

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1969

# GEOLOGIJA

## RAZPRAVE IN POROČILA

12. KNJIGA



LJUBLJANA 1969

## VSEBINA — CONTENTS

<i>Mlakar, I.</i>	
Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja . . . . .	5
Nappe Structure of the Idrija—Žiri Region . . . . .	57
<i>Turnšek, D. and Bărbulescu, A.</i>	
Upper Jurassic Hydrozoa in Central Dobrogea ((Romania) . . . . .	73
<i>Kiauta, B.</i>	
<i>Croatocordulia platyptera</i> (Charpentier, 1843) gen. nov. iz spodnjega miocena Radoboja na Hrvatskem (Odonata, Anisoptera, Corduliidae, Corduliinae) . . . . .	85
<i>Croatocordulia platyptera</i> (Charpentier, 1843) gen. nov. from the Lower Miocene of Radoboj in Croatia (Odonata, Anisoptera, Corduliidae, Corduliinae) . . . . .	88
<i>Grad, K.</i>	
Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim . . . . .	91
Pseudo-Zilian Beds between Celje and Vransko . . . . .	101
<i>Omaljev, V.</i>	
Eksploatacijsko raziskovanje v uranovem rudišču Žirovski vrh . . . . .	107
Mining Exploration in the Uranium Ore Deposit of Žirovski Vrh . . . . .	149
<i>Lapajne, J.</i>	
Geoelektrične raziskave boksitnih nahajališč . . . . .	153
Geoelectrical Exploration of Bauxite Deposits . . . . .	158
<i>Iskra, M.</i>	
Geološka starost rudonosnih plasti v Puharju . . . . .	161
Zinc and Lead Ore Deposit of Puharje (Slovenia) . . . . .	163
<i>Breznik, M.</i>	
Podtalnica Ljubljanskega polja in možnosti njenega povečanega izkoriščanja . . . . .	165
Ground Water of the Ljubljana Polje and Possibilities of Increasing Its Exploitation . . . . .	180
<i>Kuščer, D.</i>	
Pronicanje vode pod jezovi na zelo debelih, homogeno prepustnih kameninah . . . . .	185
Water Percolation under Dams on Very Thick, Homogeneous Permeable Rocks . . . . .	194
<i>Gregorič, V.</i>	
Nastanek tal na triadnih dolomitih . . . . .	201
Soil Formation on the Triassic Dolomites . . . . .	228
<i>Barič, Lj.</i>	
Winchellov sistem poluvaljka za optičko određivanje minerala . . . . .	231
<i>Duhovnik, J.</i>	
P. Janez (Franc) Žurga . . . . .	237

# GEOLOGIJA

GEOLOGICAL  
TRANSACTIONS  
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1969 • 12. knjiga • Volume 12.

## KROVNA ZGRADBA IDRJSKO ŽIROVSKEGA OZEMLJA

*Ivan Mlakar*

z 11 slikami

### VSEBINA

Uvod . . . . .	6
Kratek pregled dosedanjih raziskav . . . . .	6
Stratigrafsko litološki podatki . . . . .	7
Permokarbonske plasti . . . . .	7
Permske plasti . . . . .	7
Triadne plasti . . . . .	8
Kredne plasti . . . . .	16
Eocenske plasti . . . . .	16
Kvartarne usedline . . . . .	17
Razčlenitev in opis krovne zgradbe . . . . .	17
Avtotona podlaga . . . . .	18
Prvi pokrov . . . . .	18
Drugi pokrov . . . . .	21
Tretji pokrov . . . . .	22
Četrti pokrov . . . . .	31
Poimenovanje tektonskih elementov . . . . .	35
Nastanek krovne zgradbe . . . . .	37
O tektonski rajonizaciji zahodne Slovenije . . . . .	47
Povzetek . . . . .	56
Nappe structure of the Idrija—Žiri region . . . . .	57
Literatura . . . . .	70

## UVOD

Geološko zgradbo zahodne Slovenije so Limanovsky, Kober in Winkler že v začetku tega stoletja razlagali s pokrovi. Vendar so bile teorije o krovni zgradbi tega ozemlja premalo podkrepjene z dokazi. Zato so pozneje geologi dvomili vanje in jih celo odklanjali.

Z geološkimi raziskovanji v širši idrijski okolici smo po letu 1963 zbrali vrsto zanesljivih dokazov o krovni zgradbi tega dela slovenskega ozemlja. Ugotovili smo skoraj vse tektonske elemente, značilne za krovne strukture Severnih apneniških Alp in smo jih preverili z geološkimi vrtnami.

### KRATEK PREGLED DOSEDANJIH RAZISKAV

Na podlagi paleontološkega materiala, ki ga je določil Stur (1872), je Lipold (1874) prvi detajlno stratigrafsko razčlenil sklade v bližnji idrijski okolici in v rudišču. Njegovi razpravi je priložena ena prvih geoloških kart bližnje idrijske okolice in je ohranila svojo vrednost do danes.

Lipoldovo delo je nadaljeval Kossmat. V razpravah o idrijskem rudišču je obravnaval tudi geološko zgradbo njegove bližnje okolice (Kossmat, 1899, 1911, 1913a). Posebej je obdelal geološko zgradbo ozemlja med Idrijo in Rovtami (Kossmat, 1898) ter območja Zgornje Idrije, Kanomlje in Trebuše (Kossmat, 1900).

Leta 1905 in 1910 sta izšli Kossmatovi geološki karti listov Ajdovščina-Postojna in Škofja Loka-Idrija s tolmačema.

Kropač (1912) je tolmačil geološko zgradbo rudišča in bližnje okolice s trojno prevrnjeno gubo. Ta interpretacija je bila do leta 1958 vodilo pri raziskovanjih v rudišču.

V mnogih razpravah je Kossmat obravnaval tektonsko zgradbo in rajonizacijo zahodne Slovenije (Kossmat, 1903, 1906, 1909 a, b, 1913 b). Regionalno tektoniko istega ozemlja so preučevali še Limanovsky (1910), Kober (1913) in Winkler (1923, 1936).

V letih 1947 do 1950 smo dobili nove geološke karte Zgornje in Srednje Kanomlje, Idrije in Ljubevške doline (Hamrla-Jager, 1947, Gantar-Schneider, 1948, Jager-Hrastnik, 1949). Nekaj let kasneje je Očepek (1953) obdelal še ozemlje Spodnje Idrije. Karte niso bile objavljene, a pomenijo napredek v primerjavi s Kossmatovo geološko karto.

Leta 1955 je Berce te karte reambuliral in prikazal geološko zgradbo od Zgornje Kanomlje do Zovčena.

Z odkritjem zgornjepermskih skladov, novo razčlenitvijo spodnje-triadnih plasti ter ugotovitvijo noriškega dolomita na krednem apnencu so se vse dotedanje geološke karte pokazale kot precej nezanesljive (Mlakar, 1957, 1959).

V letih 1958 do 1960 je ekipa Geološkega zavoda Ljubljana pod vodstvom Berceta kartirala večji del idrijsko žirovskega ozemlja in že upoštevala nove stratigrafske ugotovitve (Berce, 1959, 1960, Iskra 1961 a). Karta v celoti doslej ni bila objavljena. Le neznatne dele te

karte sta Iskra in Berce prikazala v posebnih razpravah (Iskra, 1961 b, Berce 1962 b, 1963).

V letih 1963 do 1968 smo ponovno detajlno pregledali okrog 160 km<sup>2</sup> geološko najbolj zapletenega dela idrijsko žirovskega ozemlja med planoto Vojsko in Rovtami (1. sl.).

## STRATIGRAFSKO LITOLOŠKI PODATKI

V starejši literaturi sta obravnavala stratigrafske probleme na idrijskem območju predvsem Lipold (1874) in Kossmat (1898, 1900, 1905, 1910). Po drugi svetovni vojni so dopolnjevali njune ugotovitve v zvezi s sedimentacijo na tem prostoru Berce (1959, 1960, 1962 b), Mlakar (1957, 1959, 1967), Iskra (1961 a, b), Buser (1964, 1965 a) in Čar (1968). Slabše so obdelane facialne posebnosti v razvoju posameznih skladov in predvsem facialne razlike v razvoju enako starih kamenin različnih tektonskih enot. Zato bomo posvetili tem problemom več pozornosti.

Na idrijskem območju najdemo gornjepaleozojske sklade, skoraj vse triadne horizonte ter kredne in eocenske plasti. Jurske kamenine se pojavljajo šele na Trnovskem gozdu, 8 do 10 km južno in jugozahodno od Idrije (2. sl.).

### Permokarbonske plasti

Črni in temno sivi glinasti skrilavec z lečami sivega melja in kremenovega peščenjaka je brez dvoma najstarejša kamenina na idrijskem prostoru. Vendar nimamo zanesljivih dokazov niti za karbonsko niti za permsko starost teh skladov. Grad (1967) jih je označil kot permokarbonske plasti.

Vprašanje karbonske ali permske starosti teh skladov in njihovo problematično uvrščanje v srednjo triado (Berce, 1960, 1962 a, 1963 b) smo prikazali že pri obravnavanju strukture idrijskega rudišča (Mlakar, 1967). Te ugotovitve lahko posplošimo na celotno idrijsko ozemlje.

Gornjepaleozojski glinasti skrilavec in peščenjak najdemo le v tretjem in četrtem pokrovu, vendar ni razlik v sedimentaciji teh plasti. Celotne debeline skladov ne moremo ugotoviti, je pa večja od 350 m.

### Permske plasti

Starost sivega in rdečega grōdenskega skrilavca, alevrolita, kremenovega peščenjaka ter konglomerata paleontološko ni dokazana. Vendar leže plasti vedno v talnini paleontološko dobro dokumentiranih gornjepermskih skladov; uvrščamo jih v sosisko stopnjo permskega sistema. Na idrijskem območju jih ne moremo razčleniti v spodnjo, sivo, in zgornjo, rdečo serijo. V idrijskem rudišču poznamo na primer le sivi peščenjak. Na območju Rovt najdemo v tretjem pokrovu v zgornjem nivoju teh skladov ponekod leče sivega jedrnatega dolomita.

Debelina grödenskih skladov je na območju rudišča 10 do 40 m. Proti severozahodu in vzhodu je večja in ponekod preseže 150 m. Po Omaljevu (1967 b) so grödenske plasti na Žirovskem vrhu debele prek 600 m. Podatki dosedanjih vrtin ne kažejo na postopno naraščanje debeline teh skladov proti severu in severovzhodu.

Grödenske kamenine nahajamo v tretjem in četrtem pokrovu, vendar v enakem razvoju.

Gornjepermski skladi so na idrijskem območju najstarejši paleontološko dokazan stratigrafski horizont. Najdemo dolomit in apnenec s koralo *Waagenophyllum indicum*, polžem *Bellerophon* in alge *Gymnocodium bellerophontis* Roth. (Mlakar, 1957, 1959; Berce, 1959, 1960).

Gornjepermske kamenine poznamo predvsem v tretjem pokrovu od Vojskega do Rovt. V vzhodju Govekarjevega vrha in v nekaterih vrtinah (2. sl., V/12, V/21, profil C) smo jih našli tudi v četrtem pokrovu.

V tretjem pokrovu opazimo facialne razlike v razvoju teh plasti. Samo dolomitni razvoj poznamo v idrijskem rudišču. Najstarejši stratigrafski člen je sivi plastoviti dolomit s skrilavimi vložki, debel 10 do 15 m. Mlajši horizont je temno sivi ali črni ploščasti dolomit prav tako s skrilavimi vložki. Kontakt ni oster; na prehodu se menjavajo sive in črne kamenine. Gornjepermske plasti so v rudišču debele 50 do 70 m (Mlakar, 1967, sl. 3, 4, 5).

Severnozahodno od Idrije se dolomitna sedimentacija gornjepermskih skladov navadno konča s črnim ploščastim apnencem, debelim okrog 10 m. Nasprotno pa je v Rovtah v istem nivoju sivi luknjičavi apnenec. V Nartu najdemo oba litološka člena, pri čemer je luknjičav apnenec mlajši. Na ozemlju Rovt vsebuje gornjepermski dolomit lečaste in impregnacije sadre (1. sl., vrtine R/11, C/5 itd.), ki kažejo na lagunarno sedimentacijo.

### Triadne plasti

Na idrijskem ozemlju je bila sedimentacija med permom in triado nepretrgana.

O razvoju spodnjeskitskih skladov imamo največ podatkov iz spodnje zgradbe idrijskega rudišča. Zgornjepermski dolomit prekriva sivi dolomit s stilolitskimi površinami, ki se ponavljajo v nekaj milimetrskih intervalih. Skladi so debeli okrog 10 m. V sredini spodnjega dela spodnjeskitskih skladov se ritmično menjavata sivi zrnati dolomit in peščeno-sljudnati dolomit. V peščeno-sljudnatih kameninah so pogostne valovite sedimentne teksture. Dolomitni razvoj zaključí svetlo sivi zrnati dolomit. Debelina spodnjeskitskih dolomitov v jami je 150 do 170 m.

Spodnjeskitski dolomit prekriva v jami serija sivo zelenega apneno-sljudnatega skrilavca in peščenjaka z lečami oolitnega apnenca, debelega le nekaj metrov. Najdemo vsaj 6 apnenih horizontov. V zgornjih nivojih so pogostnejši in debelejši. Najmlajši ooliti horizont je kontinuiren. Opisane plasti so debele 80 do 120 m (Mlakar, 1967, sl. 3 do 6).

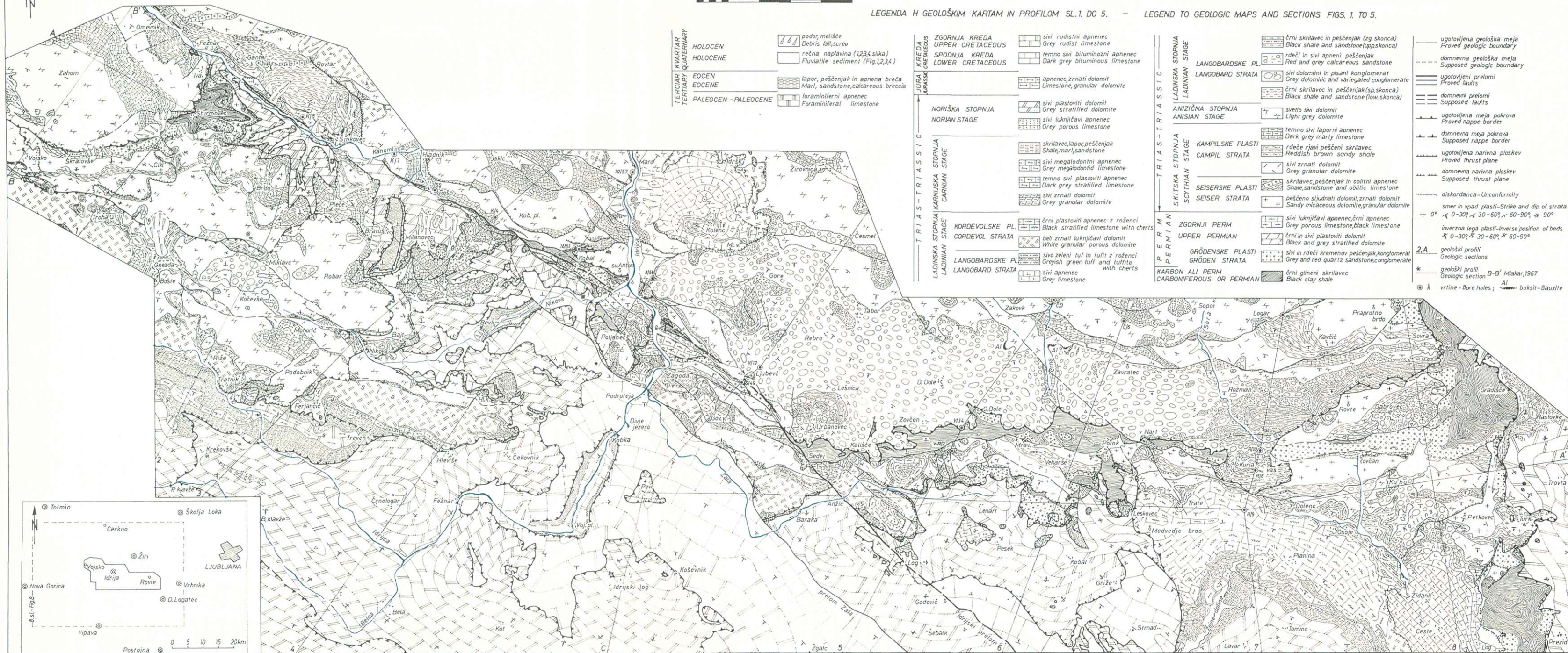
Spodnjeskitske plasti poznamo iz tretjega in četrtega pokrova. Pomembnejše razlike v razvoju teh skladov so le v četrtem pokrovu na območju Kanomlje. Na območju Fežnar-Gantar starejše dolomitne in

# GEOLOŠKA KARTA IDRISKEGA OZEMLJA — GEOLOGIC MAP OF THE IDRİJA REGION

1.sl. - Fig.1



LEGENDA H GEOLOŠKIM KARTAM IN PROFILOM SL.1. DO 5. — LEGEND TO GEOLOGIC MAPS AND SECTIONS FIGS. 1. TO 5.



