Ostale fizikalne in metalurške značilnosti so ugodne.

Sklep

Rezerve kremenovih prodnikov v murskih prodnih naplavinah so velike in se dajo ločiti kot stranski produkt pri kopanju gramozja. Taka proizvodnja je rentabilna v nahajališčih, kjer že obstajajo separacije. Tu se kremenovi prodniki ročno odbirajo na tekočem traku iz frakcije + 30 mm. Z ročnim odbiranjem je možno doseči kvaliteto kremenca z ustreznim odstotkom SiO₂ za proizvodnjo ferrosilicija in kovinskega silicija.

UDK 552.53

Sadra in anhidrit na Idrijskem Gypsum and Anhydrite Occurrences in Idria Region

Franci Cadež
Rudnik živega srebra Idrija

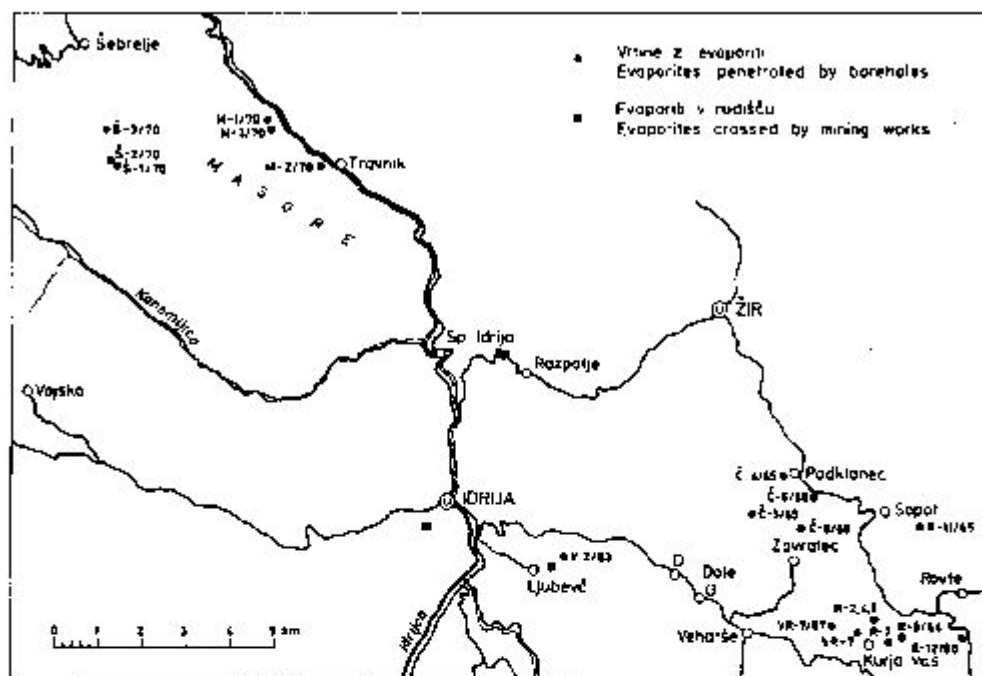
Zgornjepermski in spodnjekitski dolomit na Idrijskem vsebujeta sulfate. Bolj redki so evaporiti v gródenskem peščenjaku, spodnjekitskem skrilavcu in cordevolskem dolomitu. Nastajali so v lagunskem okolju, kjer so zaradi intenzivnega izhlapevanja morske vode dosegli stopnjo nasičenosti in se pričeli izločati v karbonatnem mulju. Evaporacija ni zavzela večjega obsega, saj sta sadra in anhidrit razvita le v lečastih plasteh.

Primarno je anhidrit prevladoval nad sadro; pozneje se je s hidratizacijo delež sadre ponekod močno povečal. Vode, obogatene z žveplivim vodikom, so povzročale tudi nadomeščanje sadre z žveplom in kalcitom. Jedra nekaterih vrtin v Sebeljah in Masorah so vsebovala tudi kristale fluorita.

Long ago the mercury mine of Idrija was known for secondary gypsum associated with epsomite and melanterite. Many geologists showed concern about its origin in abandoned underground works. Recently gypsum associated with anhydrite has been identified in the core samples taken from the bore holes for mercury at Masore north-west of Idrija, as well as at Ljubevč mine and in the Podklance—Kurja vas area east of Idrija. Gypsum appears to be more common in the Upper Permian and Lower Scythian dolomites as in the Middle Permian sandstone, Scythian shale, and Cordevolian dolomite. Primarily anhydrite predominated over gypsum. Later anhydrite partly altered to gypsum by hydration. It is believed, that the sedimentation took place under unfavorable conditions as in most cases evaporite occurrences are restricted to lenticular layers only. Somewhere underground waters rich in hydrogen sulfide caused the decomposition of sulfates into elemental sulfur and calcite that occur associated with gypsum. In the core samples taken from the bore holes at Sebelje and Masore, some fluorite crystals were found too.

Uvod

Idrijski rudnik je vsa leta svojega obstoja živel skorajda samo od pridobivanja živega srebra. V dolgi zgodovini so se od časa do časa pojavljale težnje po razvijanju dodatne dejavnosti z nadaljnjo predelavo čistega Hg ali z uvažanjem nove proizvodnje, nevezane nanj. Prizadevanja v tej smeri so bila aktu-



Sl. 1. Skica ozemlja s pojavi evaporitov na Idrijskem

Fig. 1. Location map showing the evaporite occurrences in the Idrija region

alna zlasti v obdobju nizkih cen živega srebra, s porastom cen pa so navadno zamrla. Zato nobena od novih dejavnosti ni dosegla večjega razmaha.

Obsežne raziskave na Hg v polpreteklem obdobju so nam dale tudi nove podatke o industrijskih mineralnih surovinah na Idrijskem. Na več mestih v rudišču in njegovi okolici so bili najdeni sulfati (sl. 1). Leta 1975 smo zato po programu Raziskovalne skupnosti Slovenije izpeljali prospekcijsko te surovine na celotnem slovenskem ozemlju in preiskali po nekaj vzorcev s treh različnih lokacij na Idrijskem.

Dosedanje raziskave

Starejši raziskovalci idrijskega rudišča so omenjali sadro le kot sekundarni mineral, ki se skupaj z epsomitom in melanteritom izloča na stenah in v razpokah starih rogov (A. Schrauf, 1891; F. Kossmat, 1911; J. Kropáč, 1912; B. Bercé, 1958). Nastajala naj bi bila pri razpadanju sulfidov, posebno pirita (F. Kossmat, 1911). A. Schrauf (1891) je sklepal, da je sadra v rudišču zelo labilna, saj se hitro sedimentira in ponovno prehaja v raztopino zaradi cirkulacije podtalne vode.

V bližnji preteklosti sta bila sadra in anhidrit najdena v različno starih usedlinah rudišča in njegove širše okolice. Ko so v letih 1964 do 1967 z vrtnjem iskali živo srebro v okolici Rovt, so v jedrih več kot deset vrtin našli sadro in anhidrit v spodnjeskitskem in predvsem zgornjepermskem dolomitu

(I. Mlakar, 1969). Evaporiti so tu omejeni na dve območji; severozahodno od Rovt so jih na prostoru Sopot-Podklanec, velikem 6,35 km², prevrtali na 5 krajih in prav tako na 5 krajih območja Kurje vasi s površino 1,45 km². Vrtine so naslednje: Č-3/65, Č-4/65, Č-5/65, Č-6/65 in R-11/66 na prvem območju ter VR-7/67, VR-6/67, R-7/64, R-8/64 in R-12/66 na drugem območju. Evaporiti prvega pasu so v plasteh nariva Tičnica, ki predstavlja zgornji del idrijsko-žirovskega pokrova, medtem ko se evaporiti drugega območja nahajajo v idrijski lusk, to je v spodnjem delu idrijsko-žirovskega pokrova (L. Placer, 1973). Manjši pojavi sadre in anhidrita v vrtinah R-2/61, R-4/62 in R-5/62, ki ležijo 300 do 400 m severno od drugega pasu, pripadajo narivu Tičnice, le v vrtini R-2/61 nastopajo v obeh tektonskih enotah. Sadra in anhidrit se pojavljata v globinah od 130 do 580 m, v najgloblji vrtini pa še celo v globini 717 m. Debelina plasti s sulfati se prav tako spreminja; v nekaterih vrtinah doseže 270 m.

Cordevolski dolomit vsebuje evaporite med 2. obzorjem in 2. medobzorjem idrijskega rudišča.

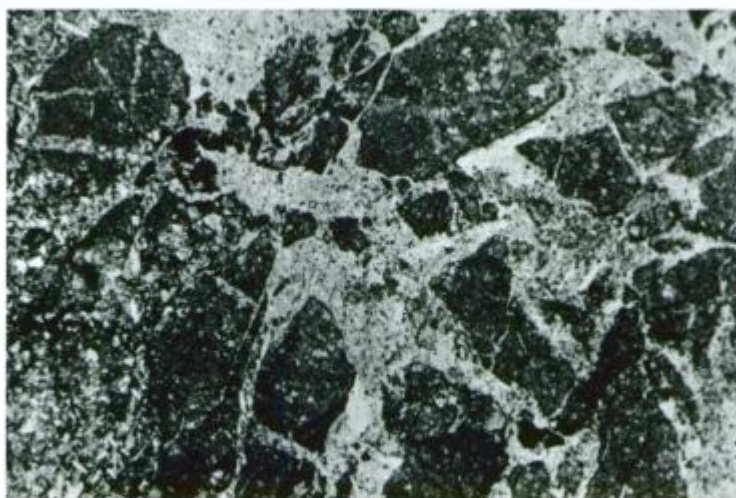
V letih 1970 in 1971 so pri raziskovanjih bakrovega nahajališča v Masorah in Šebreljah našli evaporite s štirimi vrtinami (F. Drogenik, 1970; T. Dimkovski in drugi, 1971, neobjavljeni poročili) v grōdenskem peščenjaku ter zgornjepermskem dolomitu in apnencu.

Leta 1973 smo z odpiralnimi deli v novem rudišču Ljubevč na 14. obzorju na nadmorski višini 0 m naleteli na evaporite v zgornjepermskem dolomitu: konkordantna plast sadre, debela okoli 1,5 m, je razdeljena s tanko dolomitno polo (5 do 30 cm) na dva sloja (L. Placer, 1973, neobjavljeno poročilo). Ze več let prej je isti horizont dolomita s sadro dosegla vrtina V-21/83, ki leži okoli 150 m severozahodno (F. Šumi in drugi, 1983, neobjavljeno poročilo).

Geološki opis

Rudišče Idrija. Svetlo sivi in beli zrnati dolomit cordevolske starosti vsebuje lečo kalcijevega sulfata, debelo do 2 m. Dolomit z anhidritom in sadro ter tanka plast langobardskih sedimentov pod njim sta zgoraj in spodaj omejena z narivnima ploskvama, ki ju ločita od permokarbonskega skrilavca. Dolžina sadronosne plasti znaša okoli 30 m, širina pa ni točno znana. V rovu na 2. obzorju so čiste evaporitne leče debele do 0,5 m in dolge več metrov; v okolni masi pa se sadra oziroma anhidrit in dolomit pojavljajo v različnih medsebojnih razmerjih. Cordevolski dolomit je navadno bel, zrnat in zelo čist, tukaj pa je svetlo siv in temno siv, brečast ter vsebuje žilice in infiltracije bitumena. Kjer prevladuje dolomit, imata sadra in anhidrit povečini obliko žil in žilic, kjer pa prevladujeta sadra in anhidrit, vsebujeta nepravilne leče dolomita. Sadra rastopa v paličastih kristalih, velikih nekaj desetink milimetra, redko do 5 mm; anhidritna zrna so nekoliko manjša. Ponekod so meje med dolomitom in sulfatom ostre, navadno pa so neravne; žilice sadre sekajo dolomitne drobce (sl. 2). V teh primerih sadra nadomešča dolomit.