TERCIARNI KVARTAR TERTIARY QUATERNARY	HOLOCEN		podor, melišče Debris fall, scree
	HOLOCENE		rečna naplavina (1,2,3,4 slika) Fluvialite sediment (Fig.1,2,3,4)
	EOCENE		lapor, peščenjak in apnena breča Marl, sandstone, calcareous breccia
	PALEOCEN - PALEOCENE		foraminiferalni apnenec Foraminiferal limestone

JURA CRETACEOUS	ZGORNJA KREDA UPPER CRETACEOUS		sivi rudisti apnenec Grey rudist limestone
	SPODNJA KREDA LOWER CRETACEOUS		temno sivi bituminozni apnenec Dark grey bituminous limestone

NORIŠKA STOPNJA NORIAN STAGE		sivi plastoviti dolomit Grey stratified dolomite
		sivi luknjičavi apnenec Grey porous limestone

LADINSKA STOPNJA LADINIAN STAGE		skrilavec, lapor, peščenjak Shale, marl, sandstone
		sivi megalodontni apnenec Grey megalodontid limestone
		temno sivi plastoviti apnenec Dark grey stratified limestone
		sivi zrnati dolomit Grey granular dolomite

KORDEVOLSKA PL. CORDEVOL STRATA		črni plastoviti apnenec z roženci Black stratified limestone with cherts
		beli zrnati luknjičavi dolomit White granular porous dolomite
LANGOBARDSKE PL. LANGOARD STRATA		sivo zeleni tuf in tuffit z roženci Greyish green tuff and tuffite with cherts
		sivi apnenec Grey limestone

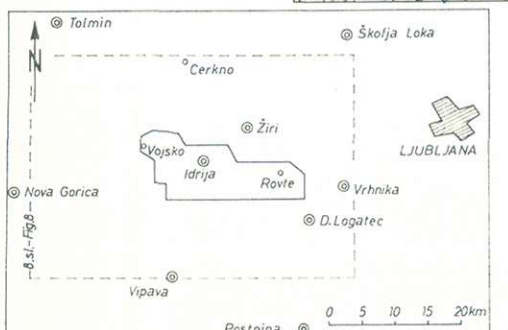
LANGOBARDSKE PL. LANGOARD STRATA		črni skrilavec in peščenjak (zg.skonca) Black shale and sandstone (upper scapponca)
		rdeči in sivi apneni peščenjak Red and grey calcareous sandstone
LANGOARD STRATA		sivi dolomiti in pisani konglomerat Grey dolomitic and variegated conglomerate
		črni skrilavec in peščenjak (sp.skonca) Black shale and sandstone (low.scapponca)

ANIZIČNA STOPNJA ANISIAN STAGE		svetlo sivi dolomit Light grey dolomite
		temno sivi laporni apnenec Dark grey marly limestone

KAMPILSKE PLASTI CAMPIL STRATA		rdeče rjavi pešeni skrilavec Reddish brown sandy shale
		sivi zrnati dolomit Grey granular dolomite
SEISERSKE PLASTI SEISER STRATA		skrilavec, peščenjak in oolitni apnenec Shale, sandstone and oolitic limestone
		peščeno sljudnati dolomit, zrnati dolomit Sandy micaceous dolomite, granular dolomite

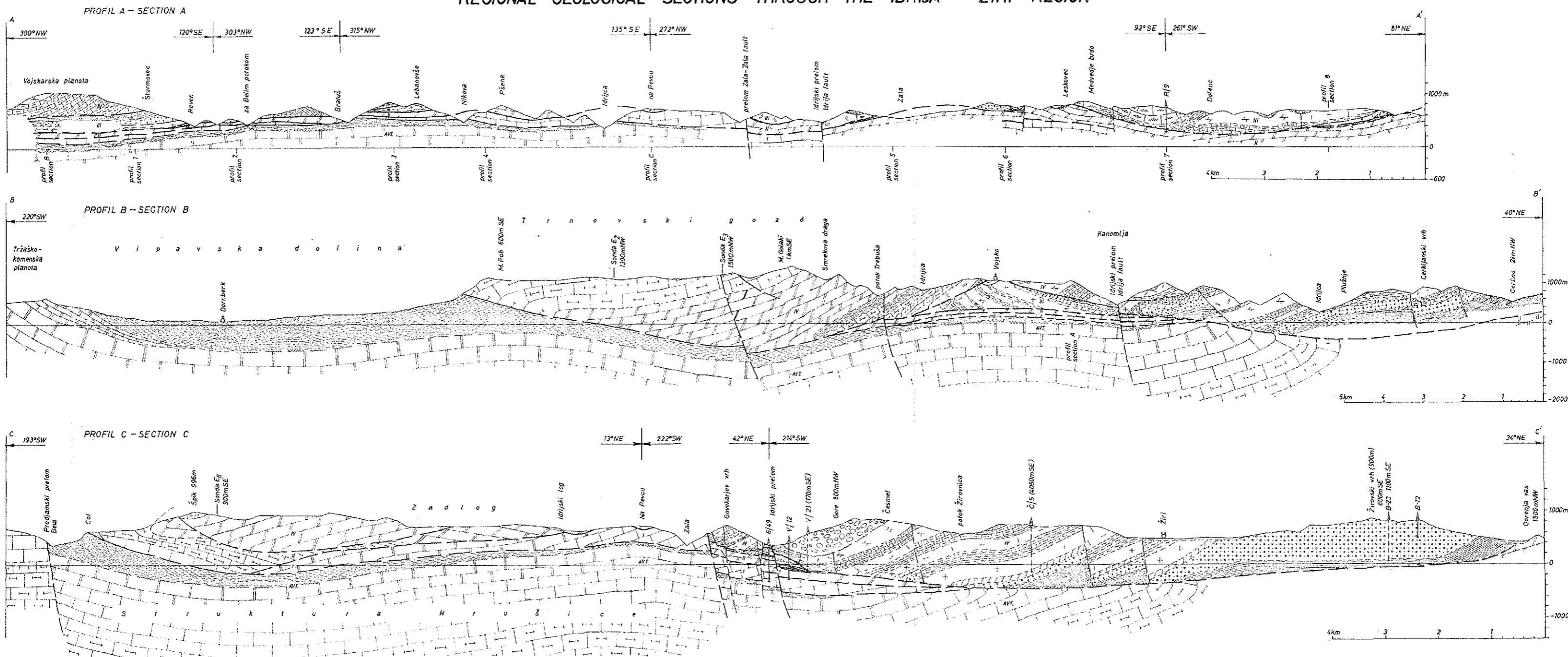
ZGORNJI PERM UPPER PERMIAN		sivi luknjičavi apnenec, črni apnenec Grey porous limestone, black limestone
		črni in sivi plastoviti dolomit Black and grey stratified dolomite
GRÖDENSCKE PLASTI GRÖDEN STRATA		sivi in rdeči kremenov peščenjak, konglomerat Grey and red quartz sandstone, conglomerate
		črni glineni skrilavec Black clay shale

	ugotovljena geološka meja Proved geologic boundary
	domnevna geološka meja Supposed geologic boundary
	ugotovljeni prelomi Proved faults
	domnevni prelomi Supposed faults
	ugotovljena meja pokrova Proved nappe border
	domnevna meja pokrova Supposed nappe border
	ugotovljena narivna ploskev Proved thrust plane
	domnevna narivna ploskev Supposed thrust plane
	diskordanca - Unconformity
	smer in vpad plasti - Strike and dip of strata 0° 0-30° 30-60° 60-90° 90°
	inverzna lega plasti - Inverse position of beds 0-30° 30-60° 60-90°
	2.A geološki profil Geologic sections
	geološki profil B-B' Miakar, 1967 Geologic section
	▲ vrtine - Bore holes
	▲ boksit - Bauxite





# REGIONALNI GEOLOŠKI PROFILI SKOZI IDRJSKO ŽIROVSKO OZEMLJE REGIONAL GEOLOGICAL SECTIONS THROUGH THE IDRJA - ŽIRI REGION



Legenda na 1st. - Legend in Fig.1

mlajše apnenoskrilave plasti niso ostro ločene, temveč se kamenine menjavajo med seboj (3. sl., profil 1).

Drugod spodnjeskitskega dolomita ne moremo vedno litološko razčleniti v tri nivoje. Povsod pa najdemo srednji nivo s peščenosljudnatim dolomitom. Pri prepreevanju dobi videz rumenkasto rjavega peščenjaka, podobnega grödenskemu.

V spodnjih nivojih teh skladov je pogosten dolomit z oolitno strukturo. Na območju Rovt je podobno kot v permskem tudi v spodnjeskitskem dolomitu mnogo sadre. (1. sl., vrtine Č/6, R/11 itd.). Javlja se predvsem v spodnjem delu dolomita.

V sedimentaciji mlajšega spodnjeskitskega apnenoskrilavega horizonta na površju ne najdemo pomembnejših razlik v primerjavi z opisanim razvojem skladov v jami. Kamenine so sive, zelenkaste ali rdečkaste, število leč oolitnega apnenca pa je navadno manjše. Okoli Rovt je v tretjem pokrovu ponekod med skrilačcem rdečkast peščenjak, podoben grödenskemu. Vendar ima slabo ohranjene ostanke školjk rodu *Myophoria*. Na tem območju se tudi debelina spodnjeskitskih plasti nekoliko poveča (4. sl. profila 6 in 7).

V peščenosljudnatem dolomitu najdemo *Claraia clarai* Emm., *Pseudomonotis telleri* Bittner, *P. inaequicostata*, v apnenem skrilačcu in peščenjaku *Pseudomonotis telleri* Bittner, *P. venetiana* Hauer, *Hoernesia socialis* Sch., *Gervilleia mytiloides* Schl., *Myacites (Anodontophora) fassaensis* Wism., v oolitnem apnencu pa *Pecten discites* Schl. in *Halopella gracilior* (Mlakar, 1957, 1959; Berce, 1959, 1960, 1962b).

V spodnjem delu gornjeskitskih skladov najdemo sivi zrnati, ponekod plastovit dolomit, v zgornjem delu pa se menjavajo sivi do temno sivi laporni skrilačec, laporni apnenec in apnenec.

Gornjeskitski dolomit je v primerjavi s spodnjeskitskim brez sljude in kremenca. Njegova debelina je 80 do 150 m. Vzhodno in severovzhodno od Idrije je ponekod celo večja (4. sl., profila 7 in 8).

Medtem ko je v dolomitu le plast s krinoidi, in sicer v zgornjem nivoju, je v apneno lapornih kameninah več fosilov. Najdemo *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites idrianus* Mojs., *T. spinosus*, *T. carniolicus* Mojs. in *Natiria costata* Münster. Apnenec prevladuje v zgornjem delu, medtem ko najdemo v spodnjem delu laporni skrilačec in laporni apnenec. Ponekod je v apnencu sinsedimentna breča, nanjo je opozoril že Kossmat (1898, 88). Našli smo jo npr. v vrtini Č/2 v globini 245 m. Debelina apneno lapornih skladov je do 200 m.

Med dolomitom in lapornim apnencem je ponekod rdeče rjavi peščen skrilačec, podoben spodnjeskitskemu (Berce, 1959, 1960). Vendar ima manj sljude in je brez leč oolitnega apnenca. V njem najdemo isto favno kot v apnencu (Berce 1962b). Plasti so debele največ nekaj 10 m.

Gornjeskitske plasti poznamo iz tretjega in četrtega pokrova. Vendar v razvoju teh skladov v eni in drugi tektonski enoti ni pomembnih razlik. Le peščen skrilačec je v četrtem pokrovu pogostnejši.

Anizične plasti zavzemajo na Kossmatovi geološki karti idrijsko žirovskega ozemlja velike površine. Vendar je večji del kamenin starejši ali

mlajši od anizične stopnje triade (Mlakar, 1957, 1959; Berce, 1959, 1960).

Anizični dolomit je siv, navadno slabo zrnat, precej drobljiv in le tu in tam plastovit. Sljude in kremenca nima.

Večji del doslej zbranih fosilov, kot npr. *Myophoria* cf. *incurvata* See., *Natica* cf. *gregaria* Münster, ni karakterističen. Le foraminifera *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič, ki jo je dokazal Vlaž, je vodilna za aniz, in sicer za ilirsko podstopnjo. Poleg tega najdemo v apnenih prodnikih spodnjega dela langobardskega konglomerata še foraminifere *Glomospira* in *Textularia*. Dokazujeta, da zgornji aniz ni bil povsod odložen dolomitno (Čar, 1968).

Anizične plasti poznamo v enakem razvoju v tretjem in četrtem pokrovu. Dolomit je debel do 300 m. Vzhodno od Idrije je bil v tretjem pokrovu v fassanski podstopnji skoraj povsod erodiran. V četrtem pokrovu je ohranjen, vendar je njegova debelina tudi na teh območjih navadno okrnjena zaradi srednjetriadne erozijske faze. Podrobnejše razčlenitve anizičnih plasti še nimamo.

Konec anizične stopnje je bila sedimentacija mezozojskih skladov na idrijskem ozemlju verjetno prvič prekinjena. Hitre facialne spremembe v razvoju langobardskih skladov že kažejo na spremenjene in zelo različne pogoje sedimentacije. Velika debelina klastičnih in piroklastičnih usedlin, kotno erozijske diskordance ter pomembne stratigrafske vrzeli kažejo na tektonska premikanja in vulkansko delovanje v tem obdobju. To orogenetsko fazo je ugotovil že Kossmat (1936, 143) in jo imenoval ladinsko ali predkarnijsko. Berce (1963) pa je pisal o srednjetriadni predladinski orogenezi.

Fassanskih plasti na idrijskem območju doslej paleontološko še nismo mogli dokazati. Vendar ne izključujemo možnosti, da je del kamenin, ki jih danes uvrščamo med langobardske plasti, dejansko fassanske starosti.

Langobardske plasti, dokazane s številnimi fosili, podrobneje obravnavajo v novejši literaturi Berce (1962b), Mlakar (1967) in Čar (1968).

V tretjem pokrovu je v idrijskem rudišču podlaga langobardskih skladov sivo zeleni bazalni kremenov peščenjak, debel do 10 m. Nasprotno pa je v četrtem pokrovu ekvivalent teh skladov na zahodnem in jugozahodnem pobočju Gor črni ali temno sivi nekoliko apneni skrilavec mastnega sijaja in peščenjak. Plasti označujemo kot spodnji horizont skonca (Mlakar, 1967); debele so do 15 m. Šele na severnem obrobju konglomeratnega pasu Idrija—Rovte najdemo kot bazalne tvorbe spet tu in tam sivi ali rdeči peščenjak skupno s črnim glinastim skrilavcem (vrtina Č/2).

Zahodno od Zavrata je v četrtem pokrovu ponekod bazalna tvorba langobardskih plasti rdeči boksit slabe kvalitete.

Bazalni peščenjak oziroma spodnji horizont skonca prekriva v rudišču in na Gorah konglomerat iz prodnikov anizičnih in nato še skitskih kamenin. Na območju Rovt najdemo pri Brenčiču v konglomeratu celo prodnike zgornjepermskega dolomita.

Konglomerat je navadno debeloskladovit in vsebuje ponekod pole zelenega tufskega peščenjaka. Po stopnji zaobljenosti prodnikov (1,2 do 3,4) sklepamo, da je znašala dolžina transporta 2 do 4 km (Berce, 1962b, Čar 1968, 20). Medtem ko je konglomerat debel v rudišču največ 70 m, preseže na območju Gor in Lešnice celo 400 m (vrtina V/25). Konglomerat v debelini le nekaj deset metrov najdemo še na Tičnici in Poljančevem hribu, na območju Kočevše—Troha, Kotline in Gabrovca pri Rovtah. V coni Dole—Rovte pa je znatno debelejši. Na severnem pobočju grebena Slanic ter v coni Anžic—Trate se konglomerat pojavi le tu in tam in je debel le nekaj metrov.

Konglomerat je Kossmat (1898, 1905, 1910, 30) povsod uvrstil v anizično stopnjo triade, Kropač (1912, 19) pa med wengenske plasti.

Na Gorah in okoli Rovt ležita na konglomeratu rumeno rjavi ali rdečkasti apneni peščenjak in skrilavec. Berce (1962b, 158) je te kamenine označil kot psevdogrödenske. Debele so le nekaj deset metrov ali pa se javljajo kot pole v konglomeratu.

Te plasti prekriva na Gorah in v Rovtah temno sivi ali črni apneni skrilavec z vložki rumenkastega peščenjaka, konglomerata ter tu in tam apnenca. Le okrog 500 m severovzhodno od Rovt smo med skrilavcem doslej našli nekaj metrov debelo plast tufa.

Skladi, ki jih označujemo kot zgornji horizont skonca (Mlakar, 1967), so debeli ponekod celo 70 m (vrtina R/5). Na območju Gor je njihova debelina precej manjša. Enake kamenine poznamo v razvoju langobardskih plasti tudi v tretjem pokrovu v idrijskem rudišču.

Na zgornjem horizontu skonca, včasih pa neposredno na konglomeratu, leži temno sivi plastoviti ali sivi masivni jedrnati apnenec z roženci. V spodnjih nivojih ga ponekod nadomešča apneni konglomerat, debel nekaj metrov (Urbanovec, Kovačev Rovt) do 30 m (Kurja vas). Apnenec se navadno javlja v ležah, debelih komaj nekaj m. Na Gorah, pri Urbanovcu in v Kurji vasi je debel do 40 m, na območju Židanka pa prek 100 m.

Najmlajši langobardski stratigrafski člen sta tuf in tufit s polami ročencev. Berce (1962b) omenja porfiritski, ortofirski, porfirski in kremenovo keratofirski tuf. Debelina piroklastičnih kamenin variira od nekaj metrov do 80 m na območju Talnine idrijskega rudišča. Nahajališče keratofirja in diabaza je pri Stopniku 13 km severozahodno od Idrije. Buser (1964, 50) je ob Idrijci na meji obravnavanega ozemlja našel diabaz langobardske starosti. Čeprav se debelina posameznih plasti hitro spreminja in se skladi izklinjajo, je medsebojno razmerje langobardskih litoloških členov povsod isto. Le lega apnenca se v peščenoskrilavem zgornjem horizontu skonca pogosto menja (Mlakar, 1967, sl. 1). Zato moramo imeti te litološke člene za stratigrafsko enoto.

Skoraj vse langobardske litološke člene najdemo v tretjem pokrovu v idrijskem rudišču in v četrtem pokrovu na območju Gor in Kurje vasi. Nasprotno pa predstavljajo langobardske plasti predvsem v coni Zagoda, Anžic, Medvedje brdo, Osoje skoraj izključno najmlajši langobardski stratigrafski členi, to so tuf in tufit z roženci ter gomoljasti apnenec. Konglomerat in apnenec pa najdemo le tu in tam v neznatni debelini.

Tako so razvite langobardske plasti na območjih, kjer leže na različnih skitskih kameninah. Nasprotno pa najdemo vse langobardske litološke člene predvsem na območjih, kjer ti prekrivajo anizične plasti. Območja navadno ustrezajo pogrezajočim se depresijam v srednji triadi.

Langobardske plasti najdemo v tretjem in četrtem pokrovu. Meje razvojev ne sovpadajo z mejami krovnih strukturnih enot. Tako so posamezni profili v tretjem pokrovu v idrijskem rudišču skoraj povsem enaki razvoju langobardskih skladov v nekaterih presekih na območju Gor v četrtem pokrovu. Večje razlike v razvoju langobardskih plasti tretjega in četrtega pokrova so v coni Anžic—Kurja vas, kajti plasti leže v obeh tektonskih enotah na različnih starejših stratigrafskih členih. Na območju Rovt so razlike v razvoju spet manjše. Vendar v tretjem pokrovu tod ne poznamo kamenin zgornjega horizonta skonca, ki v četrtem pokrovu dosežejo precejšnjo debelino.

Starejši raziskovalci so med plasti skonca uvrščali dva litološko enaka horizonta, ki imata po novih podatkih v razvoju langobardskih skladov različno lego (Mlakar, 1967). Številni rastlinski ostanki iz plasti skonca, zbrani v idrijskem rudišču (Lipold, 1874, 455), izvirajo brez dvoma iz zgornjega horizonta skonca.

V konglomeratu in pisanem peščenjaku doslej nismo našli fosilnih ostankov.

V temno sivem in sivem apnencu so doslej določili naslednje fosile: *Joanites deschmani* Mojs., *Aonia similis*, *Cidaris dorsata*, *Avicula tofanæ*, *Posidonomia wengensis*, *Daonella lommeli*, *Encrinus* sp. in *Diplopora* sp. (Berce, 1959, 1960, Čar, 1968).

Tuf in tufski lapor pogosto vsabujeta favno *Posidonomia wengensis*, *Daonella lommeli*, *Trachyceras idrianum* Mojs., in *Pecten* sp.

Iz gomoljastega apnenca pa poznamo *Joanites* sp. (Čar, 1968), *Pinacoceras* cf. *sandalinum* in *Trachyceras* sp. (Lipold, 1874, 438).

Že Kossmat je poudaril, da sta petrografska in favnistična meja kasijskih plasti z wengenskimi in rabeljskimi skladi na idrijskem prostoru nejasni (Kossmat, 1910, 38). Tudi novejša raziskovanja še niso dala dokončnega odgovora na ta vprašanja.

Po doslej zbranih podatkih uvrščamo na idrijskem ozemlju med cordevolske plasti mlečno beli luknjičavi zrnati dolomit, črni ploščasti apnenec in svetlo sivi zrnati grebenski apnenec. Cordevolske plasti leže skoraj povsod na langobardskih tufskih kameninah, le na območju Cerkovnega vrha in v Kanomlji so neposredno na anizičnem dolomitu.

Pestri sedimentacijski pogoji langobardske podstopnje so se nadaljevali tudi v času odlaganja cordevolskih skladov, kar se odraža v štirih razvojih teh plasti. Ločimo dolomitni, apneni in dva dolomitnoapnena razvoja.

Samo dolomit, debel 150 do 250 m, najdemo na Govekarjevem vrhu, pri Baraki, na območju Slanic, na ozemlju Zgornje Idrije, Vojskega in Kočevš ter nad Marožicami v Kanomlji.

Na Cerkovnem vrhu ob severnem robu karte so med dolomitom neznatne krpe sivega do belega apnenca kot grebenske tvorbe. Na Jelenku, okrog 3,5 km severozahodno od tod, zavzema grebenski apnenec večje površine.

Taka razvoja cordevolskih skladov sovpadata z območji, kjer med anizom in cordevolsko podstopnjo v sedimentaciji ni večjih stratigrafskih vrzeli in leže langobardske ali cordevolske plasti neposredno na anizičnem dolomitu.

Nasprotno pa najdemo apneni razvoj cordevolskih plasti le na območjih z intenzivno srednjetriadno tektoniko. Tako prekriva langobardske tufske kamenine v tretjem pokrovu ob Rakah in novem pokopališču, jugozahodno od Zovčena ter na območju Medvedjega brda in Planine črni ploščasti cordevolski apnenec z rožencem ter ponekod s polami črnega lapornatega skrila. Skladi so debeli celo 400 m in niže postopoma prehajajo v langobardske plasti (4. sl. profil 7, vrtina R/9). Na podlagi bogate favne je K o s s m a t (1898) cordevolske plasti tega območja še posebno skrbno obdelal.

Drugi dolomitnoapneni razvoj cordevolskih plasti je v nivoju Antonijevega rova v idrijskem rudišču, na območju Anžica in severovzhodno od Rejčana. Javlja se na sorazmerno majhnih površinah, kjer prehaja apneni razvoj lateralno proti jugu v dolomitnega. Pri tem je dolomit vedno pod apnencem.

Doslej so v cordevolskem dolomitu našli naslednje fosile: *Chemnitzia* sp., *Natica* sp. (Lipold, 1874, 444), *Diplopora annulata* Sch., *Diplopora annulatissima* Sch. in *Thecosmilia* cf. *clathrata* Emmer. (Berce, 1959, 1960).

Črni apnenec pri novem pokopališču vsebuje *Avicola tofanae*, *Cidaris dorsata* in *Encrinus* sp. Na nasprotni strani Idrije pa so v enakih kameninah zbrali *Diplopora* cf. *annulata*, *D. annulatissima*, *Aonia similis* in *Cidaris dorsata* (Berce, 1959, 1960). Tudi v starejši literaturi navajajo iz teh skladov nekaj fosilov (Lipold, 1874, 443), vendar ne poznamo točno njihovega nahajališča.

Iz enakega apnenca so zbrali južno od Zovčena primerke *Avicola* cf. *obtusa*, *Encrinus* sp., *Marganophyllia capitata*, *Pseudoscalites* sp. in *Cuspidia* sp. (Berce, 1959, 1960).

Na območju Planine bomo lahko zaradi številnih fosilov in neporušenih kontaktov cordevolske plasti natančno razčlenili in podali njihovo lego nasproti langobardskim in karnijskim skladom. Številni favni, ki jo navaja K o s s m a t (1898) s tega območja, lahko dodamo še *Diplopora annulatissima*, *Encrinus granulatus*, *Thecosmilia clathrata*, *Myalina eduliformis*, *Cuspidaria* sp., *Modiola* sp., in *Avicola sturi* (Berce, 1959, 1960).

Za četrti pokrov sta značilna dolomit in dolomit z grebenskimi apnencem. Apneni razvoj s črnimi ploščastimi apnencem najdemo le v tretjem pokrovu. Dolomitni razvoj je v tretjem pokrovu brez grebenskega apnenca.

Popolni profili karnijskih plasti so le na območju Žejnih dolin in ob Zgornji Idriji. Povsod drugod so skladi skoraj erodirani ali pa je njihovo razčlenjevanje otežkočeno zaradi zapletene tektonike.

Med karnijske plasti uvrščamo sivo rjavi zrnati dolomit, pisani skrilavec, peščenjak in konglomerat z jaspisi, lapor, temno sivi apnenec z roženci ter svetlo sivi ponekod pasoviti apnenec brez rožencev.

Facialne posebnosti, značilne za langobardske in cordevolske plasti na idrijskem ozemlju, ugotavljamo le še v sedimentaciji spodnjega dela

karnijskih plasti. V srednjih in zgornjih nivojih pa razlik v razvoju teh skladov celo med precej oddaljenimi profili skoraj ni več.

Na območjih z dolomitnim razvojem cordevolskih plasti in z apnencem kot grebensko tvorbo leži na belem dolomitu sivo rjavi zrnati plastoviti dolomit. Debel je nekaj metrov do 30 m in ima ponekod pole rožencev. Prekriva ga temno sivi ploščasti apnenec z roženci, precej podoben cordevolskemu. Redkokje preseže debelino 30 m (idrijsko rudišče, Govekarjev vrh).

Medsebojno lego apnenega razvoja cordevolskih in karnijskih plasti opazujemo samo na južnem pobočju Medvedjega brda in grebena Planina. Na črnem ploščatem cordevolskem apnencu leži temno sivi laporasti karnijski apnenec brez vmesnega dolomita. Na območju rudišča pa sta cordevolski in karnijski apnenec ločena s temno sivim zrnatim dolomitom, debelim 19 m (vrtina V/8).

Nad apnencem se povsod pričinja klastični razvoj karnijskih plasti. Svetlo sivi zrnati, ponekod pasoviti apnenec, debel do 100 m, razdeli klastične sedimente v spodnji in zgornji peščenoskrilavi horizont.

Apnenec je *K o s s m a t* (1898) označil kot megalodontni. Pod njim najdemo vedno nekaj metrov debele sklade temno sivega ploščatega laporastega apnenca, kakršnega ni na svetlo sivem apnencu.

Medtem ko prevladujejo v spodnjem klastičnem horizontu pod megalodontnim apnencem rumenkasto rjavi ter zelenkasti peščenjaki, najdemo nad njim predvsem rdeče in vijoličaste peščenjake in skrilavce.

Megalodontni apnenec, ki ima včasih oolitno strukturo (*K o s s m a t*, 1905, 27), je zaradi litoloških posebnosti pomemben za korelacijo karnijskih plasti na oddaljenih profilih.

Razvoj apnenca ter razlike v barvi zgornjega in spodnjega peščenoskrilavega horizonta so eden izmed kriterijev pri ugotavljanju normalne oziroma inverzne lege karnijskih plasti na idrijskem območju.

V spodnjem peščenoskrilavem horizontu se javlja zlasti v Žejnih dolinah še ploščati sivo rjavi laporasti apnenec, debel okrog 20 m. Lateralno se izklinja.

V spodnjem peščenoskrilavem horizontu so v prejšnjem stoletju vzhodno od Govekarjevega vrha odkopavali polo premoga, debelo do 28 cm (*K o s s m a t*, 1898, 95, 1905, 27; *K r o p a č*, 1912, 20).

V najvišjem delu karnijskih plasti prevladuje sivo zeleni lapor, ki že vsebuje pole sivoga jedrnatega dolomita. Na območju Planine je v tem nivoju še plast temno sivoga gostega apnenca, debela komaj 1 do 2 m.