Rovte. Po podatkih vrtin sta sadra in anhidrit v širši okolici Rovt daleč najbolj razširjena. Najpogostnejša sta v temno sivem zgornjepermskem in sivem spodnjeskitskem dolomitu, nadalje v peščenem skrilavcu z ležami oolitnega apnenca, ki leži na spodnjeskitskem dolomitu ter ponekod v sivem in rdečem grōdenskem peščenjaku.



Sl. 2. Dolomit (temno) nadomeščen s sadro (svetlo). Rudišče Idrija, 2. obzorje. || nikoli, 8 ×

Fig. 2. Dolomite (dark) replaced by gypsum (light). Idria mine, 2nd level. || nicols, 8 ×

Pogostnost sadre in anhidrita v omenjenih kameninah smo izrazili z ustreznim koeficientom. Za njegov izračun smo upoštevali podatke 18 vrtin med Ve-haršami, Rovtami in Podklancem (sl. 1), ki so vse našle permske in spodnje-skitske sklade, čeprav so bile locirane v ločenih tektonskih enotah. Koeficient pogostnosti sulfatov za plasti določene starosti nam predstavlja razmerje med dolžino prevrtanih plasti s sulfati in celotno dolžino vrtin v plasteh določene starosti. Vrednosti koeficienta so naslednje: gródenske plasti 8 ‰, zgornje-permski dolomit 59 ‰, spodnjeskitski dolomit 29 ‰ in spodnjeskitski skrilavec z lečami apnenca 3,7 ‰. Velikostni red koeficienta ostane skoraj nespremenjen, tudi če upoštevamo le vrtine v okolici Kurje vasi ter med Sopotjo in Podklancem; drugod so prevrtali le tanke permske in spodnjeskitske plasti brez evaporitov.

Leče čiste sadre in anhidrita so v dolomitu debele več decimetrov do 1 m. V presledkih med lečami nastopa sadra v obliki žilic in geod. Žilice so navadno debele 1 do 50 mm in so nepravilno orientirane. Pogosto sadra nadomešča dolomit (sl. 3). V vrtini R-7/64 v Kurji vasi so v spodnjeskitskem dolomitu poleg sadre in anhidrita našli tudi žveplo (F. Šumi in drugi, 1964, neobjavljeno poročilo).

V skrilavcu se evaporiti javljajo v obliki gomoljev in majhnih leč, ki nastopajo navadno skupaj s kalcitom. Mestoma se pojavljajo celo v oolitnem apnen-cu, prepletenem s kalcitnimi žilicami; kalcit prehaja v sadro, oziroma anhidrit (K. Ciglar, 1965, neobjavljeno poročilo).

V vrtini Č-4/65 (sl. 1) nastopajo v spodnjeskitskem zelenkasto sivem pešče-nem skrilavcu gomolji rožnatega kalcijevega sulfata, veliki do 5 cm. Gomolji



Sl. 3. Sadra (svetlo) nadomešča dolomit (temno). Vrtina V—R 6/67, vzorec 12, Rovte. || nikoli, 8 ×

Fig. 3. Dolomite (dark) replaced by gypsum (light). Core sample from the borehole V—R 6/67, Rovte. || nicols, 8 ×

sestoje praktično samo iz anhidrita in sadre, le redki so drobci prikamenine. Kontakt med gomolji in prikamenino je nazobčan in vijugast ter zelo oster.

Grödenski peščenjak vsebuje žilice in impregnacije evaporitov tik pod kontaktom z zgornjepermskim dolomitom.

Masore in Šebrelje. Na tem območju so evaporiti omejeni na permske sklade. Zgornjepermske karbonatne kamenine vsebujejo sadro in anhidrit v obliki manjših leč, gomoljev in žilic, grödenski peščenjak pa predvsem v obliki žilic. Karbonatne kamenine so pestro razvite; med črnim apnencem in sivim dolomitom je več prehodnih apneno-dolomitnih različkov. Mikroskopski pregled jeder iz vrtine V-2/70 v Masorah je pokazal, da v mikrosparitnem dolomitu z intraklasti nadomešča ostanke alg anhidrit, ki prehaja tu in tam v sadro. Manjše zapolnitve in žile sestojijo iz anhidrita z malo kremena, anhidrit v žilah prehaja ponekod v sadro (F. D ro v e n i k, 1970, neobjavljeno poročilo). Poleg kalcijevih sulfatov se zlasti v žilah pojavljata še beli kalcit in rumeno žveplo. Meje žveplovih polj so dokaj jasne, navadno potekajo po sredini žilice, robovi pa sestojijo iz kalcita in sadre. Stene žilic so navadno dokaj ostre, vendar ponekod sadra s kalcitom in žveplom tudi postopno prehaja v dolomit. Žveplo nastopa večkrat tudi v obliki oprhov po razkolnih ploskvah sadre. Zanimiv je vijoličasti fluorit v kalcitni žili v vrtini Š-1/70 v Šebreljah na globini 6 do 7 m in v globini 121,8 m vrtine Š-3/70. V globini 118 m vrtine V-2/70 v Masorah pa se fluorit nahaja v žili skupaj s sadro, kalcitom in žveplom (F. D ro v e n i k, 1970, neobjavljeno poročilo).

Fluorit imajo na splošno za pneumatolitski kontaktni mineral in velja za geološki termometer. Vendar se je pokazalo, da lahko nastane tudi sedimentno v določenem stadiju evaporacije, oziroma diageneze. Sedimentni fluorit je

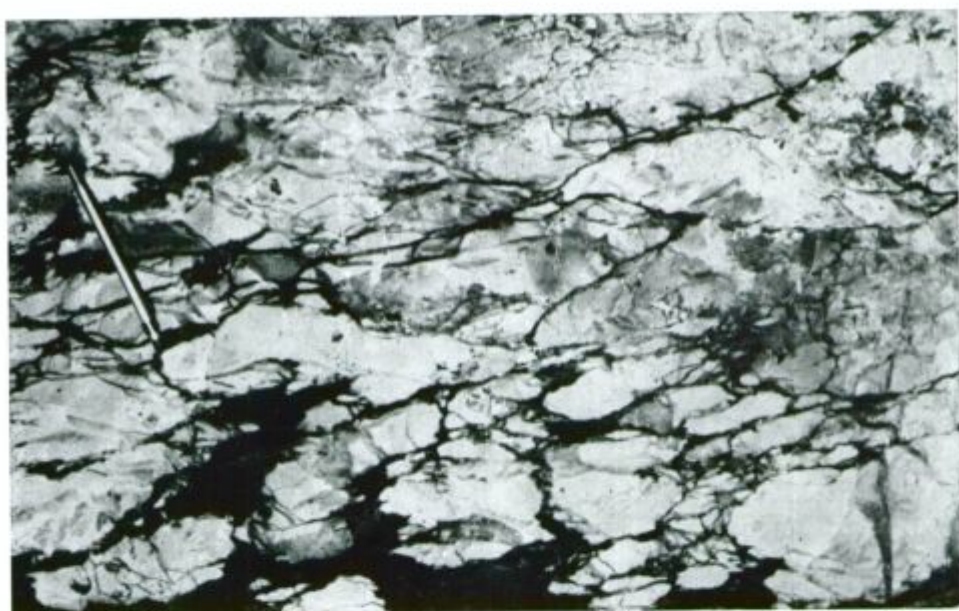


Sl. 4. Leča sadre in anhidrita v zgornjepermskem dolomitu. Rudišče Ljubevč

Fig. 4. Lens of gypsum and anhydrite in Upper Permian dolomite. Ljubevč mine

možno ločiti od pneumatolitskega po njuni vsebnosti prvin redkih zemelj (H. J. Schneider, P. Möller in P. P. Parekh, 1975).

Evaporite so našli tudi v vrtini V-33/70 na severozahodnem pobočju hriba Škofje pri Cerknem. Peščenodolomitni vložek v grōdenskem peščenjaku sekajo 1 cm debele žile, zapolnjene s kremenom, sadro, anhidritom in dolomitom. Anhidrit je vključen v večjih kristalih sadre, ki po obodu prehaja tudi lateralno v osnovo. Sadra ima obliko dvojčičnih zraščencev in drobnega agregata (F. Drovenik, 1970, neobjavljeno poročilo).



Sl. 5. Žilice sadre (sivo) v anhidritu (belo) na obrobju sulfatne leče. Rudišče Ljubevč
 Fig. 5. Gypsum veinlets (gray) crossing anhydrite (white) on the margin of the sulphate lens. Ljubevč mine



Sl. 6. Žilice sadre (temno) v anhidritu (sivo). Vzorec 5, rudišče Ljubevč. $\times$ nikoli, $8\times$
 Fig. 6. Gypsum veinlets (dark) in anhydrite (gray). Sample 5, Ljubevč mine. $\times$ nicols, $8\times$



Sl. 7. Kontakt sadre (levo spodaj) in anhidrita (desno zgoraj). Vzorec 9, rudišče Ljubevč. $\times$ nikoli, $8\times$

Fig. 7. The contact between gypsum (left below) and anhydrite (right above). Sample 9, Ljubevč mine. $\times$ nicols, $8\times$

Pogostnost sadre in anhidrita je v permskih kameninah v Sebeljah in Masorah precej nižja kot v Rovtah. V grödenskih plasteh znaša 3 %, v zgornjepermskih 22 %, v skitskih plasteh pa sulfatov ni. Poleg štirih vrtin z evaporiti smo v računu pogostnosti upoštevali s tega območja še šest vrtin, ki so šle skozi grödenske, nekatere pa tudi skozi zgornjepermske karbonatne plasti, vendar brez kalcijevih sulfatov.

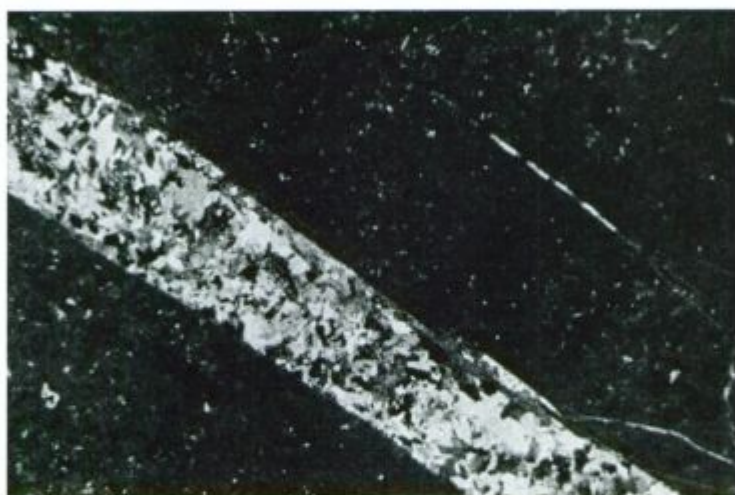
Ljubevč. V rudišču Ljubevč se plasti temno sivega in črnega drobnozrnatega zgornjepermskega dolomita, debele 5 do 30 cm, menjavajo z vložki glinastega skrilavca enake barve, debelimi do 5 cm. Z raziskovalnim rovom smo v teh plasteh našli konkordantni leči sadre in anhidrita, debeli 30 in 120 cm. Lateralno prehajata leči v dolomit. Na prehodu se sadra in anhidrit pojavljata predvsem v gomoljih, obdanih z glinastim dolomitom.

V Ljubevču ležijo plasti danes inverzno; v našem opisu pa bomo rekonstruirali normalno lego skladov. Spodnja meja dolomita in tanjše sulfatne leče je postopna, zgornja pa ostra. Nad 30 cm debelo plastjo dolomita leži druga sulfatna leča. Njena spodnja meja je postopna, enako kot pri spodnji leči. Na prehodu se kalcijev sulfat ponekod menjava s prikamenino, drugod pa v dolomitu ležijo sulfatni gomolji (sl. 4). Sledi glavni del leče iz precej čiste sadre, oziroma anhidrita, nad sulfatno lečo pa je najprej nekaj centimetrov glinastega skrilavca, ki mu sledi dolomit. V vmesni plasti dolomita sta dve konkordantni poli sadre, debeli nekaj milimetrov. Z vrtinami smo našli, da se zgornja leča, ki je v rovu široka 15 m, nadaljuje še 40 m proti severu, medtem ko o spodnji leči nimamo podatkov.

Zanimive so analize kristalne vode in mikroskopske preiskave zbruskov. Na obrobju sulfatne leče prevladuje anhidrit nad sadro; razmerje je približno

3 : 1. Sadra nastopa predvsem v žilicah, ki sekajo anhidritne gomolje, obdane z glinastim dolomitom (sl. 5 in sl. 6). Proti sredini sulfatne leče pa sadra močno prevladuje, saj ponekod presega celo 95 % celotne kamenine in vsebuje anhidrit le v obliki leč, debelih nekaj centimetrov. Razmerje med sadro in anhidritom se zmanjša tudi pod zgornjo mejo s skrilavcem in dolomitom. Njun medsebojni kontakt je neraven, ker se sadra zajeda v anhidrit, v bližini kontakta pa so še redki nenadomeščeni deli anhidrita (sl. 7).

Sadra nadomešča tudi dolomit. Vanj se vrašča v obliki nepravilnih polj, kjer so ponekod med pravilno razvitimi kristali sadre le še raztresena zrnca mikritnega dolomita. To nadomeščanje je L. Placer (1973, neobjavljeno



Sl. 8. Žilica sadre v dolomitu. Vzorec 10 a, rudišče Ljubevč. $\times$ nikoli, $8 \times$

Fig. 8. Gypsum veinlet in dolomite. Sample 10 a, Ljubevč mine. $\times$ nicols, $8 \times$

poročilo) postavil v čas hidrotermalnih sprememb v srednji triadi. Čista sadra pa se pojavlja v dolomitu tudi v obliki žilic; v tem primeru le redko nadomešča dolomit (sl. 8).

Pet kemičnih analiz je pokazalo, da vsebujejo sulfati le desetinke do stotine odstotka SiO_2 , Al_2O_3 in Fe_2O_3 , ki v teh mejah niso škodljivi (tabela 1). Nekoliko višji je odstotek MgO , posebno v idrijskem rudišču, kjer smo že pri vzorčevanju opazili precej pogostne drobce dolomita v sulfatnih lečah. Če upoštevamo, da je dolomit prikamenina in da se sulfati z njim menjavajo, je najvišji odstotek magnezija povsem razumljiv.

Analize kristalne vode kažejo, da je sestava sulfatov zelo različna (tabela 2). Zastopani so prehodni tipi od skoraj čiste sadre do skoraj čistega anhidrita. Povsem čistega enega ali drugega sulfata nismo našli nikjer.

Tabela 1. Kemične analize vzorcev sadre in anhidrita
 Table 1. Chemical analyses of the gypsum and anhydrite samples

	2	Vzorec - Sample				Povprečje Average
		4	8	10	11	
% SiO ₂	0,04	0,23	0,21	1,05	0,10	0,33
% Al ₂ O ₃	0,08	0,16	0,10	0,35	0,26	0,19
% Fe ₂ O ₃	0,08	0,06	0,06	0,08	0,05	0,06
% SO ₃	41,9	28,7	46,1	48,1	52,6	43,5
% CaO	29,1	29,7	31,5	32,5	37,9	32,1
% MgO	5,62	8,47	1,08	0,50	2,26	3,58
% žar, izg. 900°C ignition loss	23,5	30,9	21,0	17,7	6,15	19,85
% vlage 45°C moisture	0,06	0,12	0,09	0,05	0,08	0,08
% krist. vode 230°C water of crystallization	18,5	13,0	20,2	17,2	2,6	14,3
% sadre gypsum	88,51	62,20	96,65	82,30	12,44	
% anhidrita anhydrite	11,49	37,80	3,35	17,70	87,56	

vzorca 2 in 4 iz idrijskega rudnika, 8 in 10 iz raziskovalnega rova v Ljubevču in 11 iz vrtnice v Rovtjah

2 and 4 the samples taken from the Idrija mine, 8 and 10 from the exploration works of the Ljubevč mercury deposit, and 11 from the Rovtje borehole

Nastanek sulfatov

Evaporiti se na Idrijskem pojavljajo predvsem v dolomitu. Nastajali so v lagunskem okolju, kjer je zaradi povečane evaporacije naraščala slanost. Med evaporiti kalcijeva sulfata prva dosežeta stopnja nasičenosti. V določenem okolju se lahko prvi izloča iz morske vode dolomit, ki ga v tem primeru tudi prištevamo k evaporitom (J. G. Holwerda in R. W. Hutchinson, 1968). Vendar se je na idrijskem ozemlju v zgornjem permu in spodnjem skitu sedimentiralo večidel apneno blato. V Masorah so na primer zgornjepermski skladi zastopani tudi z apnencem. Izločanje sadre in anhidrita vpliva na molekularno razmerje Mg : Ca v pornih raztopinah. Če je prebitek magnezija v morski vodi petkratni, je njegovo povečanje v pornih vodah dvanajstkratno. V takem okolju prihaja do zgodnjediagenetske dolomitizacije aragonita ali kalcita (V. D. Kogan, 1972).

Na Idrijskem nastopata sadra in anhidrit v obliki leč. Debelina čistih sulfatnih leč ne presega 1,5 m, njihova velikost pa ni točno znana, ker podatki povečini izvirajo iz vrtn. Odsotnost natrijevih in kalijevih soli, ki pri evaporaciji sledijo kalcijevim, nam dokazuje, da morska voda ni povsem izhlapela. V zgornjem permu so bili pogoji na območju Rovt večinoma na meji izločanja kalcijevega sulfata, kar kaže na obstoj zaprtih delov morja z omejeno cirkulacijo. Drugod je bilo plitvo odprto morje, kjer se je v glavnem usedalo karbonatno

Tabela 2. Analize vlage in kristalne vode
Table 2. Moisture contents and water of crystallization

	V z o r e c - S a m p l e														
	1	2*	3	4*	5	6	7	8*	9	10*	11*	12	13	14	15
% vlage 45°C moisture	0,07	0,06	0,10	0,12	0,02	0,07	0,14	0,09	0,09	0,05	0,08	0,05	0,03	0,08	0,10
% krist. vode 230°C water of crystallization	18,5	18,5	15,2	13,0	5,54	17,4	20,5	20,2	11,8	17,2	2,6	12,1	20,3	5,0	5,25
% sadre gypsum	88,5	88,5	72,7	62,2	26,5	83,3	98,1	96,6	56,5	82,3	12,4	57,9	97,1	23,9	25,1
% anhidrita anhydrite	11,5	11,5	27,3	37,8	73,5	16,7	1,9	3,4	43,5	17,7	87,6	42,1	2,9	76,1	74,9

vzorci 1—4 iz idrijskega rudišča, 5—10 iz ljubevškega rudišča in 11—15 iz vrtin v Rovtiah

1—4 the samples taken from the Idria mine, 5—10 from the Ljubevč mercury deposit, and 11—15 from the Rovte boreholes

* Za označene vzorce smo upoštevali podatke o odstotku kristalne vode iz kemičnih analiz

* Water of crystallization calculated from the chemical analyses

blato, le občasno so se lokalno izločali tudi kalcijevi sulfati (Ljubevč). Permski evaporitni sedimenti so značilni za obsežna ozemlja Evrope in Amerike (V. D. Kogan, 1972).

Tudi v spodnjem delu skitske stopnje je bilo na območju Rovt podobno okolje kot v zgornjem permu, vendar je v teh plasteh sulfatov dosti manj. Njihov delež se je zmanjšal zlasti s pričetkom sedimentacije skrilavca in peščenjaka. Skrilave in peščene plasti vsebujejo le še sulfatne gomolje.

Tudi v cordevolskem dolomitu smo sadro in anhidrit našli le na enem kraju v idrijskem rudišču. Drugod na Idrijskem ju kljub veliki razširjenosti cordevolskega dolomita ne poznamo.

V naravnih evaporitnih sekvencah je sadra zelo redka (F. H. Stewart v: J. G. Holwerda in R. W. Hutchinson, 1968). Tudi pri nas, zlasti v Rovtah, anhidrit ponekod močno prevladuje. V poznejših tektonskih fazah, zlasti pri nastajanju krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja in v najmlajši prelomni fazi so bile te plasti izpostavljene velikim pritiskom. Na mnogih krajih so bile tedaj pretrgane in ob prelomih so lahko prihajale v stik z vodo. Na ta način je bil del anhidrita spremenjen v sadro. Pri tem so imeli važno vlogo porušnost kamenine, oddaljenost od dovodnih poti in neprepustni vložki. Sedava evaporitnih leč v Ljubevču kaže, da je imela voda do sulfatnih gomoljev v glinastem dolomitu na obrobju sulfatne leče dosti težji dostop kot do sulfatov v sredini leče, ki meji le na dolomit s tankimi vložki skrilavca. Analize kristalne vode potrjujejo take ugotovitve.

V terciarnih tektonskih fazah je zaradi hidratizacije anhidrita prišlo do povečanja volumna sulfatov, kar je še povečalo že obstoječe pritiske v kamenini. V stiku z vodo se je sadra delno raztapljala in se ponovno izločala v razpokah. Take razpoke, zapolnjene izključno s sadro, opazujemo v dolomitu, značilne pa so predvsem za grōdenski peščenjak. V njem je na ta način nastala precej sadre pod kontaktom z zgornjepermskim dolomitom, ki vsebuje leče evaporitov.

S hidratizacijo anhidrita so genetsko vezane tudi žile z žveplom in kalcitom v Masurah ter v vrtni R-7/64 v Rovtah. V Predkarpatih in v Centralni Aziji so na enak način nastala velika rudišča žvepla. Kot vir hidratizacije anhidrita omenjajo podtalno vodo, ki običajno pronica po tektonsko porušenih conah ter razpoklinskih in kraških območjih (S. K. Kropačeva, 1971). Če je podtalnica obogatena z žveplovim vodikom (100–150 mg/l in več), povzroča pri pronicanju skozi sadrina in anhidritna ležišča poleg hidratizacije anhidrita tudi razpadanje sadre ter nastajanje žvepla in kalcita (V. S. Popov, 1972). Geokemična posebnost teh plasti je povečana vsebina fluora in rubidija (V. S. Popov, 1972). Tudi v Masurah in Sebrčljah smo v vrtnah poleg sadre, žvepla in kalcita našli še kristale fluorita.

Ti sekundarni procesi so lahko potekali v času intenzivne terciarne tektonike. Vendar so prav tako lahko starejšega datuma (srednjetriadni), saj za njihovo starost nimamo dokazov.