Debelina spodnjega in zgornjega klastičnega horizonta je 50 do 300 m. Celotno debelino karnijskih plasti pa cenimo na 400 do 500 m (2. sl. profil B, 3. sl. profil 2, in 4. sl. profil 7).

Podatke o tufih med karnijskimi plastmi na idrijskem območju (*B e r c e*, 1962b) bo treba ponovno preveriti. Tufske kamenine, ki jih je *B e r c e* (1959, 1960) pri Dolencu uvrstil med karnijske plasti, so z *Daonello lommeli* dokazane kot langobardske.

Doslej nismo mogli nikjer ugotoviti transgresivne lege karnijskih plasti na starejših stratigrafskih členih, čeprav velika debelina klastičnih kamenin nakazuje take možnosti.

Medtem ko so v sivo rjavem dolomitu le krinoidni ostanki, je v apnencu pod spodnjim klastičnim horizontom že številna favna. V črnem apnencu najdemo na Govekarjevem vrhu *Encrinus* sp., *Cuspidaria gladius*, *Mysidioptera* sp., *Modiola* sp., *Worthenia* sp. (Berce, 1960).

Mnogo več fosilov je v temno sivem laporastem apnencu na območju Medvedjega brda in grebena Planina; leži neposredno na črnem cordevolskem apnencu. K favni, ki jo je zbral Kossmat (1898), lahko dodamo še *Nucula expansa*, *Pachicardia haueri*, *Botula cassiana*, *Trigonodus rablensis*, *Gonodon melligni*, *Myophoria inaequicostata*, *Spirigera aurycolpas*, *Anoplophora* sp., *Trigonodus* sp., *Myophoriopsis* sp., *Mysidioptera* sp., *Avicula* sp. (Berce, 1959, 1960).

Iz spodnjega peščenoskrilavega horizonta južno od Rovt omenja Kossmat fosile *Cuspidaria gladius* Laube in *Myophoria kefersteini* (Kossmat, 1898, 92; 1905, 26).

V sivem megalodontnem apnencu so doslej našli *Megalodus* sp., *Encrinus granulatus*, *Gervilleia* sp. in *Avicula* sp., medtem ko v zgornjem skrilavcu, peščenjaku in konglomeratu ni fosilov.

Podatke o razvoju karnijskih plasti pri Govekarju ter na ozemlju zgornje Idrijece navajata Lipold (1874) in Kossmat (1898).

Karnijske plasti najdemo v drugem, tretjem in četrtem pokrovu. V drugem pokrovu leže na noriškem dolomitu navadno le posamezni stratigrafski členi karnijskih plasti. Odnosov teh skladov s cordevolskimi kameninami ne poznamo.

Karnijski apnenec leži neposredno na cordevolskem samo v tretjem pokrovu (Medvedje brdo). Povsod drugod loči srednjetriadne in zgornjetriadne plasti sivo rjavi zrnati laporasti dolomit.

Od noriških plasti nahajamo na idrijskem ozemlju le dolomit, dachsteinskega apnenca tod ni.

Dolomit je svetlo ali temno siv, navadno plastovit in se lomi ostrorobo. Često je dolomit pasovit. Menjavajo se svetlejši in temnejši pasovi, debeli nekaj mm. Za prvih 30 do 50 m zgornjetriadnega dolomita so značilni vložki rumenkasto rjavega ali sivega dolomitnega laporja, debelega nekaj mm do več decimetrov. Proti karnijskim plastem so vse pogostnejši in debelejši. Dolomitne pole pa se obenem tanjšajo. Tako karnijske plasti postopno prehajajo v noriški dolomit. Kjer dolomit prevladuje nad skrilavimi vložki, postavljamo mejo obeh stopenj.

Med noriškim dolomitom smo na grebenu jugovzhodno od Krekovš in pri Tomincu našli sivi zrnati luknjičavi apnenec, debel nekaj metrov. Vendar smo njegovo lego lahko določili šele okrog 2 km severozahodno od Krekovš glede na stik karnijskih in noriških skladov.

Noriške plasti so najlepše razgaljene nad gozdno cesto pred Bedrovo grapo v njenem desnem pritoku. Luknjičav apnenec najdemo med zgornjetriadnim dolomitom v dveh polah, debelih nekaj metrov, ločenih z okrog 10 m tenkoplastovitega jedrnatega dolomita. Apnenec leži 40 do 50 m nad karnijskimi plastmi. Ti podatki so eden izmed kriterijev pri določanju normalne ali inverzne lege noriškega dolomita, predvsem na območjih, kjer ni karnijskih plasti.



V noriškem dolomitu smo doslej našli le velike primerke megalodontnih školjk (Mlakar, 1957, 1959; Berce, 1959, 1960). Buser (1969) je na območju Belce našel še polže *Worthenia solitaria* Benn. in alge *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz. Ta horizont leži že precej visoko nad karnijskimi plastmi in je pod nivojem z megalodonti.

Noriški dolomit je v drugem, tretjem in četrtem pokrovu enako razvit.

### Kredne plasti

Kredne plasti zavzemajo na idrijskem območju velike površine, vendar so najslabše preiskane.

Spodnjekredne plasti predstavlja temno sivi skladoviti bituminozni apnenec s tanjšimi polami sivenga zrnatega dolomita. Kredno starost teh kamenin je ugotovil že Lipold s kaprotinami pri Podroteji (Lipold, 1874, 446). Kossmat (1910, 64) je sivi bituminozni apnenec označil kot requienjski.

V enakem apnencu je Ferjančič južno od Medvedjega brda in pri Godoviču našel orbituline in rekvienije.

Med zgornjekredne sklade uvrščamo svetlo sivi do beli masivni rudistni apnenec. V njem so doslej našli *Radiolites beaumontis* var. *Toucas* (Berce, 1958, 12). Šribarjeva pa je našla v vrtni K/8 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Rotalina* cf. *cayeuxi* Lapparent, *Pithonella* cf. *ovalis* (Kaufman), *Nezzazata* cf. *simplex* Omara, *Miscellanea* sp., *Aeolisaccus* sp., *Stomiosphera* sp., Elphidiidae, Miliolidae, Textulariidae ter fragmente rudistov in ostrakodov. Buser (1965 c) omenja iz teh skladov vzdolž reke Idrijce še keramosferine in eksogire.

Kredne plasti so omejene z naravnimi ploskvami ali pa leže v podlagi starejših kamenin. Zato ne moremo podati njihove prave debeline. Menimo, da je spodnjekredni apnenec debel nekaj 100 m (3. sl., profil 4), zgornjekredni pa vsaj 500 m (1. sl., vrtina 1/50).

Spodnjekredni apnenec najdemo le v prvem pokrovu, zgornjekrednega v avtohtoni podlagi in prvem pokrovu.

### Eocenske plasti

Na idrijskem prostoru se z eocenskimi skladi konča geosinklinalna sedimentacija. Mlajših morskih usedlin tod ne poznamo. Eocenske plasti leže diskordantno na zgornjekrednih skladih. Ponekod najdemo bazalni konglomerat.

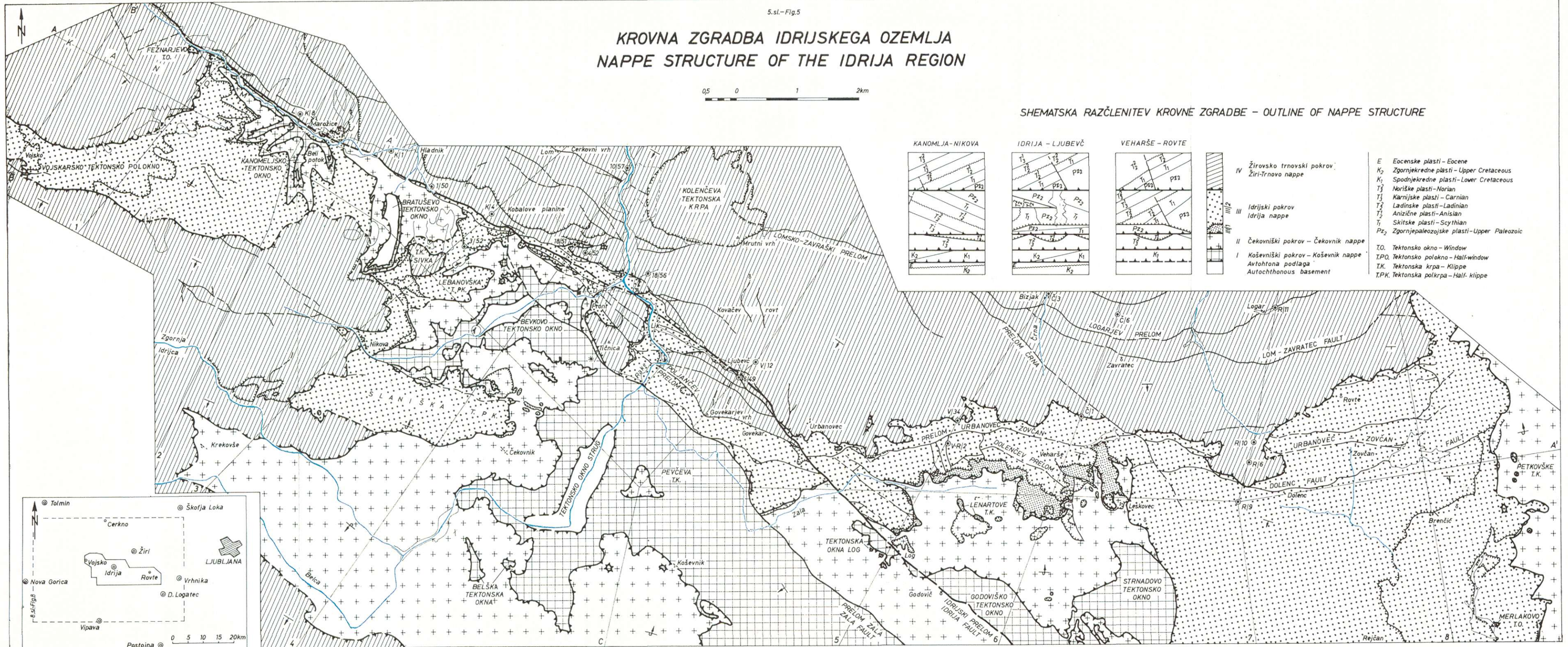
Med eocenske sklade uvrščamo sivo zeleni ali rjavkasti flišni lapor in peščenjak. Tu in tam so vmes nekaj metrov debele pole apnene breče. Grad je v njej našel *Nummulites* cf. *aturicus*, *Alveolina* cf. *oblonga*, *Discocyclina* sp. in Miliolidae (Berce, 1958, 12).

Eocenske plasti so na idrijskem območju debele največ 120 m (3. sl., profil 3, vrtina 3/52), vendar so v krovlini odrezane z naravno ploskvijo. Sodelujejo le pri zgradbi avtohtone podlage.