Sklep

Vzhodno od Idrije je v okolici Rovt v zgornjem permu obstajalo mirno lagunsko sedimentacijsko okolje, kjer sta se poleg karbonatnega blata usedala tudi sadra in anhidrit. Drugod na Idrijskem je imelo podobno okolje manjši

obseg (Ljubevč, Masore). V Rovtiah se je potem karbonatno-evaporitna sedimentacija nadaljevala še v spodnjem skitu, ko jo je karbonatna, ponekod pa še skrilavo-peščena sedimentacija povsem nadomestila. Na ozkem prostoru se je taka sedimentacija pojavila še v cordevolu.

Ko je tektonika pospešila vodi pot do evaporitnih plasti, je bil del anhidrita spremenjen v sadro. Sadra je poleg anhidrita nadomeščala tudi dolomit. Del sadre je bil raztopljen in ponovno izločen v razpokah, ki sečejo dolomit, pa tudi gródenski peščenjak. Kjer so bile te vode obogatene z žveplovim vodikom je bila sadra nadomeščena z žveplom in kalcitom.

Sulfatne plasti so kemično zelo čiste, povsod pa se pojavljata sadra in anhidrit, pri čemer se njuno razmerje močno spreminja.

Literatura

- Berce, H. 1968, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
- Holwerda, J. G., Hutchinson, R. W. 1968, Potash-Bearing Evaporites in the Danakil Area, Ethiopia, Economic Geology, Vol. 63, No. 2, p. 124—151, Lancaster.
- Kogan, V. D. 1972, Analogi seabki v perm: juga ruskoj platformi. Litol. i polez. iskop., No. 5, Moskva.
- Kossmat, F. F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Kropač, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes von Idria, Wien.
- Kropačeva, S. K. 1971, Nekotorie osobennosti vzaimootnošenija samorodnoj seri s gipsoanhidritami jazovskovo mestoroždenija Predkarpatja. Lit. i pol. iskop., No. 2, Moskva.
- Mrakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 13, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.
- Popov, V. S. 1972, K litologii anhidritovoj tošči verhnjejurskoj halogennoj formaciji jugo-zapadnih otrogov gissarskovo hrebta v svjazi s ee seroznostju. Lit. i pol. iskop., No. 5, Moskva.
- Schneider, H. J., Möller, P. and Parekh, P. P. 1975, Rare Earth Elements Distribution in Fluorites and Carbonate Sediments of the East-Alpine Mid-Triassic Sequences in the Nördliche Kalkalpen. Mineral. Deposita 10, 330—344, Berlin.
- Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. J. Geol. R. A. Wien.

NOVE KNJIGE BOOK REVIEWS

UDK 048.1

Brinkmanns Abriss der Geologie — Zweiter Band: Historische Geologie, 10./11. Auflage, neubearbeitet von Prof. Dr. Karel Krömmelbein, Kiel. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1977.

10./11. izdaja Brinkmannove historične geologije obsega IX + 400 strani, 70 slik, 63 tabel fosilov, 21 preglednih stratigrafskih tablic, velikost 17 × 24 cm, širina stavka 30 cicerov, knjiga vezana v mehko plastiko DM 69.

Brinkmannov učbenik geologije z naslovom *Abriss der Geologie* je sestavljen iz dveh zvezkov. Prvi zvezek nosi še naslov *Allgemeine Geologie*, drugi zvezek pa *Historische Geologie*. To Brinkmannovo delo je doživelo že 11. izdajo. O 11. izdaji prvega zvezka je bila napisana ocena v 18. številki *Geologije* leta 1975. Sedaj imamo pred seboj 10./11. izdajo drugega zvezka, ki obsega historično geologijo. Za Brinkmannove učbenike je značilno, da se niso bistveno spremenili niti po obsegu niti po razporedu snovi. V vsaki novejši izdaji so upoštevani novi izsledki, oziroma so opuščeni nekateri starejši podatki. Več sprememb opazimo pri vsaki novi izdaji prvega zvezka, to je obče geologije, kot drugega zvezka, to je historične geologije. V uvodu k 10. izdaji historične geologije, ki je objavljen tudi v tej 10./11. izdaji, je avtor omenil, da je od 9. do 10. izdaje, to je od leta 1966 do 1976 geologija doživela nepričakovano hiter razvoj, pravo revolucijo v pogledih na geološka dogajanja in da se prav zato 10. izdaja in seveda z njo vred tudi ta 10./11. izdaja še najbolj ločita od prejšnjih izdaj. Da bi te razlike čimbolj občutili, sem vzel za primerjavo s to zadnjo izdajo 8. izdajo iz leta 1959. Reči pa moram, da so kljub 14 letom, ki obe izdaji ločijo, razlike sorazmerno majhne tako pri naslovih posameznih poglavij kot tudi pri razvrstitvi celotne snovi. V tekstu samem so seveda določene spremembe v skladu z novimi teorijami o gibanjih zemeljske skorje in novimi ugotovitvami o biostratigrafskem razvoju posameznih obdobj na različnih območjih.

Ce primerjamo osmo in sedanjo 10./11. izdajo, vidimo, da je v začetku knjige dodano samo krajše poglavje z naslovom »Planetarna zgodovina Zemlje in Meseca«, pri vsaki periodi pa sta dodani še poglavji »Paleogeografija in lega polov« ter »Klimatske cone«. Na koncu knjige je zamenjan vrstni red poglavij »Razvoj življenja« in »Potek zemeljske zgodovine«. Da so v samem tekstu spremembe, pričajo že mnogo obširnejši seznam literature s popolnoma novimi avtorji, ki jih najdemo za vsakim večjim poglavjem, oziroma za vsakim opisom posameznih period. Kljub temu je v dobrih meri upoštevan tudi starejši tekst.

Pri 10./11. izdaji imamo tri ločena kazala: stvarno kazalo, kazalo paleontoloških imen in kazalo avtorjev, medtem ko je pri 8. izdaji vse združeno v enem

samem stvarnem kazalu. Pri vsem tem se je število tiskanih strani knjige povečalo od 8. izdaje s 360 stranmi do sedanje 10./11. izdaje s 400 stranmi za 40 strani.

Vse slike iz 8. izdaje najdemo tudi v 10./11. izdaji, dodanih pa je precej fotografij kamenin in fosilov, ki so združene na sedmih tablah. Poleg tega je avtor sedaj dodal še pet izvirnih slik o legi kontinentov in polov v kambriju, silurju, devonu, triadi in kredi. Tako je število slik ostalo isto (70) s tem, da so nekatere iz 8. izdaje prenesene sedaj v table in tam še dopolnjene z drugimi slikami, pet pa je novih slik. Število vseh tabel (slikovnih in tekstovnih) je povečano od nekdanjih 58 na 84. Vse slike so skrbno izbrane in vsaka bistveno pripomore k razumevanju teksta. Nikakor ne moremo govoriti o navlaki slik, kar je pogosta napaka podobnih učbenikov.

Tabele s stratigrafskimi pregledi so v primeri z 8. izdajo skoraj za 100 % večje in popolnejše. Podatki za te preglednice so zbrani iz literature po letu 1970, kar je na samih tabelah dokumentirano. Posebno vrednost jim dajejo še radiometrične datacije, podatki paleomagnetnih meritev in različnih biocon določenih na podlagi makrofosilov, foraminifer, ostrakodov, nanoplanktona, konodontov in alg.

Tako je obseg knjige le nekoliko narasel kljub prizadevanjem avtorja, da bi čimbolj ohranil obseg prvotnega Brinkmannovega dela. Refi moramo, da se je kljub novostim, ki jih je K. Krümmelbein vnesel, to prizadevanje v veliki meri posrečilo. Obseg in koncept knjige sta še vedno ista, kot sta bila prvotno in s tem se je tudi ohranila didaktična vrednost učbenika, katerega visoka izdaja priča, da je upoštevan. O Brinkmannovih učbenikih lahko namreč trdimo, da obravnavajo snov izčrpno, lahko razumljivo in pregledno. Vse te kvalitete najdemo tudi v sedanji 10./11. izdaji. Samo en očitek bi imel. Kot pri mnogih učbenikih, tiskanih v zahodnih deželah, je tudi pri tem območje Dinaridov in Balkanskega polotoka precej zanemarjeno. Upajmo, da bo v bodočih izdajah deležno malo več pozornosti.

Mario Pleničar

R. Blaschke, G. Dittmann, P. Neumann-Mahikau, I. Vowinkel: *Interpretation geologischer Karten*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1977, 74 str., 78 slik, 9 cit. lit., format 21 × 21 cm. Kartonirano DM 15,80.

V uvodu podajajo avtorji, da so knjižico namenili študentom geologije, gradbeništva, geografije ter drugim, ki se ukvarjajo z branjem in interpretacijo geoloških kart. Zasnova publikacije je zahtevala, da so pri njeni pripravi sodelovali geologi in oblikovalci, ki so izhajali iz praktičnih primerov. Vsako poglavje spremljajo številne slike, ki prikazujejo geološke karte ter interpretacijo geološke zgradbe na trodimenzionalnem blokdiagramu in v profilu. Vsa poglavja so podana kratko in jedrnato. Ob koncu vsakega poglavja so vaje, ki naj pomagajo študentom preveriti in utrditi pridobljeno znanje.

Prvo poglavje obravnava topografske osnove. Posebno podpoglavje je namenjeno topografskim kartam merila 1 : 25 000, predstavitvi reliefa in izdelavi profilov iz topografskih kart. V drugem poglavju so navedeni glavni geološki

podatki, ki jih vsebujejo geološke karte — vrsta, starost in lega kamenin. Glede na to definirajo avtorji litološke, stratigrafske in tektonske karte. Geološka karta pa združuje vse tri bistvene podatke. Podpoglavje, ki obravnava geološke specialke 1 : 25 000, podaja oznake geoloških kart Zvezne republike Nemčije in mednarodno barvno skalo za starost kamenin. Tretje poglavje prikaže lego ravnih geoloških ploskev v prostoru — vpad, smer in njihovo določevanje iz kart. V nadaljnjih poglavjih so navedeni primeri lege posameznih strukturnih elementov od najbolj enostavnih do sestavljenih in kompliciranih (ter primer, ko hkrati nastopa več elementov). Tako razlaga četrto poglavje lego vodoravnih, poševnih in prevrnutih plasti, peto poglavje posamezne tipe gub in njihove projekcije v reliefu, v šestem poglavju pa so najprej prikazani enostavni primeri prelomne tektonike (gravitacijski in reverzni prelomi, zmiki, jarki in horsti, stopničasti prelomi), nato pa različne kombinacije prelomne tektonike in gub. Posebno poglavje je namenjeno konkordanci in diskordanci; sem štejejo plastno diskordanco, masive vulkanitov in plutonov. Zanimiv je primer interpretacije časovnega zaporedja geoloških dogajanj na izbranem blokdiagramu.

Pregledu literature je dodan seznam devetih geoloških deželnih uradov, ki bodo izdajali geološke specialke 1 : 25 000 za ozemlje Zvezne republike Nemčije. V dodatku je pet kart, ki so jih avtorji namenili za vaje. Na koncu knjižice je stvarno kazalo, ki vsebuje 86 gesel.

Vrednost knjižice je v številnih slikah, geoloških kartah, profilih in tro-dimenzionalnih predstavitev geološke zgradbe. Avtorji so smotrno izbrali primere od najbolj enostavne do bolj komplicirane geološke zgradbe. Vse slikovno gradivo je kratko in jedrnat pojasnjeno v tekstu. Za utrditev znanja so postavljene ustrezne naloge. Knjižica predstavlja dobrodošel učni pripomoček našim študentom.

Uroš Premru

Günter Strübel: **Mineralogie**. Grundlagen und Methoden. Eine Einführung für Geowissenschaftler, Chemiker, Physiker, Berg- und Hüttenleute.