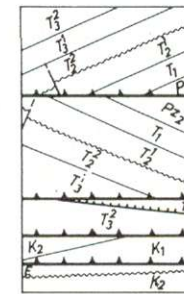
# KROVNA ZGRADBA IDRIJSKEGA OZEMLJA NAPPE STRUCTURE OF THE IDRIJA REGION



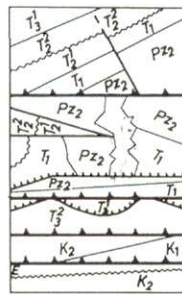
## SHEMATSKA RAZČLENITEV KROVNE ZGRADBE - OUTLINE OF NAPPE STRUCTURE



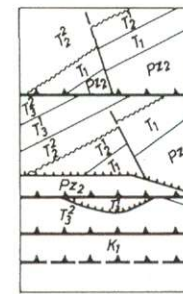
KANOMLJA - NIKOVA



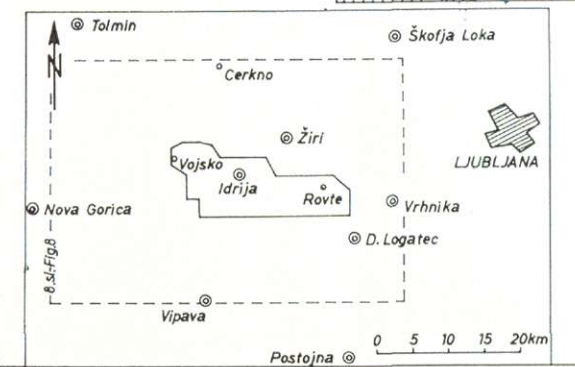
IDRIJA - LJUBEVČ



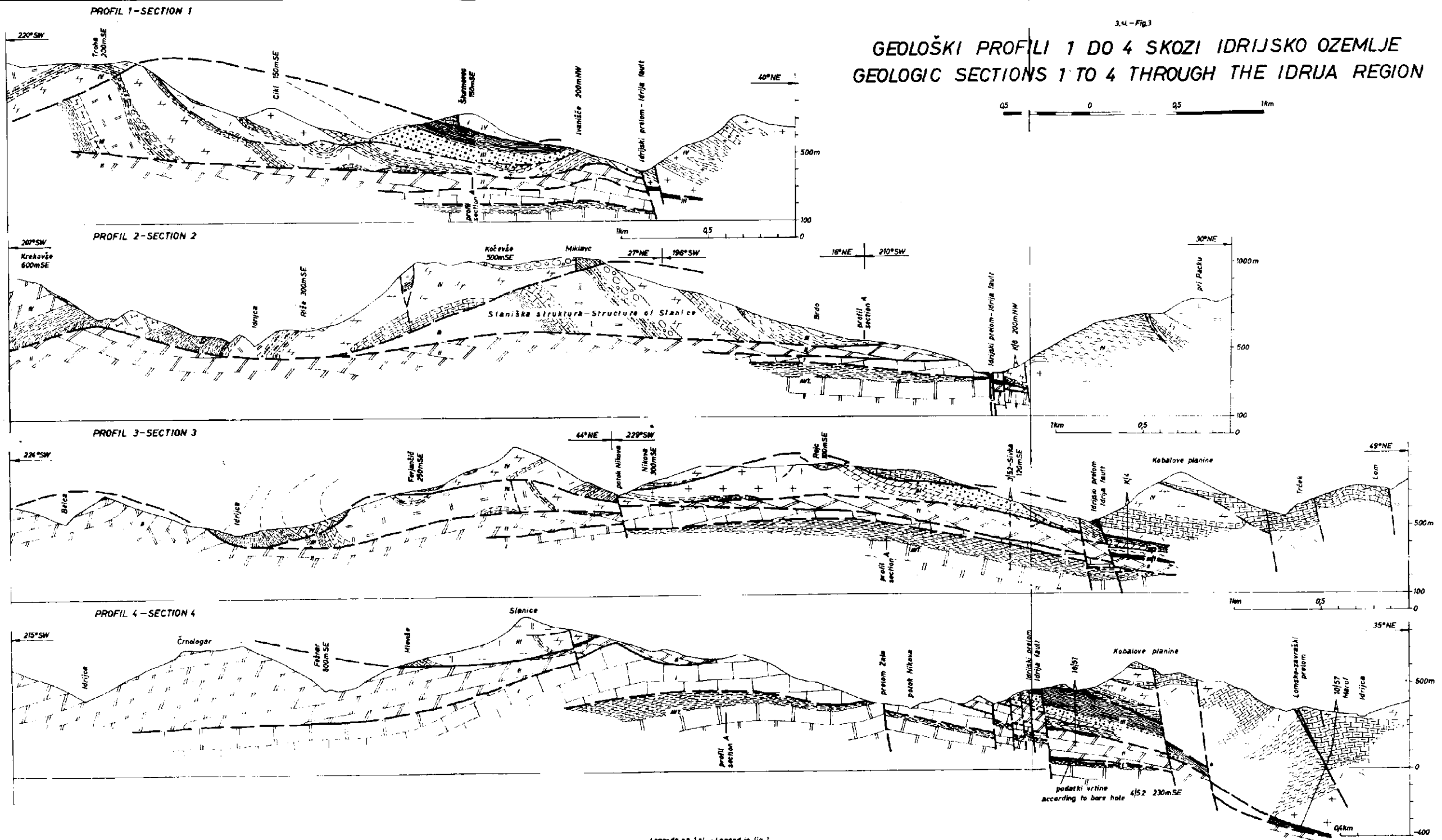
VEHARŠE - ROVTE



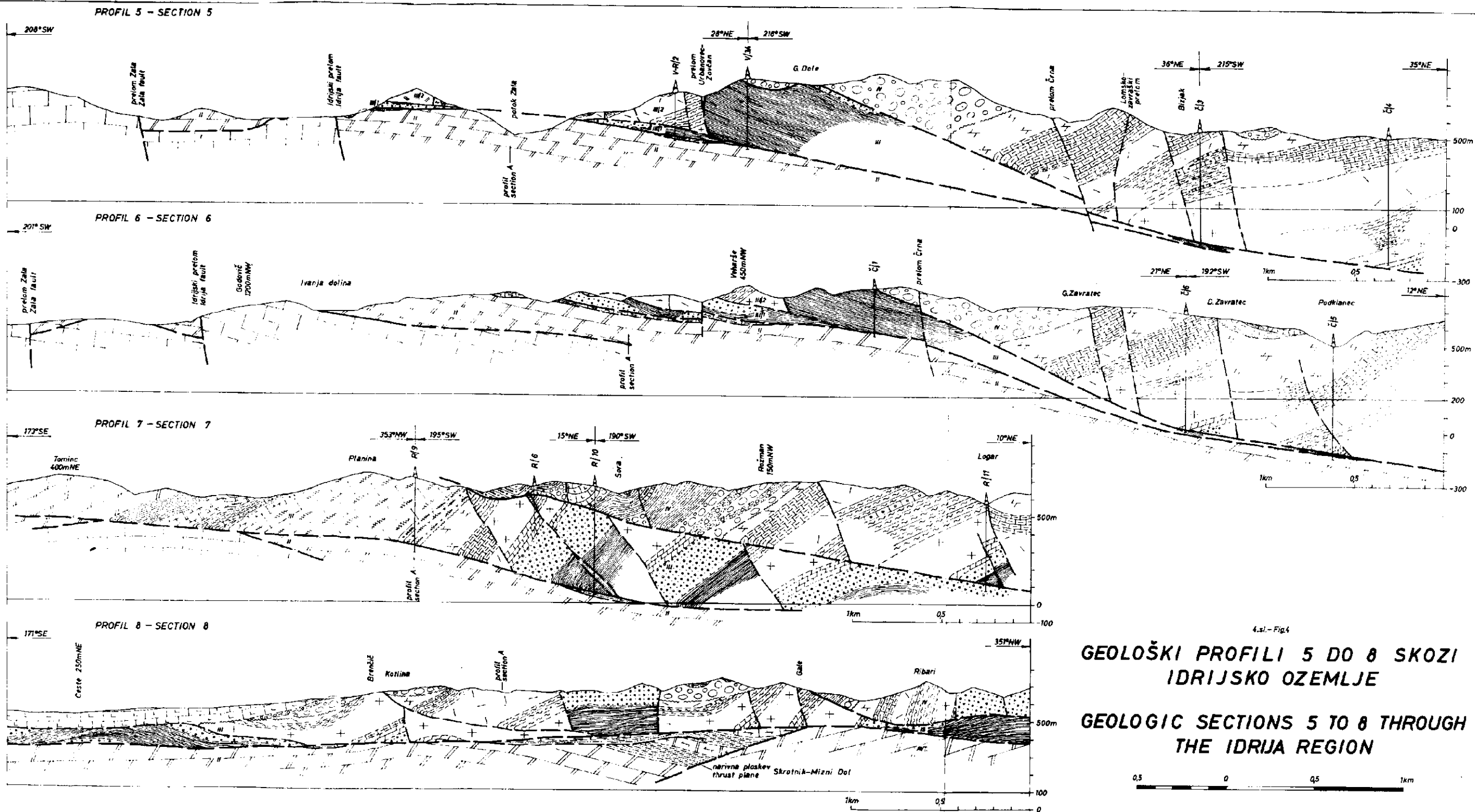
- E Eocene plasti - Eocene
- K<sub>2</sub> Zgornjekredne plasti - Upper Cretaceous
- K<sub>1</sub> Spodnjekredne plasti - Lower Cretaceous
- T<sub>3</sub> Norijske plasti - Norian
- T<sub>2</sub> Karnijske plasti - Carnian
- T<sub>1</sub> Ladinjske plasti - Ladinian
- T<sub>1</sub> Anizične plasti - Anisian
- T<sub>1</sub> Skitske plasti - Scythian
- Pz<sub>2</sub> Zgornjepaleozojske plasti - Upper Paleozoic
- T.O. Tektonsko okno - Window
- T.P.O. Tektonsko polokno - Half-window
- T.K. Tektonska krpa - Klippe
- T.P.K. Tektonska polkrpa - Half-klippe



# GEOLOŠKI PROFILI 1 DO 4 SKOZI IDRJSKO OZEMLJE GEOLOGIC SECTIONS 1 TO 4 THROUGH THE IDRJA REGION



Legenda na 1a1. - Legend in fig. 1



4.sl.-Fig.4

**GEOLOŠKI PROFILI 5 DO 8 SKOZI IDRIJSKO OZEMLJE**  
**GEOLOGIC SECTIONS 5 TO 8 THROUGH THE IDRJA REGION**



Legenda na 1.sl.-Legend in fig.1

## Kvartarne usedline

Vzdolž reke Idrijce in večjih potokov najdemo kvartarne usedline v neznatni debelini. Pod strmimi pobočji pa se pogosto kopiči grušč. Ene in druge kamenine smo označili na karti le tam, kjer zavzemajo večje površine oziroma se javljajo na območjih z zapleteno geološko zgradbo in tako otežkočajo tektonsko interpretacijo.

## RAZČLENITEV IN OPIS KROVNE ZGRADBE

V prvi polovici 19. stoletja je apnenec v podlagi idrijskega rudišča veljal kot najstarejša kamenina na tem območju. Ko so ugotovili njegovo kredno starost, so dokazali tektonski stik triadnih in paleozojskih plasti s krednimi kameninami (Lipold, 1874). Vendar je šele Kropač (1912) z interpretacijo geološke zgradbe rudišča in okolice s trojno prevrnjeno gubo razčlenil strukturo narinjenih triadnih in paleozojskih plasti.

Kossmat (1913a) je razlagal ponavljanje kamenin z luskanjem, ne da bi posamezne narivne enote v bližnji idrijski okolici poimenoval.

Tudi Limanovsky (1910) in Winkler (1923, 1936) še nista mogla podrobneje razčleniti narivnih enot.

Šele rezultati strukturnega vrtnanja v letih 1948 do 1957 so nudili Bercetu (1958) dovolj podatkov za razčlenitev narivne zgradbe idrijskega območja v tri luske iz karbonskih in triadnih plasti.

Dolomit na krednem apnencu so prvotno šteli v anizično stopnjo. Pozneje je bilo ugotovljeno, da gre za zgornjetriadni dolomit in da imamo v drugi luski inverzno zaporedje plasti, v tretji pa normalno (Mlakar, 1957, 1959). V primerjavi z Bercetovim pojmovanjem lusk (1958, 27, 28), pa se te narivne enote med seboj bistveno ločijo po starosti kamenin in legi plasti.

Iskra (1961a, b) je trem luskam dodal kot prvo lusko krednega apnenca na eocenskem flišu. Zato so se zaporedne številke prejšnjih treh lusk ustrezno zvišale.

Že v prejšnji razpravi (Mlakar, 1967) smo pojasnili, da gre za narivne enote velikih površin s subhorizontalno lego. Zato smo namesto imena »luska« uvedli zanje naziv »pokrov«.

Pokrov je prostrana narivna masa, tektonsko precej samostojna, ki je bila vsaj v enem delu za več kilometrov narinjena na tujo podlago ob prvotno več ali manj horizontalni narivni ploskvi. Poudariti je treba, da ne gre za povsem prosto plavajočo maso brez zveze s korensko cono; v tem primeru bi šlo za krovno grudo in ne za pokrov. Tudi facialne razlike napram podlagi ali krovniini pokrova niso nujne; v takem primeru bi imeli poseben tip pokrova, ki ga imenujemo facialni pokrov (Tollman, 1966, 179 in 180).

V naslednjih poglavjih bomo krovno zgradbo pojasnili s številnimi novimi podatki iz širše idrijske okolice.

## Avtohтона podlaga

V primerjavi z drugim, s tretjim in četrtim pokrovom imamo o avtohtoni podlagi ter prvem pokrovu sorazmerno najmanj geoloških podatkov.

Kot avtohtono podlago označujemo zgornjekredni apnenec in eocenske kamenine (5. sl.).

Zgornjekredni apnenec v podlagi eocenskega fliša je razgaljen samo v dolini Idrijce in Nikove. Toda našli smo ga v več vrtinah tudi drugod (1. sl., vrtine 1/50-Rošp, 3/52-Sivka, 4/52-Vojašnica).

Eocenske plasti vzdolž Idrijce in Nikove je poznal že Lipold (1874). Kredne in eocenske sklade pa so na območju Kanomlje odkrili dosti pozneje (Hamrla in Jager, 1947; Jager in Hrastnik, 1949).

Največji izdanek eocenskih skladov (0,25 km<sup>2</sup>) je v Bratuševi grapi. Neznatne krpe eocenskega fliša pa najdemo še severozahodno od tod v grapi nasproti Šinkovca in v grapi za Belim potokom.

Doslej zbrani podatki kažejo, da leže eocenske plasti na zgornji kredi diskordantno. Ob Idrijci nasproti Vojkove plošče in v dolini Nikove vzhodno od Bevka se eocenski skladi začno z bazalnim konglomeratom (6. sl.). Vendar stik paleontološko še ni preučen.

Eocenske plasti sestoje na idrijskem prostoru predvsem iz flišnega laporja, medtem ko je peščenjaka manj. Tu in tam najdemo še pole apnene breče z numuliti. Numulitne breče so pogostne v pobočju desnega brega Idrijce in pod jezom pri Kobili prečkajo strugo.

Eocenski skladi so na idrijskem območju debeli do 120 m (3. sl., vrtina 3/52), povprečno pa 50 do 100 m. Zgoraj so omejeni z narivno ploskvijo. Domnevamo, da se lokalno celo izklinjajo.

Vrtina 3/52 dokazuje, da so eocenske plasti Bratuševe grape v neprekinjeni zvezi pod starejšimi kameninami z izdanki fliša v dolini Nikove. Če upoštevamo še podatke vrtin 1/50, 4/52, K/2 in K/3 na severovzhodni strani idrijskega preloma, lahko trdimo, da imajo te plasti pod starejšimi kameninami površino vsaj 22 km<sup>2</sup>. Ploskev erozijske diskordance zelo položno vpada proti severovzhodu, jugozahodu ali pa leži horizontalno (2. sl., profili A, B in C ter 3. sl., profila 3 in 4).

## Prvi pokrov

Večji del krednega apnenca pripada prvemu pokrovu. Tudi kredne plasti v podlagi rudišča uvrščamo v isto strukturno enoto.

Prej smo prvemu pokrovu prištevali le spodnjekredni apnenec. Novejše raziskave v širši idrijski okolici pa kažejo, da je v tej narivni enoti tudi zgornjekredni — rudistni apnenec.

Spodnjekredno starost temno sivega in črnega bituminoznega apnenca prvega pokrova je v bližnji idrijski okolici dokazal Kossmat (1910) z rekvienijami. Južno od Medvedjega brda je našel Ferjančič v enakih kameninah orbituline.

Spodnjekredni apnenec prvega pokrova najdemo še na območju Kanomlje, Nikove, Divjega jezera, vzdolž potoka Zale ter pri Logu in Godoviču.

Svetlo sivi do beli apnenec, ki leži na območju Fežnar—Koševnik na spodnjekrednih kameninah, je že na Kosmatovi geološki karti pravilno označen kot zgornjekredni rudistni apnenec. Enake kamenine smo našli le še v zgornjem delu potoka Nikove.

Kredni apnenci prvega pokrova položno vpadajo proti jugozahodu. Na eocenskih plasteh leže kot plošča, omejena spodaj in zgoraj z naravno ploskvijo (7. sl.). Pokrov je položno nagnjen proti severovzhodu ali pa leži skoraj vodoravno.



6. sl. Eocenski bazalni konglomerat na zgornjekrednem apnencu ob Idrijci  
Fig. 6. Eocene basal conglomerate underlain by Upper Cretaceous limestone  
along Idrijca river



7. sl. Eocenski flišni lapor pod spodnjekrednim apnencem koševniškega pokrova ob potoku Nikova

Fig. 7. Eocene Flysch marl overlain by Lower Cretaceous limestone of the Koševnik nappe along the Nikova brook

Kredne apnenice prvega pokrova smo našli v podlagi paleozojskih in triadnih kamenin tudi v mnogih vrtinah (1.sl., vrtine 6/49, 2/51, 3/52, 8/56, V/6, V/12 itd.).

Prvi pokrov je debel do 300 m, povprečno pa 100 do 150 m. Proti severozahodu (2. sl., profil A) in severovzhodu (3. sl., profil 4) se tanjša in se ponekod celo izklinja (Bratuševa grapa).

Površinska geološka karta, rudarska dela in vrtine dokazujejo, da zavzemajo kredni skladi prvega pokrova samo na idrijskem območju površino 60 km<sup>2</sup>. Najdemo jih pod starejšimi plastmi od Zgornje Kanomlje do Medvedjega brda. Vrtina 3/52-Sivka potrjuje zveznost med krednimi plastmi potoka Nikove in Bratuševe grape.



## Drugi pokrov

Drugi pokrov grade noriški dolomit in karnijske plasti. Stik zgornjetriadnega dolomita in krednega apnenca na območju Idrije, Koševnika in Godoviča je v dolžini okrog 20 km označil na svoji karti že K o s s m a t. Vendar je menil, da je v okolici Hotedrščice in Godoviča zgornjetriadni dolomit pod rekvienskim apnencem (K o s s m a t, 1905, 8). Dopusčal je celo možnost, da leže pri Hotedrščici kredne plasti transgresivno na triadnih skladih (K o s s m a t, 1899, 261).

Na podobne probleme je naletel pri interpretaciji medsebojne lege krednih in zgornjetriadnih plasti na območju Godoviča tudi L i m a n o v s k y (1910, 144). Po njegovih ugotovitvah leže kredne plasti pri Logu kot plošča na zgornjetriadnem dolomitu.

Novi geološki podatki kažejo, da leži zgornjetriadni dolomit povsod na krednem apnencu. Stik med kameninami je staroterciarna narivna ploskev, ki je pri Logu zaradi bližine idrijskega preloma precej strma.

Stik krednih apnencev prvega pokrova in noriškega dolomita označuje milonitna cona, široka do 0,5 m. Vendar je milonitizirani dolomit naknadno popolnoma zlepljen.