Založba: Ferdinand Enke Verlag, 1977, Stuttgart. Obseg: VIII + 472 strani, 262 slike in 19 tabel. Velikost 12 × 19 cm. Vezano v mehko plastiko 24,80 DM.

Kot avtor že v podnaslovu pove, je knjiga prvenstveno namenjena geologom, kemikom, fizikom, rudarjem in metalurgom, obravnava pa osnove mineralogije in metode mineraloških raziskav.

Uvodoma nas avtor najprej seznani z osnovnimi pojmi, kaj je mineralogija, katere so njene sorodne vede, kaj predstavljajo kristali, minerali, rude in kamenine. Sledi obširno poglavje o geometrijskih lastnostih kristalov in njihove notranje zgradbe. Avtor obrazloži več metod rentgenskih preiskav kristalne snovi, kakor tudi uporabo rentgenskih žarkov za določanje različnih mineralnih faz in za kvantitativno kemično analizo. Tudi zakonu o fazah in njegovem pomenu za mineralogijo je posvečeno obširno poglavje.

V zvezi s fizikalnimi lastnostmi obravnava avtor trdoto, razkolnost in deformacijo mineralov, pa tudi njihove termične, električne in magnetne lastnosti. Obširno sta obravnavana kristalna optika in delo s polarizacijskim mikro-

skopom. Metode določevanja starosti na podlagi radioaktivnosti nekaterih mineralov dobivajo vse večji pomen.

Mnogo pozornosti posveča avtor rasti in nastanku mineralov, pri čemer že prehaja na področje petrologije. Sintetični kristali dobivajo vse večji pomen v industriji in tehniki. Knjiga obravnava tudi zgradbo zemeljske notranjosti in minerale, ki so jih našli na Luni.

Na koncu je v devetih tabelah zbrana sistematika mineralov. Za vsak mineral so podani singonija, kristalografski razred, prostorska grupa, osnovna celica, trdota, gostota, razkolnost in sijaj.

Vsakemu večjemu poglavju slede seznam literature ter kontrolna vprašanja in odgovori. Če upoštevamo, da je knjiga žepni priročnik, smo lahko z izbiro snovi in njenim podajanjem zelo zadovoljni. Knjiga bo zelo koristila študentom geoloških in sorodnih znanosti, zaradi opisa najnovejših metod v mineralogiji pa bodo radi segli po njej tudi raziskovalci v praksi.

Med tekst so se pa vrinile tudi nekatere neločnosti. Na strani 11 avtor navaja, da je po Gadolinu in Schoenfliesu (1891) možnih vsega 230 prostorskih grup. V tej zvezi bi namesto Gadolina moral omeniti Fedorova.

V zvezi s trigonalnim kristalografskim sistemom navaja avtor (str. 65): »In einigen Fällen ist es zweckmäßig, in diesem System auch ein rhomboedrisches Koordinatenachsenkreuz zu verwenden, d. h. die Koordinatenachsen entsprechen Rhomboederkanten, die Winkel sind alle gleich groß, aber stets 90°.« Toda za romboedrični osni križ je ravno značilno, da je kot med kristalografskimi osmi različen od 90°; če postane enak 90°, imamo opravka s kubičnim sistemom.

Pri obravnavi Hermann-Mauguinove simbolike beremo na strani 67, da predstavljajo simboli 1, 2, 3, 4 in 6 s črtico nad številkami (torej $\bar{1}$, $\bar{2}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$ in $\bar{6}$) zrcalno sučne osi simetrije. Dejansko imamo opravka z inverzno sučnimi osmi simetrije.

Na strani 68 avtor trdi »4/m heißt, daß in Richtung [111] eine C_4 senkrecht auf einer Symmetrieebene steht, während $\bar{3}$ eine S_6 in Richtung [111] angibt...«. V tej zvezi moramo pripomniti, da se pri kubični singoniji štiristevne osi simetrije ujemajo s kristalografskimi osmi [100], [010] in [001], inverzijsko sučna os simetrije $\bar{3}$ pa ni identična s troštevno zrcalno sučno osjo simetrije S_6 , temveč s šestštevno zrcalno sučno osjo simetrije S_6 .

Pri opisu kristalografskih razredov najdemo na straneh 72 do 90 nekaj napak v zvezi s Schoenfliesovo in internacionalno simboliko. Tako triklinskega pinakoidalnega razreda ne označujemo s C_1 — 1, temveč s C_1 — 1 (str. 72). Piramidalnega razreda rombične singonije ne smemo označiti s C_2 — mm, temveč s C_{2v} — mm $_2$ (str. 76). Druge napake bo lahko popravil bralec sam, če bo primerjal tekst na omenjenih straneh z ustreznimi podatki na tabeli 2 (str. 97—100), pa tudi v tabelo samo so se vrinile nekatere napake: Triklinski pinakoidalni razred bi moral biti označen s C_1 , monoklinski domatični razred s C_2 , rombični piramidalni razred z mm $_2$ in diheksagonalni piramidalni razred s C_{6v} .

Na strani 284 je omenjena metoda določevanja starosti na podlagi razmerja ^{206}Pb , ^{207}Pb . Ker pri radioaktivnem razpadanju uranovih mineralov nastajata

svinčeva izotopa z masnima številoma 206 in 207, bi se pravilno moralo glasiti: metoda $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Serpentin je mineral, serpentinit pa kamenina. Na strani 391 in 392 sta izraza nepravilno uporabljena.

Ernest Faninger

Hansgeorg Pape: Leitfaden zur Bestimmung von Erzen und mineralischen Rohstoffen. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1977. 207 strani, 17 slik, 15,5 × 23 cm, kartonirano, 26,50 DM.

Cepprav imamo v naših laboratorijih vedno bolj izpopolnjene naprave za določevanje mineralne in kemične sestave rud, moramo osnovne značilnosti rud še vedno pogosto določiti na enostaven način, večkrat celo neposredno na terenu. Kaj moramo pri tem vse upoštevati in kako opravimo osnovne teste, nam pove pričujoča knjiga.

Njen prvi del obsega predvsem geokemične osnove nastanka rudnih nahajališč. V koncizno sestavljenih poglavjih podaja avtor najprej sovisnosti med kameninami in rudami, uporabo pravila faz pri razlagi mineralne združbe v kameninah in rudah ter kriterij obogatitve prvin in mineralov pri procesih nastajanja rud. Večji del prvega poglavja (skupno 73 strani) pa je posvečen posameznim skupinam rudnih nahajališč, ki so razvrščena po H. Schneiderhöhnovi klasifikaciji iz leta 1962. Tako najdemo najprej geokemične značilnosti nastanka in mineralne parageneze tistih rudnih nahajališč, ki so vezana neposredno na magmatske kamenine same. Po vrsti si sledijo rudišča, ki so genetsko vezana z gabroidnimi kameninami, kot so to rudišča kromita, diamantov in platine ter železova, titanova in sulfidna rudišča. Nato sledijo skupine rudnih nahajališč, ki so v genetski zvezi z granitnimi kameninami v širšem pomenu besede. Tu najdemo geokemične značilnosti nastanka in mineralne parageneze rudnih koncentracij v pegmatitih in karbonatitih, nato pa sledijo hidrotermalna rudišča. Potem ko poda osnove, razloži H. Pape hidrotermalne spremembe prikamenin v odvisnosti od temperaturnega območja nastanka rudišč. Posebno zanimivi sta poglavji o geokemičnih značilnostih prvin in spojin, ki grade minerale jalovine ter rudne minerale. V nadaljevanju so podane nato značilnosti tistih ekonomskih koncentracij, ki so nastale na površju. Skupini klastičnih sedimentnih rudišč sledijo rudišča, ki so nastala po preperitju zaradi nestabilnosti prvotnih rudnih mineralov, mobilizacije njihovih prvin in ponovne koncentracije v novem geološkem okolju. Zgoščeno so podane značilnosti rudnih koncentracij v jezerih in oceanih, predvsem nahajališča železa in mangana, fosforitov, soli, solitra in guana. Zadnjo skupino tvorijo nahajališča, ki so v genetski zvezi z metamorfnimi procesi. Tekst dopolnjujejo slike, ki so podobne znanim H. Borchertovim skicam rudnih nahajališč. Te nazorno kažejo razvrstitev rudišč v litosferi in hidrosferi, podane pa so tudi geokemične in mineralne parageneze.

V drugem delu je v obliki tabele podan način določanja rud in nekovinskih mineralnih surovin. Pri določanju si naj pomagamo z jekleno iglo, žepnim nožem, 10 % solno kislino, lupo, kladivom, s porcelansko ploščico za določevanje barve prahu, z magnetom, po potrebi pa tudi z UV lučjo ter Geigerjevim

števcem, oziroma s scintilometrom. Ta tabela obsega v celoti 70 skupin. Nekatere skupine temelje na fizikalnih, teksturnih in strukturnih značilnostih rude ali nekovinske mineralne surovine, druge na prisotnosti določenega minerala ali mineralne združbe. Za posamezne minerale so navedene formule, značilne sledne prvine, ki so lahko prisotne v manjši ali večji količini, barva, barva raze, sijaj, trdota, oblike kristalov ter strukture mineralnih agregatov. Natančneje določamo lahko minerale s pomočjo štirih dodatnih tabel. Prva obsega svetle minerale s kovinskim ali polkovinskim sijajem, ki jih razimo z lahka ali brez posebne težave z jekleno iglo. V drugi tabeli so navedeni temni minerali s kovinskim ali polkovinskim sijajem, ki jih le stežka razimo s kovinsko iglo ali pa sploh ne. V tretji tabeli so zbrani minerali grozdastih, ledvičastih in okroglih oblik, medtem ko najdemo v četrti tabeli minerale brez kovinskega sijaja, ki jih lahko razimo s kovinsko iglo.

Tretji del obsega določanje mineralov in rud s pomočjo kemičnih vzorcev, kakršnega lahko opravimo z minimalno opremo že na terenu. Dejansko obravnavamo v tem delu H. Pape določanje mineralov in rud s pomočjo puhalnice ter enostavnih kemičnih reakcij. Za 45 prvin in spojin najdemo po eno ali več značilnih reakcij, s katerimi dokazujemo njihovo prisotnost.

Knjiga predstavlja torej priročnik, ki podaja zelo koncizno geokemične in mineralne značilnosti posameznih skupin rudišč. Predvsem pa pomaga k hitremu in dovolj zanesljivemu določevanju vrste rude in prvin. Napisana je zelo pregledno. Dobrodošla bo predvsem tistim geologom, ki se ukvarjajo z mineralnimi surovinami, še posebno, če bodo raziskovali v takšnih okoljih, kjer bodo navezani le na svoje znanje in najnujnejšo laboratorijsko opremo.

Matija Drovenik

Sydney P. Clark Jr.: *Die Struktur der Erde*. Ferdinand Enke Verlag, 1977, Stuttgart. Obseg: VI + 154 strani, 97 slik in 4 tabele, 12 × 19 cm. Broširana DM 9,80.

Razdelitev kopnega in oceanov, nastanek visokih gorovij in globokih morskih jarkov, pojavljanje vulkanov in potresov — vse to je odraz procesov, ki potekajo globoko pod zemeljskim površjem in povzročajo razne anomalije v geofizikalnih poljih. Proces potekajo zelo počasi. Njihovi rezultati so vidni šele po več milijunih let. Izjema so eksplozivno potekajoči vulkanski izbruhi in potresi. Vzroki in metode raziskovanja omenjenih procesov so opisani v Clarkovi priročni knjižici. Okoli sto predvsem modernejših pojmov iz fizikalne geologije in geofizike je avtor sistematično povezal v dokaj popolno sliko o zgradbi zemeljske krogle ter o mehanizmu procesov v njeni notranjosti.

Po kratki obrazložitvi osnovnih geoloških struktur avtor najprej razglablja o zemeljskem magnetnem polju. Glede njegovega nastanka so si danes edini, da ga povzročajo šibka galaktična magnetna polja, gibanje tekočine v zemeljskem jedru in vrtenje zemlje, ki to gibanje vzdržuje. Njegov zapleteni mehanizem še najbolje pojasnjuje Bullard-Elsasserjeva teorija električnega dinama. Geomagnetne metode so revolucionarno posegle v osnovne geološke nazore globalnega pomena. Magnetno prospekcijsko na oceanih so dolga leta izvajali navidezno brez določenega cilja. Obsežna opazovanja pa so dala material za

hipotezo o širjenju oceanskega dna in o tektoniki plošč. Že več kot pred 300 leti je angleški filozof F. Bacon opozoril, da podobnost med vzhodnimi obalami obeh Amerik ter zahodnimi evropskimi in afriškimi obalami ne more biti samo naključna. Vendar so šele mnogo kasneje A. Wegener, H. H. Hess, T. J. Wilson, F. J. Vine, D. H. Matthews in drugi povedali, kje so vzroki za to.

Raziskave v zadnjih 10 do 15 letih so pokazale, da je najstarejše oceansko dno kar 17-krat mlajše od najstarejše kamenine na kopnem. Starost vulkanskih kamenin v dnu Atlantskega oceana narašča v smeri proti kontinentom, enako se veča tudi debelina sedimentov. To so dokazi, da se oceanska skorja tvori v morju, se premika proti kontinentom in slednjič potone pod njimi v zemeljski plašč. Spoznanje, da je vsa zemeljska skorja sestavljena iz več različno velikih litosferskih plošč, ki se vrte, premikajo ena ob drugi in zadevajo druga ob drugo, je dalo odgovor na mnoga vprašanja iz regionalne geologije. Skoraj brez trenja drse plošče po astenosferi in se kljub majhni debelini ne razlomijo. Nekateri robovi plošč se pri stikih upognejo navzdol in drse vedno globlje. Pri tem se kamenine zaradi trenja delno segrejejo in končno stale. Tako nastane magma, ki lahko brizgne skozi razpoke v zemeljski skorji in pride na površje kot lava. Vulkani torej niso odraz tekoče zemeljske notranjosti, temveč nastanejo iz toneče hladne zemeljske skorje. Na takih območjih se zemeljska skorja tudi največkrat zatrese.

Sredi oceanov pa se stikajo plošče drugače. Po oceanskem gorskem hrbtu se vleče globok jarek po več desetstisoč kilometrov daleč. Ta jarek se razmika in iz špranje leze iz gornjega dela zemeljskega plašča staljena kamenina. Konvektivski tokovi v zemeljskem plašču so verjetna gonilna sila, ki razriva oceansko dno in premika plošče s hitrostjo nekaj centimetrov letno. Na ta način nastane po današnjih ocenah vsako leto nekaj kvadratnih kilometrov nove zemeljske skorje. Prav toliko pa je zemlja zopet požre v globokih oceanskih jarkih in ob otočnih lokih. Kakor ptič feniks bi si tako zemlja lahko v petsto milijonih letih povsem prenovila svojo skorjo.

Avtor nas popelje še v svet potresne in eksplozijske seizmologije, ki nam skupno z eksperimentalno petrografijo edina lahko da kvantitativne podatke o sestavi Zemlje prav do njene sredine. Nadrobno so obdelani razni seizmični valovi. Največji del knjižice je posvečen prav tej geofizikalni znanosti.

Mnoge strukturne posebnosti v zgradbi zemeljske skorje nam posreduje tudi gravimetrija. Tu je še marsikaj nepojasnjeno. Zemeljska krogla težnostno ni uravnovešena, temveč se pojavljajo večji odkloni od ravnovesja. Tak je npr. pojav srednjekontinentalnega gravimetričnega maksimuma v Združenih državah Amerike, dolgega okoli 1000 km, in vrsta gravimetričnih minimumov nad globokomorskimi jarki. Razlike med geoidom, ki predstavlja fiktivno obliko zemlje, ter med njegovim približkom sferoidu, imajo svoje vzroke globoko pod zemeljsko skorjo. Zelo uspešno določajo zemljino obliko s pomočjo satelitske geodezije.

Na koncu podaja knjižica še en vir informacij o zemeljski notranjosti. To je zemeljsko toplotno polje, vendar o njem iz velikih globin ni mnogo podatkov. Več nam povedo razne študije o mineralnih spremembah v kameninah.

Knjižica je napisana v poljudnem jeziku, vendar zahteva od bralca znanje nekaterih osnovnih pojmov, da bi lažje dojel veličino odkritij in novih pogledov

na zgradbo zemeljske notranjosti. Delo je bogato ilustrirano, kar mnogo pripomore k boljšemu razumevanju. Skoraj polovico ilustracij je prispeval avtor sam. Večji del opisanih novosti je rezultat sodelovanja raznih znanosti, ki so se razvile v zadnjih dvajsetih letih. To so: prodor človeka v vesolje in satelitsko otipavanje zemlje iz vsemirja, računalniška tehnika, predvsem pa napredek geofizikalnih raziskav.

Danilo Ravnik

J. E. Guest and R. Greeley: **Geology on the Moon**, Wykeham Publications (London) Ltd. Educational and Scientific Publishers. London and Basingstoke 1977. Obseg: X + 238 strani, 115 slik (79 fotografij ter 38 skic, kart in diagramov) in 7 tabel. Velikost 14 X 21,5 cm. Broširano, mehek karton £ 4,00, platno £ 7,25.

Geologija Lune se je razvijala v zadnjem desetletju izredno hitro. S poletov raket s posadko ali brez nje so dobili na Zemlji okrog 400 kg vzorcev kamenin. Fotografirali so celotno površje Lune, skoraj ves Mars in nad pol Merkurja. Mehko pristali modul je poslal fotografijo gosto pokrite površine Venere, dva modula sta uspela pristati na Marsu. Znanstveniki so v šestih letih napisali nad 30 000 strani s podatki o raziskavah ter so s kombiniranjem fotogeološke interpretacije in podatkov iz kameninskih vzorcev izredno poglobili znanje o Luni.

Avtorja knjige, oba tesno povezana z raziskovanji Lune in planetov onstran nje, podajata procese, ki so oblikovali današnje površje Lune. Knjiga predstavlja vsebino predavanj, ki sta jih imela na višjih šolah v Angliji in Združenih državah Amerike. Namenjena je gimnazijcem in nižjim letnikom koledžev; zato je podana dovolj preprosto. V njej ni nadsodnih interpretacij vzorcev v odvisnosti od njihovega nastanka, nastanek Lune in njena notranja zgradba pa sta prikazana le na kratko. Snov je podana standardno, dokumentirana pa je z izvrstnimi fotografijami, ki sta jih dobila avtorja iz prvih virov. Osvetljene so vedno iz iste strani, tako da zlahka razlikujemo kraterje od vzpetin, jarke in doline od gorskih verig in podobno. Knjiga je opremljena z izčrpnim kazalom in z najbolj nujnimi podatki o literaturi, ki naj pomaga poglobljati znanje interesentom za posamezno vrsto snovi.

Avtorja podajata snov predvsem na podlagi fotogeoloških podatkov. Po njunem mnenju ni fotogeologija le važen člen v celotni raziskavi Lune poleg petrologije, petrokemije in geofizike, temveč daje študentu osnove, ki mu bodo pomagale pri raziskovanju planetov le na podlagi fotografskih posnetkov. Na Luni je bila fotogeološka tehnika preverjena s terenskim delom astronomov, z raziskavo vzorcev in z geofizikalnimi eksperimenti, na drugih planetih pa se bo še dolgo vrsto let treba oslanjati na slike. Studij Lune predstavlja v tem pogledu stopnico in korak naprej za geološko raziskovanje osončja.

Naj poudarim, da najdemo v knjigi v posebnem poglavju, kolikor je meni znano, prvič skupaj zadnje podatke in izredno lepe posnetke površja Marsa, Merkurja in Venere ter na kratko podano njihovo problematiko.

Glavna poglavja so: Predgovor, uvod, načini geoloških pristopov do Lune, krožni bazeni, morja, mehanika udarnih kraterjev, veliki Lunini kraterji, mali kraterji, erozija, regolit in udarni metamorfizem, planote, stratigrafija, notranja zgradba in geofizika, onstranstvo Lune, epilog.

Knjiga bo zanimiva ne le za geologe, astronome in naravoslovce, pač pa tudi za vse, ki žele spoznati probleme in skrivnosti nastanka, ki jih trdovratno skrivajo Zemljina dvojčka in planeti našega osontja.

Stanko Grafenauer

Katica Drobne, 1977: *Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie*. Schweizerische Paläontologische Abhandlungen, 99, 1—132, tab. 1—21, 1 zemljevid. Basel.

V alveolinsko numulitnem apnencu, delno tudi v flišnih in v nekaterih drugih kameninah, so alveoline med najpomembnejšimi mikrofosili starejšega terciarja. V južnozahodni Sloveniji, Istri in Dalmaciji jih je ponekod zelo veliko. Zato ni čudno, da so postali nanje prvič pozorni že pred več kot sto leti. Starejše determinacije alveolin največkrat ne ustrezajo sodobnim pogledom na to foraminiferno skupino. Podoben je položaj drugod v Mediteranu, kjer so prav tako pogosto obravnavali alveolinsko favno.

Iz novejšega časa imamo monografijo baselskega profesorja dr. L. Hottingerja (1960), ki je posodobil preučevanje alveolin, revidiral mnogo starejših podatkov in dodal veliko svojih. Hottingerjeva monografija o alveolinah je zato osnova za vsa preučevanja alveolin, torej tudi za delo dr. K. Drobne o slovenskih in istrskih alveolinah, ki Hottingerjeva izvajanja ne samo potrjuje, ampak v marsičem dopolnjuje.

V uvodnem poglavju obsežne monografije nakaže K. Drobne razvoj paleogenskih plasti v zahodnih Dinaridih. Drži se dosedanje razčlenitve na pod-sabotinske, vremske in kozinske plasti ter na miliolidni, alveolinsko numulitni apnenc in fliš. Na kratko opiše uporabljene terenske in paleontološke metode, pri čemer obravnava problematiko vrste, podvrste in podobna taksonomska vprašanja.

Z razdelitvijo alveolin na skupine se drži Hottingerjevih načel. Znotraj glavnih skupin dosedanje poznavanje alveolinske favne znatno izpopolni zlasti s cuijskimi oblikami. Glavne skupine, recimo »*Flosculines sphériques et subsphériques*« (sferične in subsferične floskuline), so razdeljene na manjše skupine, npr. »*Groupe d'Alveolina aramææ*«. Takšnih skupin je v publikaciji K. Drobne kar 27.

Največji del monografije je posvečen opisu alveolin. Tu niso navedeni samo opisi vrst in podvrst, ampak je veliko kritičnih pripomb k dosedanjim podatkom o alveolinah. Opise dopolnjujejo biometrični podatki, diagrami in predvsem različne slike na tablah in med besedilom. Opisanih je 94 alveolin, med njimi 27 novih vrst in podvrst. Na 17 tablah je nad 250 slik, med besedilom pa še 96 paleontoloških, paleogeografskih in drugih slik. Monografija o slovenskih in istrskih alveolinah je res bogato ilustrirana in dokumentirana.