Severovzhodno od zveznice Putrihove klavže—Medvedje brdo so v plastovitem dolomitu pogostni skrilavi vložki, kar kaže na nižji nivo zgornjetriadnega dolomita. Nasprotno pa zavzema dolomit jugozahodno od tod v zgornjetriadnih plasteh nekoliko višjo stratigrafsko lego, saj je pogosto masiven in brez skrilavih pol.

Noriški dolomit leži na spodnjekrednem in zgornjekrednem apnencu kot plošča, debela do 300 m, a povprečno 150 do 200 m. Proti severozahodu se stanjša povprečno na 100 m (2. sl., profil A). V podlagi rudišča in južno od Medvedjega brda se lokalno celo izklinja.

Karnijske plasti drugega pokrova leže vedno na zgornjetriadnem dolomitu. V taki legi najdemo sivi do temno sivi ploščasti apnenc z rožencem in pisani peščenjak s karneoli.

V apnencu in peščenjaku doslej nismo našli fosilnih ostankov. Vendar govore litološke karakteristike apnenca in zlasti peščenjaka za karnijsko starost kamenin.

Karnijske plasti drugega pokrova so debele nekaj metrov in največ 25 m. Javljajo se kot leče na stiku drugega in tretjega pokrova, ali pa leže na noriškem dolomitu kot erozijski ostanki. V primeru, da apnenc in peščenjak nastopata skupaj, je peščenjak skoraj povsod pod apnencem.

Karnijske plasti so na noriškem dolomitu pogostne zlasti na območju med Idrijo in Medvedjim brdom. Severno od Godoviča so na noriškem dolomitu predvsem kot erozijski ostanki. Leče karnijskega peščenjaka in apnenca najdemo še na stiku idrijsko žirovskega ozemlja in poljansko vrhniških nizov.

V drugem pokrovu nismo na idrijsko žirovskem ozemlju nikjer našli postopnega prehoda karnijskih plasti v noriški dolomit. Vmes je narivna ploskev. Razvoj zgornjetriadnega dolomita in njegov odnos do karnijskih plasti pa dokazujeta, da je v drugem pokrovu stratigrafsko zaporedje pla-

sti inverzno. To ugotovitev bomo v naslednjih poglavjih podkrepili še s podatki z ozemlja sosednjih tektonskih enot.

Na grebenu med Idrijco in Belco jugovzhodno od Krekovš najdemo sivi luknjičavi apnenec na zgornjetriadnem dolomitu. Te razmere govore za inverzno lego zgornjetriadnih plasti drugega pokrova na območju jugozahodno od Idrije.

Skladi drugega pokrova so tako v vzdolžni kakor tudi v prečni smeri blago nagubani in so nagnjeni povečini proti severovzhodu. Narivni ploskvi v krovlini in talnini drugega pokrova vpadata zelo položno proti severovzhodu, jugozahodu ali pa sta celo horizontalni.

Drugi pokrov je razgaljen na veliki površini na območju Čekovnika, Koševnika in Godoviča. V Kanomlji se javlja kot ozek, zelo razčlenjen pas med krednim apnencem prvega pokrova in skladi tretjega pokrova. Erozijski ostanek noriškega dolomita na Pevcu dokazuje nekdanjo zveznost pokrova med območji Čekovnika, Koševnika in Godoviča.

Noriški dolomit in karnijske plasti smo ugotovili v podlagi starejših skladov tretjega in četrtega pokrova v številnih globokih vrtinah tudi na severovzhodni strani idrijskega preloma od Zgornje Kanomlje do Rovt. Tako smo v vrtinah 18/51, 4/52, V/12, V/21, V-R/2 itd. našli karnijske in noriške plasti. Nasprotno pa v vrtinah 6/49, 1/50, 8/56, V/34, Č/1, Č/5, R/9, K/4 in še v nekaterih drugih na noriškem dolomitu ni karnijskih plasti.

Na podlagi geološke karte ter vrtin s karnijskimi plastmi in brez njih sklepamo, da prekrivajo karnijske kamenine med planoto Vojsko in Medvedjim brdom okrog 50 % površine noriškega dolomita drugega pokrova.

Vrtanje in rudarska dela dokazujejo, da imajo zgornjetriadne plasti drugega pokrova pod starejšimi kameninami površino 70 km<sup>2</sup>. Če upoštevamo še območja Čekovnika, Koševnika in Godoviča, kjer sta tretji in četrti pokrov že erodirana, se dimenzije drugega pokrova le na območju priložene karte povečajo na 120 km<sup>2</sup>.

### Tretji pokrov

V krovni zgradbi idrijsko žirovskega ozemlja je tretji pokrov najbolj komplicirana narivna enota. Vendar je sorazmerno dobro preiskana s številnimi vrtinami in rudarskimi deli v idrijskem rudišču.

Pokrov grade kamenine od mlajšega paleozoika do vključno noriške stopnje triade. Del plasti tretjega pokrova se ponovi. Zato ločimo njegov prvi in drugi del. Označujemo jih kot strukturi III/1 in III/2 (Mlakar, 1964, 1967).

V primerjavi z drugim delom tretjega pokrova je njegov prvi del precej tanjši. Ugotovili smo ga na manjši površini in zajema le plasti mlajšega paleozoika in spodnje triade, ki leže ponekod inverzno, drugod pa o njihovi medsebojni legi nimamo dovolj podatkov.

Skladi prihajajo na površje v ozki coni od Loga do Medvedjega brda in leže na zgornjetriadnih plasteh drugega pokrova. Na območju Urbanovca, Ljubevča in v podlagi idrijskega rudišča smo strukturo III/1

dokazali z vrtnami in rudarskimi deli. Severozahodno od Idrije pa smo jo našli le v posameznih vrtnah na severovzhodni strani idrijskega preloma, medtem ko je na nasprotni strani preloma ni ali razčlenitev tretjega pokrova ni zanesljiva.

V vrtini K/4 (3. sl. profil 3) leži na severovzhodni strani idrijskega preloma na noriškem dolomitu črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec in na njem sivi grödenski kremenov peščenjak. Prvi del tretjega pokrova je na tem kraju debel le 10 m.

Na vsem območju od Fežnarja do Milanovca bi lahko v strukturo III/1 uvrstili le grödenski peščenjak na levem pobočju nad Revenovo grapo. Peščenjak leži na noriškem dolomitu in pod spodnjeskitskim skrilavcem strukture III/2.

Jugovzhodno od Razpotja je ozka cona gornjepaleozojskih ter spodnjeskitskih kamenin v inverzni legi. Vendar se grödenski peščenjak, zgornjepermske in spodnjetriadne plasti proti jugozahodu zelo odebele, kar ni značilnost strukture III/1. Razčlenitev tretjega pokrova v prvi in drugi del torej na tem območju še ni dokončna. Zato smo na strukturalni karti tod vrisali le drugi del tretjega pokrova (5. sl.).

V podlagi idrijskega rudišča je prvi del tretjega pokrova najbolj tipično razvit. Najdemo črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec, grödenski peščenjak, zgornjepermski in spodnjeskitski dolomit in kot najmlajši člen spodnjeskitski skrilavec. Skladi leže inverzno.

Prvi del tretjega pokrova smo našli v vrtnah 27/VII, 1/XIII do 3/XIII, 6/XIV itd. (Mlakar, 1967, 5. sl.). Ponekod so posamezni, zlasti talninski stratigrafski členi iztisnjeni. Debelina prvega dela tretjega pokrova je povprečno 65 m, a vsi stratigrafski členi so v primerjavi z razmerami drugod precej tanjši.

V nekaterih vrtnah, npr. 3/XIV in 4/XIV, smo na gornjepaleozojskem skrilavcu našli leče grödenskega peščenjaka. V enaki legi je permski peščenjak tudi na VI. do X. obzorju v območju Talnine. Ker je ponekod oruden, a prvi del tretjega pokrova nima rude, peščenjak verjetno pripada rudonosni strukturi drugega dela tretjega pokrova.

Na severovzhodni strani idrijskega preloma predstavljata na območju mesta Idrije strukturo III/1 le črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec in sivi grödenski peščenjak (Mlakar, 1967, 5. sl.). Navadno so skladi v inverzni stratigrafski legi (npr. vrtina 7/62), manj pogosto pa je črni glinasti skrilavec pod grödenskim peščenjakom ali v njem (1. sl. vrtini 6/62, 8/56). Debelina prvega dela tretjega pokrova niha od 6 do 30 m in se proti severovzhodu polagoma manjša.

Jugovzhodno od tod pokrivajo na območju Ljubevča in Urbanovca zgornjetriadne sklade drugega pokrova gornjepaleozojske plasti prvega dela tretjega pokrova, debele do 75 m. Navadno so skladi debeli le 20 m. Poleg črnega gornjepaleozojskega glinastega skrilavca in grödenskega peščenjaka smo ugotovili ponekod še gornjepermski dolomit. Skladi leže navadno inverzno (2. sl. profil C, vrtina V/12). Drugod pa najdemo v prvem delu tretjega pokrova le črni glinasti skrilavec ali pa je gornjepaleozojski skrilavec v grödenskem peščenjaku in celo obratno.

Med Logom in Medvedjim brdom prihaja na površje prvi del tretjega pokrova kot 6,5 km dolg pas na stiku med zgornjetriadnimi plastmi drugega pokrova ter strukturo drugega dela tretjega pokrova. Sestoji iz črnega gornjepaleozojskega glinastega skrilavca in rumenkasto sivega in rdečega grödenskega peščenjaka. Severno od Loga se kameninam pridruži še zgornjepermski dolomit. Struktura je debela nekaj metrov do 100 metrov; lokalno se celo izklinja. Ob cesti Godovič—Vcharše je pas paleozojskih skladov prvega dela tretjega pokrova širok celo 500 m. Večjo površino zavzema gornjepaleozojski glinasti skrilavec le severovzhodno od Leskovca.

Grödenski peščenjak leži na tem območju navadno med gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem. Vendar ne moremo ugotoviti, kateri kontakt je tektonski. Prvi del tretjega pokrova zelo položno vpada proti severu in se v tej smeri hitro tanjša; že na območju vrtin V/34 in Č/1 ne moremo ločiti obeh delov tretjega pokrova (4. sl. profila 5 in 6).

Na levem bregu Zale leže pri Lenartu erozijski ostanki rumenkasto sivega grödenskega peščenjaka na zgornjetriadnih plasteh.

Vzhodno od Medvedjega brda smo le v Kurji vasi v eni izmed vrtin našli gornjepaleozojski skrilavec na karnijskem apnencu v podlagi zgornjepermskega dolomita drugega dela tretjega pokrova. Čeprav ima tretji pokrov na območju Rovt veliko površino, tam ne poznamo strukture, ki bi jo lahko označili kot prvi del tretjega pokrova.

Geološki podatki s površja, iz vrtin in rudarskih del dokazujejo, da je pas prvega dela tretjega pokrova med Idrijo in Medvedjim brdom širok skoraj 2 km in ima površino 15 km<sup>2</sup>. Erozijski ostanki grödenskega peščenjaka pri Lenartu pa kažejo, da je ta struktura nekdanj zavzemala še večji obseg.

Drugi del tretjega pokrova se razteza v 26 km dolgi coni med Zgornjo Kanomljo in Rovtami. Po legi ga delimo na tri območja. Severozahodno od Idrije leže skladi drugega dela tretjega pokrova povsod inverzno, vzhodno od Idrije pa normalno. Območje rudišča z bližnjo okolico Idrije je v tem pogledu prehodno. Tod so skladi tako v inverzni kakor tudi v normalni legi ali pa so subvertikalni.

Inverzna struktura drugega dela tretjega pokrova vsebuje na območju Kanomlje, Nikove in Slanic vse plasti od mlajšega paleozoika do karnijskih skladov.

Gornjepaleozojski glinasti skrilavec zavzema največjo površino na območju Šturmovca (0,4 km<sup>2</sup>). Pod njim leže grödenski peščenjak in gornjepermski skladi. Kot ozek pas sežejo permske plasti skoraj do Vojskega. Na levem bregu Revenove grape (območje Cikla) najdemo pod njimi v inverzni stratigrafski legi še vse skitske kamenine.

Inverzna serija skladov se tu konča z anizičnim dolomitom ter langobardskim konglomeratom in tufom (2. sl. profil B, 3. sl. profil 1). Langobardske plasti se pokažejo pod anizičnim dolomitom vzhodno od Trohe in južno od Vojskega.

Medsebojne odnose kamenin v inverzni stratigrafski legi zaplete na tem območju le narivna ploskev znotraj tretjega pokrova, ki je proti

jugozahodu v čedalje mlajših plasteh. Paleozojske in triadne plasti vpadajo položno ali srednje strmo proti severu ali severovzhodu. Debelina drugega dela tretjega pokrova preseže tu celo 500 m.

Narivna ploskev znotraj tretjega pokrova loči na območju Vojskega zgornjeskiški dolomit od spodnjeskiških skladov. Dolomit je v inverzni stratigrafski legi, saj je pod njim zgornjeskiški laporni apnenec. S severa in juga obdajajo zgornjeskiški dolomit anizične plasti in ponekod še zgornjeskiški laporni apnenec četrtega pokrova v normalni stratigrafski legi. Že 1 km severozahodno od naselja Vojsko, vendar že zunaj območja priložene geološke karte, potonejo zgornjeskiške plasti drugega dela tretjega pokrova pod anizični dolomit četrtega pokrova. V dveh manjših tektonskih oknih se pod anizičnimi plastmi pri Čarju spet pokaže spodnjeskiški peščenosljudnati dolomit drugega dela tretjega pokrova.

Med Revenovo in Bratuševo grapo so ohranjene spodnje in srednjetriadne plasti. Paleozojske kamenine najdemo le v strugi Kanomljice pri Sinkovcu. Celotna serija skladov je inverzna. Na Brdu leže na spodnjeskiškem skrilavcu erozijski ostanki spodnjeskiškega dolomita. Neznatna krpa zgornjeskiškega lapornega apnenca na anizičnem dolomitu ob gozdni cesti severozahodno od Miklavca je nov dokaz za inverzno lego skladov že tik pod Vojskarsko planoto. Langobardske plasti se pokažejo pod anizičnim dolomitom samo pod grebenom Vojsko-Kočevše.

Med Bratuševo grapo in Razpotjem najdemo kamenine drugega dela tretjega pokrova le na grebenih Rejc-Razpotje in Rejc-Lebanovše. Gornjepaleozojski glinasti skrilavec je le na območju vrtine 3/52 kot erozijski ostanki. Precej več je grödenskega peščenjaka in gornjepermskih kamenin. Na območju Lebanovš so gornjepermske plasti zelo bogate s fosili (Mlakar, 1957, 1959). Pod paleozojskimi skladi v inverzni stratigrafski legi je spodnjeskiški dolomit in ponekod še spodnjeskiški skrilavec.

Leče gornjeskiškega lapornega apnenca na noriškem dolomitu pri Milanovcu in Bajtu so deli tretjega pokrova, ki so se pri narivanju odtrgali in zaostali. Označujemo jih kot notranje tektonske krpe (3. sl. profil 3).

Na območju Razpotja so skitske plasti ob narivni ploskvi znotraj drugega dela tretjega pokrova narinjene na grödenske plasti. Ista narivna ploskev loči spodnjeskiški skrilavec pri Rejcu od gornjepermskih in spodnjetriadnih kamenin v podlagi.

Z grebena Rejc—Lebanovše sežejo spodnjeskiške plasti tretjega pokrova proti jugozahodu do vasi Nikova. Zahodno od tod se ob subvertikalnem prelomu stika spodnjeskiški skrilavec tretjega pokrova v inverzni stratigrafski legi z enako starimi plastmi četrtega pokrova v normalni superpoziciji.

V zgornjem delu Bratuševe grape se tretji pokrov izklini. Gornjeskiški laporni apnenec četrtega pokrova leži neposredno na noriškem dolomitu drugega pokrova.

Pod skitskimi in srednjetriadnimi skladi četrtega pokrova na območju Podobnik—Mohorič se pod vasjo Nikova pokaže na videz nova strukturna enota iz anizičnih, ladinskih in karnijskih plasti. Te kamenine grade 3 km dolg greben Slanic, ki poteka od zahoda proti vzhodu. Na zahodu je

slaniška struktura prekrita s četrtim pokrovom, drugod pa leži na noriških in karnijskih plasteh drugega pokrova. Le južno od vasi Nikova je na krednem apnencu prvega pokrova.

Cordevolske in karnijske plasti ležc inverzno. O tem se lahko prepričamo zlasti med vasjo Hleviše in Trevnom. Zaradi preperevanja je slabše viden vpad langobardskih plasti med cordevolskim in anizičnim dolomitom na severni strani tega grebena.

Struktura Slanic je jugovzhodni podaljšek drugega dela tretjega pokrova z območja Srednje Kanomlje. Predstavlja najmlajše stratigrafske člene te strukture. Anizične in langobardske plasti severnega pobočja Slanic ustrezajo enako starim kameninam kanomeljskega območja. Cordevolske in karnijske plasti južnega pobočja Slanic pa so verjetno ohranjene tudi v Kanomlji, vendar so prekrile s četrtim pokrovom (3. sl. profili 1 do 4).

V Rošpovi grapi je med dvema dinarskima prelomoma komaj 100 m širok pas inverznih paleozojskih in spodnjetriadnih kamenin. Med Razpotjem in Idrijo najdemo v podaljšku tega pasu enake plasti prav tako v inverzni stratigrafski legi. Za to območje je značilna kombinacija narivnih ploskev in mlajših subvertikalnih dinarskih prelomov oziroma stopničasta zgradba (3. sl. profil 4). Stratigrafski členi se stanjšajo in lateralno često izklinjajo.

Na severovzhodni strani idrijskega preloma smo drugi del tretjega pokrova med Kanomljo in Idrijo dokazali z vrtnami (npr. K/4, 18/51). Paleozojske in spodnjetriadne plasti leže povsod inverzno. Struktura III/2 je debela 100 do 200 m; najmlajši stratigrafski člen je zgornjeskitski dolomit. Ob narivnih ploskvah znotraj drugega dela tretjega pokrova se izklinjajo posamezni stratigrafski horizonti (3. sl. profila 3 in 4).

Medtem ko smo zahodno od Idrije poudarjali kot značilnost drugega dela tretjega pokrova inverzno lego skladov, tega za območje idrijskega rudišča, Zagode in Urbanovca ne moremo več trditi. Nenavadno zapleteno geološko zgradbo drugega dela tretjega pokrova v idrijskem rudišču smo podrobno obravnavali posebej (Mlakar, 1967). Zato bomo tu opozorili le na osnovne značilnosti te strukture.

Spodnje dele rudišča grade paleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti. Skladi leže subvertikalno ali inverzno. Le v delu jame, ki ga imenujemo »Talnina«, in v jugovzhodnem delu rudišča so spodnjetriadne in srednjetriadne plasti v pravilni stratigrafski legi. V zgornjem delu jame najdemo anizične, cordevolske in predvsem langobardske kamenine. Obe strukturi, ki smo jih označili kot spodnjo in zgornjo zgradbo rudišča, loči srednjetriadni prelom. V starejšem terciarju je zavzel horizontalno lego in ima videz narivne ploskve. Tudi stik gornjepaleozojskega skrilavca in langobardskih skladov v krovni rudišča je srednjetriadne starosti. Blok med prelomoma se je grezal v srednji triadi, saj leže na eni in drugi strani prelomov langobardske plasti na različnih starejših stratigrafskih členih (Mlakar, 1967, sl. 5 in 8).

Rudonosna struktura drugega dela tretjega pokrova je večidel prekrita s četrtim pokrovom. Na Prontu je razgaljen le gornjepaleozojski glinasti skrilavec jamske strukture III/2. Vzdolž Idrije in Ljubevškega

potoka prihajajo na površje še skitske ter langobardske plasti, predvsem pa cordevolski in karnijski apnenec. V drugem delu tretjega pokrova jame je karnijski apnenec najmlajši stratigrafski člen.

Skladi severnega pobočja Govekarjevoga vrha pripadajo brez dvoma četrtemu pokrovu. Nasprotno pa je strukturna uvrstitev spodnjetriadnih in srednjetriadnih plasti z južnega pobočja tega hriba do potoka Zale bolj problematična. Oba bloka loči dinarski prelom, ki se pri Sedeju priključuje idrijskemu.

Okrog 400 m južneje najdemo prelom, ki deli območje v dva dela. V severnem krilu so skitske plasti v normalni stratigrafski legi in sinklinalno upognjene. Ladinske kamenine leže diskordantno na zgornjescitskem dolomitu. Na levem bregu Idrije, severno od Podroteje vpadajo ladinske plasti tega bloka pod četrti pokrov Tičnice. Zato imamo grōdenski peščenjak pri Sedeju za erozijski ostanek nekdanj sklenjenega pokrova iz paleozojskih kamenin, ki se kažejo na vzhodnem pobočju Tičnice.

Jugovzhodno od Zagode leži na grebenu erozijski ostanek langobardskih in cordevolskih skladov v inverzni stratigrafski legi.

V južnem krilu preloma najdemo skitske, anizične in predvsem ladinske plasti. Nad Barako so langobardske kamenine med cordevolskim dolomitom. Grade antiklinalo oziroma izoklinalno gubo z vertikalno osno ravnino. Na cordevolskem dolomitu je jugozahodno od tod erozijski ostanek temno sivega cordevolskega dolomita in apnenca z rožencem.

Starost kamenin obeh blokov in medsebojna lega skladov ustrežata razmeram v »Talnini« idrijskega rudišča (Mlakar, 1967, sl. 4 do 6). Zato smo to območje uvrstili v drugi del tretjega pokrova.

Zgornjetriadne plasti drugega pokrova v podlagi rudišča se proti jugovzhodu polagoma dvigajo in pridejo pri Baraki na površje. Jugovzhodno od tod je tretji pokrov erodiran.

Na severovzhodni strani idrijskega preloma je med Razpotjem in Urbanovcem tretji pokrov skoraj povsem prekrit s četrtim pokrovom. Le v ozki coni vzdolž idrijskega preloma med Razpotjem in Likarco so na površju močno porušene paleozojske in spodnjetriadne plasti drugega dela tretjega pokrova. Skladi vpadajo položno proti severovzhodu in so povsod v inverzni stratigrafski legi (3. sl. profil 4; Mlakar, 1967, 5. sl.).

Po podatkih vrtin je drugi del tretjega pokrova na tem območju debel povprečno 200 m in zajema gornjepaleozojske in spodnjescitske sklade. Ponekod smo našli še zgornjescitski dolomit kot najmlajši stratigrafski člen v tej seriji kamenin. Proti severovzhodu se struktura drugega dela tretjega pokrova polagoma tanjša.

Med Ljubevčem in Urbanovcem poznamo v drugem delu tretjega pokrova poleg inverzne lege paleozojskih (2. sl. profil C) in spodnjescitske sklade tudi bloke z normalno superpozicijo kamenin (V/17).

Drugi del tretjega pokrova je v tem delu debel celo 500 m in prekrit s četrtim pokrovom. Proti severovzhodu se pokrov polagoma tanjša.

Južno in jugovzhodno od Urbanovca se pokaže gornjepaleozojski glinasti skrilavec drugega dela tretjega pokrova na precejšnji površini. Po

podatkih vrtnja prekriva gornjepermske in spodnjetriadne plasti v normalni superpoziciji.

Na severovzhodni strani idrijskega preloma najdemo v drugem delu tretjega pokrova prav na tem območju prvič tudi langobardske plasti. Apnenec in tuf ležita na zgornjeskitskih skladih.

Pri Sedeju se idrijskemu prelomu priključi prelom s smerjo vzhod-zahod. Ugotovili smo ga na dolžini 11 km. Med Sedejem in Kališčem položno vpada proti severu (V/20), vzhodno od tod pa je ponekod subvertikalni (4. sl. profila 5 in 6). V Kurji vasi se v četrtem pokrovu ne odraža, a na območju Gradišča ga odreže staroterociarna narivna ploskev, ki loči idrijsko žirovsko ozemlje od poljansko vrhniških nizov. V profilu 5 smo z vrtnama V-R/2 in V/34 dokazali, da prelom drugega pokrova ne seka. Prelom se torej javlja le v drugem delu tretjega pokrova.

Zbrane podatke o relativni starosti preloma in narivnih ploskev smo upoštevali pri izdelavi profilov 6 do 8 (4. sl.).

Med Urbanovcem in Kurjo vasjo razdeli prelom tretji pokrov v dva dela. Na severni strani preloma najdemo le paleozojske plasti. Črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec prekriva grödenski peščenjak. Ob prelomu je tu in tam ohranjen še gornjepermski dolomit. Skladi so v pravilni stratigrafski legi. Južno od preloma so razkrite triadne plasti in ponekod še gornjepermske kamenine v pravilni stratigrafski legi. Paleozojski in triadni skladi se vzdolž preloma stikajo v višini nekaj 100 m (4. sl. profila 5 in 6).

Južno od preloma Urbanovec—Zovčan, kot ga bomo imenovali, je med Sedejem in Mravljščem geološka zgradba izredno zapletena. Spodnjetriadne in anizične kamenine položno vpadajo proti jugu, jugozahodu ali zahodu. Diskordantno jih prekrivajo langobardske plasti. Predlangobardske in langobardske plasti sekajo prelomi s smerjo severozahod—jugovzhod, sever—jug ter vzhod—zahod. Ta sistem prelomov se v prvem delu tretjega pokrova in v drugem pokrovu ne odraža več ter loči bloke, kjer langobardske plasti prekrivajo različne starejše stratigrafske člene. Prelomi, aktivni v vsej ladinski stopnji triade, so bili zasnovani že v predlangobardski dobi.

Langobardske plasti prekriva ponekod črni cordevolski apnenec z rožencem. Najdemo ga kot erozijske ostanke. Predvsem južno od potoka Zala je pod apnencem mlečno beli cordevolski dolomit.

Južno od Veharš seka skitske plasti subvertikalni prelom in poteka skoraj paralelno s prelomom Urbanovec—Zovčan. Na eni in drugi strani preloma prekrivajo langobardske plasti različne spodnjeskitske kamenine. Preloma omejujeta blok, ki se je grezal v srednji triadi. Razmere v tem delu ustrezajo odnosom med spodnjo in zgornjo zgradbo idrijskega rudišča (Mlakar, 1967). Le vertikalna premikanja blokov so na tem območju manjša in skladi drugega dela tretjega pokrova niso bili prevrnjeni.

Prelom Urbanovec—Zovčan je podaljšek močnejšega srednjetriadnega preloma, ugotovljenega v jami. Jugovzhodno od Idrije je ponekod ohranil subvertikalno lego, v idrijskem rudišču pa je zasukan za 90° in ima videz narivne ploskve (Mlakar, 1967).



Na območju Potoka in Leskovca je krovna struktura antiklinalno vzbočena (2. sl. profil A). Skladi drugega dela tretjega pokrova so erodirani. Razgaljen je gornjepaleozojski glinasti skrilavec in grödenski peščenjak prvega dela tretjega pokrova. Noriški dolomit in karnijske plasti se pokažejo celo na severni strani grebena Veharše—Medvedje brdo. Pri Leskovcu najdemo zgornjeskitski dolomit in spodnjeskitski skrilavec kot erozijski ostanek.

Vzhodno od Leskovca vpada narivna ploskev med drugim in tretjim pokrovom pod kotom okrog  $15^{\circ}$  proti vzhodu. Na območju profila 7 (4. sl.) smo stik drugega in tretjega pokrova dokazali z vrtnami v absolutni višini 100 do 300 m. Proti jugozahodu se narivna ploskev polagoma dviga (4. sl. profil 7).

Skitske kamenine z območja Veharš se na drugi strani antiklinalnega hrbita raztezajo dalje proti vzhodu do Zovčana in vpadajo strmo proti jugu in jugozahodu. Na območju Kurje vasi jih prekrivajo langobardski skladi četrtega pokrova.

Prelom, ki poteka od zahoda proti vzhodu mimo Dolenca, je vzhodni podaljšek preloma z območja južno od Veharš. vzdolž srednjetriadnega preloma se stikajo anizični dolomit in ponekod langobardske plasti z različnimi skitskimi stratigrafskimi horizonti.

Vzhodno od Potoka najdemo erozijske ostanke langobardskih skladov. Leže diskordantno na različnih skitskih stratigrafskih členih. vzdolž mlajšega, dinarskega preloma so se skladi premikali horizontalno.

Langobardske plasti s severnega pobočja Medvedjega brda in Planine se raztezajo v obliki ozkega, 5 km dolgega sklenjenega pasu od Leskovca mimo Dolenca do Židanka. Vpadajo proti jugu pod ploščasti cordevolski apnenec z roženci. Na njem leže karnijske plasti in končno noriški dolomit na območju Lavarja in Tomincea.

Srednjetriadne in gornjetriadne plasti območja Medvedje brdo—Tominc odreže na zahodu narivna ploskev, ki poteka približno od severa proti jugu. Tektonska črta je zelo jasna; na svojo geološko karto jo je vrisal že K o s s m a t in jo označil kot prečni prelom Hotedrščica—Zavratec (K o s s m a t, 1905).

Južno od Medvedjega brda se noriški dolomit in karnijski apnenec drugega pokrova izklinita. Cordevolski apnenec in karnijske plasti tretjega pokrova leže v dolžini 1300 m neposredno na spodnjekrednem apnencu prvega pokrova. Na južnem robu karte se s krednim apnencem stika še noriški dolomit tretjega pokrova.

Okrog 450 m južneje, vendar že zunaj naše geološke karte, se spodnjekredni apnenec prvega pokrova izklini. V močno porušeni coni se stikata noriški dolomit drugega in tretjega pokrova. Ponekod ju loči ozek pas porušenega karnijskega peščenjaka, ki ga prištevamo drugemu pokrovu.

Pri Zovčanu se pod triadnimi skladi pokažeta zgornjepermski dolomit in sivi luknjičavi apnenec enake starosti. Permske stratigrafske horizonte smo v podlagi skitskih skladov našli z vrtnami tudi v profilu 7 (4. sl.).

Na območju Kuhu—Kotlina so langobardske plasti po izravnavi transgredirale prek različno dvignjenih blokov iz spodnjetriadnih in anizičnih kamenin, ločenih med seboj s subvertikalnimi prelomi. Predlangobardske

kamenine so nasproti ploskvi srednjetriadne tektonsko erozijske diskordance nagnjene za največ 15° do 20°.

Prav tu je našel K o s s m a t (1898, 89) najboljše dokaze za izrazito diskordanco sredi triade, B e r c e (1963, sl. 2) pa je območje izbral za ilustracijo srednjetriadne tektonike na idrijsko žirovskem ozemlju.

»Črnogorsko fazo« Milovanovića, ki časovno ustreza tektonskim premikanjem v srednji triadi na idrijsko žirovskem ozemlju, je A u b o u i n (1964, 500) označil kot »échos posthumes de l'orogénèse hercynienne«.