V drugem delu publikacije K. Drobne so biostratigrafski in paleogeografski podatki ter opisi številnih profilov in nahajališč. Podrobno obdelanih je 20 profilov z vipavskega, reškega, tržaškega in pazinskega staroterciarnega območja ter iz naluskane cone Čičarije. Te ugotovitve dopolnjuje favna iz mnogih izoliranih najdišč od Goriških Brd do otoka Krka. Priloženi so geološki zemljevidi in stratigrafski stolpci z natančnimi podatki o posameznih alveolinskih vrstah in podvrstah. Alveoline so razporejene na biocone. Posebej zanimiva je

paleogeografska slika južnoslovenskega in istrskega prostora v ilerdiju, spodnjem, srednjem in zgornjem eocenu, spodnjem in srednjem luteciju.

Preučevanje alveolin iz številnih profilov in nahajališč od Vipavske doline do srednje Istre je potrdilo in še natančneje dokazalo, da so alveolinsko numulitni apnenec in flišne plasti vse mlajše, čim dlje gremo od severa proti jugu. K. Drobne jasno opredeli tudi plasti s školjko *Perna istriana*; po njenem mišljenju gre za šelfni sediment na robu alveolinsko numulitnega morja.

Poseben pomen ima delo K. Drobne za preučevanje razvoja alveolin v paleocenu in eocenu, za študij biocon in razvojnih nizov. To so delali tudi drugod v Mediteranu, vendar le s primerjavo posameznih biocon in nepopolnih profilov. Pri nas pa je uspelo najti takšne profile, ki vključujejo vse biocone in neprekinjene plasti od ilerdija do spodnjega lutecija. S kombiniranjem številnih profilov je K. Drobne sestavila popoln razvoj zgornjepaleocenskih in eocenskih apnenih plasti v zahodni Jugoslaviji. Rezultate je preverjala na več vzporednih, enako starih profilih. Zato so postali naši kraji klasično in doslej prav gotovo najbolj ustrezno ozemlje za preučevanje ilerdijskih in eocenskih horizontov s pomočjo makroforaminifer. Težja bo seveda primerjava te horizontacije s planktonskimi bioconami, zakaj planktonske vrste so živele v drugem okolju kot alveoline in druge makroforaminifere.

Ob vsem tem so manj pomembne pripombe k načelnim pogledom na nekatere paleontološke pojme in stališča. Te pripombe niso nobena posebnost za alveolinsko favno, ampak veljajo za mnoge foraminifere in druge fosile, pri katerih odloča v največji meri subjektivna presoja.

K. Drobne dobro označi, kakšni znaki so pomembni za določitev vrste in podvrste. Poleg morfoloških karakteristik je odločilno tudi nastopanje v določenem času, torej v isti bioconi, oziroma v istih plasteh. Pri tem včasih dopušča dosti obsežno variiranje morfoloških znakov. Razumljivo je, da se mora vsak raziskovalec držati določenih principov in teh se je K. Drobne tudi dosledno držala. Vendar nekateri upodobljeni primerki toliko odstopajo od značilne oblike, da bi lahko mislili že na samostojno podvrsto, če ne sem ter tja celo na vrsto. Kot primer naj navedem vrsti *Alveolina pasticillata* in *A. montanarii* (tabla 4). Podoben problem je bil do nedavna tudi pri vrsti *Nummulites laevigatus* iz spodnjega lutecija Pariške kotline in iz raznih angleških nahajališč. Tej vrsti so prištevali numulite z nizkimi zavoji in dolgimi kamricami, pa tudi numulite z visokimi zavoji in kratkimi kamricami; našli so celo prehodne oblike. Oba tipa numulitnih hišic nastopata v istih plasteh. Kljub temu se je pokazalo, da gre sicer za dve sorodni, vendar samostojni vrsti.

Pomembna je razvrstitev raziskanih alveolin v osem razvojnih nizov. Prva pripomba velja oznaki »skupina«, ki sama po sebi v taksonomskem smislu ne pove ničesar. Pri »skupinah« upošteva K. Drobne morfološko primerjavo in sorodstvena razmerja. Zato bi morda kazalo nekatere alveoline povezati v »oblikovni krog« (čeprav tudi ta oznaka nima splošno priznanega pomena), nekatere pa kar pod izraz razvojni niz, kateremu dejansko pripada.

Razvojni nizi (*«rameau phylétique»*) združujejo alveoline, ki so se razvijale druga iz druge. Osnova za postavitve razvojnih nizov so podobni morfološki znaki znotraj alveolinskih skupin in nastopanje podobnih oblik v različnih bioconah, oziroma horizontih. V načelu je takšno stališče pravilno; alveolinski razvojni nizi združujejo sorodstveno, morfološko in stratigrafsko bližnje vrste ali

podvrste. Da takšni nizi niso postavljeni slučajno, kaže dejstvo, da je K. Drobne primerjala več profilov in dokazala posamezne razvojne nize na več krajih.

Pri postavljanju razvojnih nizov pa moti sam izraz razvojni niz. Pri slovenskih in istrskih alveolinah sta v posameznem razvojnem nizu upoštevani samo po dve vrsti (lahko z več podvrstami) in le redko tri različne vrste. Takšen razvojni niz obsega le majhen del paleocenskih ali eocenskih plasti, včasih komaj dve bioconi, redkeje več. S tem pridemo do nekoliko novega pojmovanja razvojnega niza, pod katerim smo doslej poznali časovno znatno daljši razvoj sorodnih fosilov, na primer pri sesalcih, nevretenčarjih (npr. amoniti) ali foraminiferah (npr. globotrunkane, numulitine). Širše pojmovanje razvojnega niza je imel v mislih tudi O. Schindewolf (1950). Zato mislim, da pri opisanih alveolinah iz slovenskega in istrskega paleogena ne gre za prave razvojne nize v dosedanjem pomenu, ampak le za dele razvojnih nizov. Prav verjetno je, da se bodo znotraj opisanih alveolinskih razvojnih nizov pokazale še mnoge veje, na katere opozarja že K. Drobne, ali pa bo treba ob poznavanju številnejših sorodnih vrst posamezne razvojne nize razdeliti na več nizov.

K. Drobne je velik del alveolin preučila pri profesorjih M. Reichlu in L. Hottlingerju v Baslu, kjer so pred mnogimi desetletji začeli zbirati predvsem različne paleogenske makroforaminifere. Danes je Basel svetovno središče za preučevanje alveolin, numulitin in nekaterih drugih velikih foraminifer zlasti iz Mediterana. Tudi celotni, v monografiji K. Drobne upodobljeni material, je shranjen v baselskem naravoslovnem muzeju. V Inštitutu za paleontologijo SAZU v Ljubljani pa so fotografije vseh teh primerkov in drug preiskani material.

Monografija K. Drobne je rezultat dolgoletnih sistematskih raziskovanj alveolin zahodne Jugoslavije in pomeni napredek v poznavanju naših mikrofosilov in razvoja paleogenskih plasti pri nas. Publikacija ima širši pomen, ki sega čez meje naše domovine, saj bodo rezultate s pridom uporabljali ne le paleontologi, ki se zanimajo za alveoline, temveč drugi geologi pri študiju paleogenskih plasti.

Rajko Pavlovac

Ulrich Lehmann: **Paläontologisches Wörterbuch**, 2. überarbeitete und erweiterte Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1977. Obseg VIII + 440 strani, 112 slik in 3 table med tekstem. Format 12 × 19 cm. Kartonirano 18,80 DM.

Isti avtor in ista založba sta pripravila prvo izdajo paleontološkega slovarja leta 1964. Takrat so fosile preučevali še bolj z vidika sistema organizmov, medtem ko je pozneje težišče prešlo k študiju njihovega nekdanjega življenjskega prostora. V tej zvezi je avtor vnesel v novo izdajo številna nova gesla. Kot sam navaja v predgovoru, je novih gesel prek 800, povečini izbranih s področja ekologije. Vendar je tudi klasifikaciji posvetil ustrezno pozornost in v dodatku na 19 straneh pregledno podal sistem organizmov, tako da se bralec lahko orientira. Pri posameznih živalskih skupinah pa je posebej označeno, ali gre za recentne, ali le za izumrle organizme. Splošnageološkega izrazja vsebuje paleontološki slovar malo, kar je razumljivo, saj ima bralec za to področje na voljo

geološki slovar, katerega sedma izdaja je izšla letos pri isti založbi. Nekatera gesla pa so le še upoštevana v obeh slovarjih. »Plankton« na primer razloži geološki slovar kot skupnost organizmov, ki lebde v vodi ali z njo pasivno blodijo okoli. Pri zbirnem geslu je navedena pridevniška oblika »planktonisch«. Dodani so še izrazi Zooplankton, Phytoplankton, Haloplankton (v morju), Limnoplankton (v sladki vodi) in »Nannoplankton« (okrog 2 do 40 μ). Paleontološki slovar pa označi kot plankton vse organizme, ki pasivno blodijo okoli v vodi in v zraku (zračni plankton). Posebej pa navaja avtor v tem slovarju še pridevniško obliko »planktisch« in pri tem v oklepaju opozarja, da »planktonisch« ni pravilno, ker se beseda izvaja iz debla »plankt«. Tudi »Nekton« vsebuje oba slovarja z razlagama, ki se dopolnjujeta med seboj.

Navedli bomo še nekaj primerov, kako je avtor po novejši nemški paleontološki literaturi spremenil in dopolnil razlago posameznih gesel v primerjavi s prejšnjo izdajo.

Konodonti so po prvi izdaji ostanki pripadnikov izumrlih Chordatov in še drugih živalskih skupin. Verjetno so konodontni aparat rabile živali pri prehranjevanju. Značilno je, da je ostal kakšnih 300 milijonov let v bistvu nespremenjen. Po Lindströmu je bil ta aparat nosilec lofofora, s katerim je žival sprejemala hrano. Žival je bila soddaste oblike, velika 2 do 2,5 cm, in je živela kot plankton, podobno današnjim plaščarjem. V sistemu so konodonti v 2. izdaji postavljeni na konec skupine Tentaculata, Lophophora kot deblo Conodontophorida z nezanesljivo uvrstitvijo (incertae sedis). Njihova sistematika temelji na aparatu, ne pa le na njegovih posameznih elementih.

V prvi izdaji so morske lilije (Crinoidea) označene kot pelmatozoi, povečini prirasli na morskem dnu, bolj redko svobodno plavajoči. To je ustrezalo takratni razdelitvi velike živalske skupine Echinodermata na dve podskupini: (1) s pecljem ali neposredno s čašo na morskem dnu prirasle oblike Pelmatozoa in (2) svobodno plavajoče oblike Eleutherozoa. Po novem je ta delitev opuščena: sedaj razlikujejo štiri poddebla: Homalozoa, Crinozoa, Asterozoa in Echinozoa. V skladu s tem je avtor v novi izdaji označil Crinoidea kot povečini prirasle s členastim pecljem, redkeje pa kot svobodno plavajoče ehinoderme. To je, seveda, zahtevalo spremembo tudi drugih gesel s tega področja. Da bi ponazoril razporeditev ploščic v zgradbi čaše (calix) in ramen (brachia), pomembnih za določevanje vrst, je avtor v naravni velikosti skiciral primerek vrste *Millerocrinus mustermanus* D'Orbigny, najden v zgornjejurskih plasteh Liesberg v Švici. Sliko je povzel po H. Hessu, ki je leta 1975 objavil razpravo o fosilnih ehinodermih švicarskega Jure.

Izpopolnjeno je tudi poznavanje ekologije trilobitov. Po prvi izdaji trilobiti niso imeli nobenega diferenciranega žvekalnega aparata in so se zato morali prehranjevati kot mikrofagi, mogoče so nekateri žrli sediment. Po novi izdaji pa so imeli posamezni pripadniki skupine Phacopida diferenciran ustni aparat in je zato možno sklepati na njihov roparski način življenja.

Spremenjene in delno izpopolnjene so table o razširjenosti in pogostnosti rastlin in živali po geoloških dobah. V tabli o rastlinah je k vsaki geološki dobi dodana starost v milijonih let. Na tabli o avertebratih je začetek foraminifer pomaknjen daleč nazaj v kambrij, medtem ko je bil prej postavljen na začetek ordovicija. Začetek konodontov je po obeh tablah enako postavljen nekje sredi kambrija. Konec pa je različno označen, po stari tabli so posamezni

segali v sredino krede, po novi tabli pa naj bi bili izumrli konec jure. Spremenjena so tudi imena nekaterih živalskih skupin. Podobne spremembe najdemo tudi v tabli o vretenčarjih; skupina Anura, na primer, se je po stari tabli začela že v karbonu, po novi pa šele z začetkom triade.

Vseh sprememb in dopolnitev, seveda, v tem kratkem sestavku ni mogoče navesti; našel jih bo bralec, ko bo iskal v slovarju orientacijo.

Stefan Kolenko

Hans Murawski: *Geologisches Wörterbuch*, 7., ergänzte und erweiterte Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1977. Obseg XII + 280 strani, 78 slik, 5 tabelarnih pregledov in 8 tabel med tekstom ter 1 stratigrafska tabela v prilogi. Format 12 X 19 cm. Kartonirano 13,80 DM.

Prvo izdajo Geološkega slovarja je pripravil C. CHR. Beringer leta 1937. Isti avtor je priredil še drugo in tretjo izdajo knjižice v letih 1943 in 1961. Za nadaljnje izdaje je prevzel skrb H. Murawski; izšle so v letih 1957, 1963 in 1972 in sedaj že po petih letih še sedma izdaja. Razvoj geologije, tako teoretične kot uporabne, zahteva vedno pogostejše izdaje slovarja. Le na ta način je možno doseči namen, postavljen v uvodu, to je, podati ustrezno razlago strokovnih izrazov s področja geologije in sorodnih ved. Bralec pa mora računati s tem, da so upoštevani predvsem izrazi, uporabljeni v nemški literaturi. Kako je avtor v primerjavi s prejšnjo izdajo dopolnil ali spremenil razlago posameznih gesel, kažejo naslednji primeri.

Geslo, ki bi ga slovensko mogli izraziti s stopnjo »obrušenosti«: »Abrollungsgrad«, je v prejšnji izdaji razložil kot odstotek konveksnih delov določene oblike. Sedaj je pri razlagi tega gesla uvedel dvoje novih gesel: »Rundung« in »Sphärizität«. Prvo bi morda po našem mogli imenovati »zaobljenost ali zglajenost, drugo pa »sferičnost« ali bolj slovensko »okroglost«. Prvo pomeni, do kakšne stopnje so obrušeni robovi klastičnega zrna, drugo pa, v kakšni meri se klastično zrno približuje krogli. Da gre tu za dva pojma, nam kaže primer, splake, ki je dobro obrušena in zglajena, vendar daleč od krogle. Razlago je avtor ponazoril s skico; na vertikalno koordinato je nanese vrednosti za okroglost, na horizontalno pa vrednosti za zaobljenost ali zglajenost, v polju pa je v 20 kvadratkih skiciral ustrezne oblike klastičnega zrna. Razlagi je dodano še opozorilo, naj bralec pogleda tudi pod geslo »morfometrija«.

Pri geslu »Allgemeine Geologie« (splošna geologija) je bila v prejšnji izdaji dodana kot sinonim dinamična geologija. Nova izdaja tega dodatka nima več, temveč pozna le pojma endogene in eksogene dinamike na ustreznem mestu pod črko »e«.

Pod črko »b« je razširjena razlaga bazalta s tem, da loči kameninski debli tholeiitnih bazaltov in olivinovitih alkalnih bazaltov. Razen po odstotku kremenice se dve vrsti bazaltov razlikujeta tudi po razmerju alkaliije, kremenice. Razlago ponazorjuje diagram o sestavi havajskih bazaltov; na vertikalni koordinati so nanesene odstotne vrednosti $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, na horizontalni pa SiO_2 . Privzela je razlaga, da izvirajo bazalti iz Zemljinega plašča. V tej zvezi je treba povedati, da so na novo vnesena gesla s področja tektonike plošč. Poleg

zbirnega gesla »Plattentektonik« avtor razloži pojme v zvezi s horizontalnim premikanjem plošč.

Po teoriji o tektoniki plošč sestoji površje Zemlje iz mozaika litosferskih plošč. Glede števila in označevanja plošč se geotektoniki razhajajo.

Po razlagi na strani 171 slovarja gre za šest velikih plošč in več manjših, medtem ko je na skici (slika 50) na str. 171 in v pojasnilu te skice navedenih osem velikih plošč: afriška, ameriška, antarktična, kitajska, evropska, indijska, plošča Nazca med južnim delom ameriške plošče in pacifično ploščo, imenovana po kraju in kulturi Nazca v Peruju, ter pacifična plošča. Te plošče se obnašajo kot bolj ali manj toga telesa, tektonika pa preučuje, kaj se dogaja na njihovih robovih. Glede na to razlikuje avtor divergentne robove plošč, ko se plošče oddaljujejo druga od druge, konvergentne robove, ko se plošče približujejo in zadevajo druga ob drugo in konzervirne, ko drse druga mimo druge; obstaja pa še četrta možnost, tj. subdukcija, ko se ena plošča ob drugi upogne navzdol in se pogrezne. Za subdukcijske cone je značilna seizmična aktivnost in koncentracija potresnih hipocentrov v različnih globinah, na primer do 700 km v cirkumpacifičnem prostoru. To so tako imenovane cone Benioff, imenovane po geofiziku Hugu Benioffu, ki jih je prvi registriral. Takšna je na kratko razlaga mehanizmov litosferskih plošč v slovarju, podana po besednih zvezah. Bolj z genetskega vidika so plošče karakterizirane v delu *Kent C. Condie: Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Po tem avtorju subdukcija in konvergenca nista nekaj različnega. V subdukcijski coni se ena plošča podrine pod drugo in se pogrezne v zgornji del Zemljinega plašča, kjer se asimilira. V subdukcijskih conah se torej plošče rušijo. Na drugi strani pa se v divergentnih conah obnavljajo. Takšne cone predstavljajo oceanske gorske verige. Po njihovih oseh se plošče razdele na dvojce in robovi plošč se oddaljujejo drug od drugega. Po nastalem jarku prodira iz globine olivinsko bazaltna predormina in z njo se litosferska plošča obnavlja. Važno vlogo imajo pri tem transformni prelomi, ki potekajo prečno na osi oceanskih grebenov. Ob njih se deli oceanskih grebenov premaknejo v horizontalni smeri. Plošči torej drsita druga ob drugi in se ne rušita niti ne obnavljata.

Ta relativna premaknitev pa je omejena samo na odsek preloma med premaknjenima grebenoma. Onstran grebenov predstavlja prelom enostavno brazdo: obe njeni strani se premikata skupaj. Ta mehanizem je v slovarju sicer tudi razložen na skici 69 na strani 233, vendar sta puščici ob prelomu med grebenoma napak usmerjeni. V slovarju je del preloma med premaknjenima grebenoma imenovan kot aktivni transformni prelom, del preloma onstran grebenov pa kot inaktivni transformni prelom. Transformni prelomi so na prvi pogled podobni horizontalnim zmikom. Vendar obstaja med obema vrstama dislokacij bistvena razlika, ki jo *Sydney P. Clark Jr.* takole prikaže: V primeru horizontalnega zmika je premaknitev gorskega hrbta posledica preloma; v primeru širjenja oceanskega dna po osi grebena pa je prelom posledica premaknitve oceanskega hrbta.

Kent C. Condie razlikuje sedem velikih plošč: evrazijsko, antarktično, severnoameriško, južnoameriško, pacifično, afriško in avstralsko; isti avtor potem navaja še osem srednje velikih plošč: kitajsko, filipinsko, arabsko, iransko, ploščo Nazca, kokosovo (po otočju Cocos), karibsko in škotsko ploščo. Poleg ve-

likih in srednje velikih plošč pa je še kakšnih 20 malih plošč, ki še niso definirane.

Nemški geologi, podobno kot naši, si niso edini glede stratigrafskega poimenovanja. Zato so v slovarju navedeni drug poleg drugega trije načini. (1) po geografskem imenu, (2) geografskemu imenu je dodana končnica -ien, (3) geografskemu imenu je dodana latinska končnica -ium, npr. Maastricht, Maastrichtien, Maastrichtium. K stratigrafski tabeli kvartarja avtor pripominja, da je zaenkrat ostala še nespremenjena, napoveduje pa revizijo za 8. izdajo.

Spremenjena in dopolnjena je stratigrafska tabela od predkambrija do kvartarja. Njen podnaslov pove, da so tudi tokrat upoštevane predvsem geološke razmere v Srednji Evropi. V primerjavi s stratigrafsko tabelo v prejšnji izdaji je najbolj spremenjena horizontacija permskega sistema, ki je podana primerjalno za Srednjo Evropo, Ural in Karnijske Alpe. Dobrodošla bi bila podobna primerjava tudi v karbonskem in starcšepaleozojskem delu tabele. V dodatni tabeli pa je prikazana le razčlenitev predkambrija po Muratovu.

Ceprav je slovar sestavljen po geološki literaturi z regionalno omejenega prostora, bo dosegel svoj namen pri geologih paleontologih, mineralogih, geografih, geofizikih, pedologih, gradbenikih, rudarjih, študentih in ljubiteljih geologije.

Stefan Kolenko

UREDNIŠKA OBVESTILA EDITORIAL NOTICES

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 35 tipkanih strani ali 60 000 znakov. V to število nista všteta povzetek v tujem jeziku in literatura.

Prosimo vse sodelavce **GEOLOGIJE**, da skrbno izbirajo vsebino svojih člankov, posvete ustrezno pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Priprava rokopisa

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnimi presledkom in s 4 cm širokim levim robom. Pri pregledu svojih rokopisov naj avtorji zlasti pazijo na pravilno pisanje znanstvenih in lastnih imen, znakov, števil, formul in podobno. Oseba imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobičajnih okrajšav in nejasnih popravkov.

Tabele naj bodo napisane na pisalni stroj IBM tako, da jih bo možno kliširati.

Članki morajo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu ene petine članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti izvleček v obsegu 700 do 1000 tiskovnih znakov v enem od svetovnih jezikov.

Če želi avtor drugačne pogoje glede obsega in povzetka svojega članka, če to možno v sporazumu z uredništvom.

Navajanje literature

Literaturo navačajte po abecednem redu avtorjev in kronološko na naslednji način: priimek avtorja, začetna črka avtorjevega imena, letnica, naslov dela (pri periodičnih izdajah tudi naslov revije in zaporedna številka zvezka), založba in kraj, kjer je delo izšlo. V literaturo vključujte samo uporabljena dela, bibliografijo pa le v izjemnih primerih glede na vsebino in pomen razprave. V citatih med tekstom navedite začetno črko imena in priimek avtorja ter letnico, ko je delo izšlo, po potrebi tudi stran.

Ilustracije

Karte, profili, skice, diagrami in druge podobne slike morajo biti narisani na prosojnem matričnem papirju. Za fotografske, mikrografske in rentgenske slike je treba predložiti visokokонтastne 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 21 knjigi GEOLOGIJE, letnik 1978, bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca aprila 1978.

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 izvide pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.