Serijsko langobardskih skladov območja Kuhu—Kotlina zaključuje proti jugu sivi langobardski apnenec. Okoli Židanka in Cest zavzema površino več km<sup>2</sup>. Proti jugu njegova debelina hitro narašča, kar dokazujejo erozijski ostanki langobardskih tufov na severnem obrobju apnenca.

Jugozahodno od Židanka se langobardski apnenec stika ob narivni ploskvi s cordevolskimi skladi. Langobardske tufske kamenine so skoraj povsem iztisnjene. Narivno ploskev lahko zasledujemo znotraj tretjega pokrova še več km proti severovzhodu.

Langobardski apnenec na območju Židanka omejuje narivna ploskev tudi na vzhodnem obrobju. Apnenec leži na paleozojskih skladih. Severovzhodno od tod loči ista narivna ploskev paleozojske plasti od spodnjetriadnih skladov ozemlja Kuhu—Kotlina (1. sl.).

Vzdolž narivne ploskve idrijsko žirovskega ozemlja in poljansko vrhniških nizov imajo paleozojski skladi drugega dela tretjega pokrova ponekod inverzno stratigrafsko lego. Tako vpadata sivi gornjepermski dolomit in luknjičavi apnenec pri Prezidu in v Turkovi grapi pod grōdenski peščenjak.

Sivi gornjepermski luknjičavi apnenec pri Petkovcu je K o s s m a t označil kot gyroporelni in ga uvrstil v anizično stopnjo triade (K o s s m a t, 1898, 89; 1905, 17).

Med Logom in Prezidom je grōdenski peščenjak v krovlini in talnini gornjepaleozojskega glinastega skrilavca. Vendar ne moremo ugotoviti, kateri kontakt je tektonski. Tudi za interpretacijo s poleglo gubo nimamo dokazov.

Prelom Urbanovec—Zovčan sledimo mimo Zovčana okrog 2 km proti vzhodu. Nekaj 100 m severneje poteka vzporeden prelom. Omejujeta blok, ki je močno dvignjen glede na strukture severno in južno od tod. Pod grōdenskim peščenjakom se na severnem obrobju grude ter na območju Gradišča pokaže črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec.

Severno od grude paleozojskih kamenin so odnosi predlangobardskih in langobardskih kamenin enaki, kot jih poznamo na območju Kuhu—Kotlina.

Drugi del tretjega pokrova omejuje s severozahoda zgornji horizont skonca, ki pripada četrtemu pokrovu.

Gornjepaleozojski glinasti skrilavec in grōdenski peščenjak vzhodno od Sovre sta neposredni podaljšek enako starih kamenin z območja Gradišča. Zato ju uvrščamo v drugi del tretjega pokrova.

Na vsem območju od Kanomlje do Rovt se drugi del tretjega pokrova proti severu in severovzhodu polagoma tanjša in celo izklinja. To potrju-

jejo globoke vrtine v profilih C (2. sl.), 6 (4. sl.) in vrtine 6/62, 7/62 in 8/56 (Mlakar, 1967, 5. sl.).

Geološka karta, vrtine in rudarska dela dokazujejo, da ima drugi del tretjega pokrova samo na idrijskem ozemlju površino 87 km<sup>2</sup>. Ker pripadajo tej strukturi še gornjetriadni skladi Žiberš in Logatca ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti jugozahodno od Prezida, je razsežnost te narivne enote še večja. Brez dvoma je drugi del tretjega pokrova ohranjen tudi pod skladi četrtega pokrova planote Vojsko.

Zahodno od Idrije so skladi drugega dela tretjega pokrova v inverzni stratigrafski legi v coni, dolgi 8 km in široki okrog 3,5 km. Imajo torej površino 28 km<sup>2</sup>. Če upoštevamo še severovzhodno stran idrijskega preloma v coni Kobal—Urbanovec, se površina, kjer smo v drugem delu tretjega pokrova ugotovili inverzne geološke strukture, poveča še za 3 km<sup>2</sup>.

### Četrty pokrov

Večji del idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda zavzemajo skladi četrtega pokrova.

Sestavljajo ga gornjepaleozojske, triadne, jurske, kredne in eocenske plasti, skoraj povsod v normalni superpoziciji. Na ožjem idrijskem območju je četrty pokrov precej erodiran, povečini so ohranjene gornjepaleozojske in triadne plasti.

Inverzno zaporedje paleozojskih in spodnjetriadnih skladov drugega dela tretjega pokrova prekriva na območju Šturmovca in Škratovš četrty pokrov. Spodnjetriadne in srednjetriadne plasti vpadata položno proti jugozahodu. Na anizičnem dolomitu leže erozijski ostanki langobardskih kamenin.

Na grebenu Vojsko—Kočevše najdemo anizični dolomit, langobardske plasti in cordevolski dolomit. Jugovzhodno od Kočevš so v podlagi teh skladov še skitske kamenine.

Anizični dolomit prekrivajo na območju Tratnika, Riž in Bošteta langobardske tufske kamenine. Na njih leže cordevolski dolomit, karnijske plasti in končno noriški dolomit zahodno od Krekovš. Srednjetriadne in gornjetriadne plasti so povsod v normalnem stratigrafskem zaporedju in položno vpadata proti jugozahodu.

Na območju Tratnik—Treven—Krekovše se v zapletenih medsebojnih odnosih stikajo gornjetriadni horizonti drugega, tretjega in četrtega pokrova, kar zelo otežkoča tektonsko razčlenjevanje. Z upoštevanjem geoloških razmer na precej širokem ozemlju smo našli zadovoljivo interpretacijo geološke zgradbe tega ozemlja.

Karnijske in noriške plasti severozahodno od Krekovš so na idrijskem ozemlju najmlajši stratigrafski členi normalnega zaporedja spodnjetriadnih in srednjetriadnih plasti (3. sl. profil 2). Nasprotno pa je noriški dolomit jugovzhodno od Krekovš, kot smo že poudarili, v inverzni stratigrafski legi. Dolomit pripada drugemu pokrovu in leži na gornjekrednem apnencu prvega pokrova.

Gornjetriadne plasti v normalni in inverzni legi se stikajo ob narivni ploskvi, ki vpada na območju Krekovš proti zahodu.

Karnijski megalodontni apnenec vpada na desnem pobočju reke Idrijce položno proti jugozahodu, ob Idrijci stoji subvertikalno, na njenem levem bregu pa že vpada v nasprotno smer, in sicer proti severu. Postopno spremembo lege skladov opazimo mnogo teže v peščenoskrilavih karnijskih horizontih zaradi preperelih kamenin.

Obrat skladov omenjajo na tem območju že K o s s m a t (1898, 97), L i m a n o v s k y (1910, 141), K r o p a č (1912, 24, Fig. 1) in I s k r a (1961b).

Jugovzhodno od Krekovš ne poznamo ustrezne spremembe v legi plasti v drugem pokrovu. Zato menimo, da je obrat vezan izključno na karnijske plasti četrtega pokrova; nastal je tako, da so se plasti v premikajočem se bloku v krovnini narivne ploskve zapognile (3. sl, profila 2 in 3).

Narivna ploskev med drugim in četrtem pokrovom poteka od Krekovš do Trevena skoraj povsod na stiku karnijskih in noriških plasti. Kamenine so vzdolž narivne ploskve zelo zdrobljene.

Od Trevena proti Ferjančiču predvidevamo narivno ploskev med tretjim in četrtem pokrovom znotraj karnijskih plasti. Izklinjenje megalodontnega apnenca pri Trevenu govori v prid tej domnevi.

Pod Ferjančičem se vzdolž narivne ploskve stikata karnijski peščenjak četrtega pokrova s cordevolskim dolomitom slaniške strukture. Medsebojno lego srednjetriadnih in zgornjetriadnih plasti pri Tratniku zapletejo narivne ploskve znotraj četrtega pokrova.

Stik tretjega in četrtega pokrova poteka od Ferjančiča proti severovzhodu in ga lahko prek slaniškega grebena zasledujemo v dolini Nikove. Na grebenu nakazuje narivno ploskev milonitizirani dolomit.

Subvertikalni prelom odreže narivno ploskev med tretjim in četrtem pokrovom ob potoku Nikovi. Slaniška struktura pa se pokaže pod skitskimi plastmi četrtega pokrova kot tektonsko okno.

Anizični dolomit in gornjeskitske plasti v normalni stratigrafski legi na grebenu Kočevše—Rejca pripadajo brez dvoma četrtemu pokrovu. Skladi so v normalni stratigrafski legi in so sinklinalno upognjeni.

Južno od Pleč in Brda je narivna ploskev med tretjim in četrtem pokrovom nad kontaktom anizičnih in gornjeskitskih kamenin, včasih pa pod njim. Prav na tem območju se stikajo še gornjeskitske in anizične plasti inverzne serije drugega dela tretjega pokrova, kar zelo otežkoča tektonsko razčlenjevanje.

Proti jugozahodu je narivna ploskev v anizičnem dolomitu. Pri Miklavcu so ob njej ohranjeni langobardski tufi in cordevolski dolomit četrtega pokrova. Isto narivno ploskev zasledujemo lahko dalje proti severozahodu v dolžini več km. Ob njej se stikajo skladi četrtega pokrova v normalni superpoziciji in kamenine tretjega pokrova v inverzni stratigrafski legi.

Erozijski ostanek gornjeskitskega lapornega apnenca na permskih kameninah severovzhodno od Rejca dokazuje, da je četrti pokrov prekrival tudi to območje, a je skoraj povsem erodiran.

Na severovzhodni strani idrijskega preloma najdemo med Fežnarjem in Šinkovcem v četrtem pokrovu spodnjieskitski dolomit in skrilavec v pravilni stratigrafski legi. Med močnima dinarskima prelomoma sta se

v tektonskem jarku ohranila še gornjeskitski laporni apnenec in anizični dolomit v pravilnem stratigrafskem zaporedju. Gornjeskitske sklade najdemo še vzdolž narivne ploskve s smerjo sever—jug za Šinkovcem.

Jugovzhodno od tod do Idrije sestoji četrti pokrov iz gornjeskitskih plasti in anizičnega dolomita. Le severovzhodno od Šinkovca najdemo cordevolski dolomit diskordantno na anizičnem. Gornjeskitski dolomit se pokaže pod lapornim apnencem enake starosti pri Rošpu, Jaklcu in vzdolž Idrije. V taki legi smo ga ugotovili tudi v nekaterih vrtinah (3. sl. profil 3, vrtina K/4).

Kampilske in anizične plasti se na južnem pobočju Kobalovih planin večkrat ponove, kar dokazuje luskasto zgradbo tega območja.

Gornjepaleozojski glinasti skrilavec loči ponekod dolomitni blok hriba Sv. Antona od Kobalovih planin (3. sl. profil 4).

Na jugozahodni strani idrijskega preloma so v krovlini rudišča v normalni superpoziciji skoraj vse skitske plasti. Diskordantno jih prekrivajo langobardski skladi. Cordevolski dolomit se javlja v erozijskih ostankih (Mlakar, 1967, 4. in 5. sl.).

Četrti pokrov zajema na severnem pobočju Govekarjevega vrha sklade od mlajšega paleozoika do karnijskih plasti. Anizični dolomit in gornjeskitski laporni apnenec sta skoraj povsod erodirana. Langobardske plasti leže diskordantno na gornjeskitskem dolomitu. Območje rudišča in severno pobočje Govekarjevega vrha seka sistem dinarsko usmerjenih prelomov (2. sl. profil C; Mlakar, 1967, 5. sl.).

Medtem ko prekrivajo langobardske plasti nad rudiščem in na območju Govekarjevega vrha skitske kamenine, leže na drugi strani idrijskega preloma na anizičnem dolomitu. Šele jugovzhodno od Ljubevča so langobardski skladi spet na skitskih plasteh. Razmerje predlangobardskih in langobardskih struktur na eni in drugi strani idrijskega preloma je eden izmed dokazov za horizontalno premikanje blokov ob njem (Mlakar, 1964).

V podlagi srednjetriadnih kamenin Gor najdemo ob Idriji zgornjeskitske plasti (Mlakar, 1967, 5. sl.), v desnem pobočju Ljubevškega potoka pa še spodnjeskitske kamenine.

V Ljubevču so na območju profila C (2. sl.) anizične plasti erodirane in langobardske plasti transgredirajo na spodnjeskitske kamenine. V vrtini V/12 so pod skitskimi plastmi še permški skladi in gornjepaleozojski glinasti skrilavec. Kamenine so v normalnem zaporedju. Stik med četrtim pokrovom in inverzno strukturo drugega dela tretjega pokrova je na tem območju v gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu. Narivno ploskev označuje zelo drobljen skrilavec, ponekod spremenjen v glino.

Okrog 400 m severovzhodno od tod leže langobardske plasti na gornjeskitskem dolomitu (2. sl. profil C, vrtina V/21). Tretji pokrov se izklini in paleozojske ter spodnjetriadne plasti četrtega pokrova leže na noriškem dolomitu drugega pokrova.

Langobardske plasti so na tem območju po izravnavi transgredirale prek različno dvignjenih blokov, ločenih s subvertikalnimi prelomi (2. sl. profil C).

Med Ljubevčem in Urbanovcem leži langobardski konglomerat diskordantno na gornjeskitskem dolomitu. Po podatkih vrtin je kampilski dolomit neposredno na gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu drugega dela tretjega pokrova.

Na Gorah, Taboru in Urbanovcu leže na konglomeratu in peščenjaku erozijski ostanki mlajših langobardskih stratigrafskih členov. Nasprotno pa so langobardski konglomerat, apnence in tufske kamenine na območju Kolenca glede na podlago tuja geološka struktura. Langobardske plasti leže celo na cordevolskem dolomitu, ki je v pravilnem stratigrafskem zaporedju s skladi območja Žirovnice. Z interpretacijami luske v okviru četrtega pokrova lahko zadovoljivo pojasnimo medsebojno lego skladov.

Med Urbanovcem in Kurjo vasjo se v okrog 7 km dolgi coni stika langobardski konglomerat četrtega pokrova z gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem in včasih grödenskim peščenjakom drugega dela tretjega pokrova. Narivna ploskev vpada položno proti severu (4. sl. profila 5 in 6).

Na območju Kurje vasi najdemo v četrtem pokrovu tudi mlajše langobardske stratigrafske člene. Pokrov seže proti jugu kot tektonska polkrpa in prekriva subvertikalne spodnjetriadne sklade tretjega pokrova.

Pri Rovtah se na dolžini okrog 3 km stikata vzdolž narivne ploskve sivi langobardski peščenjak in črni skrilavec zgornjega horizonta skonca s spodnjeskitskimi kameninami tretjega pokrova.

Južna meja langobardskih plasti med Urbanovcem in Rovtami je narivni rob četrtega pokrova. Nasprotno pa leže langobardski skladi na severnem obrobju tega pasu povsod na anizičnem dolomitu, a stik med kameninami je srednjetriadna tektonsko-erozijska diskordanca (4. sl. profili 5 do 7). Pod anizičnim dolomitom so gornjeskitski skladi. Predvsem severno od Rovt se pod njimi pokažejo še vse starejše skitske plasti. Spodnjetriadni in srednjetriadni skladi vpadajo položno proti jugu ali jugozahodu in se na vzhodu ob narivni ploskvi stikajo z gornjepaleozojskimi kameninami tretjega pokrova.

Na severnem obrobju idrijskega ozemlja poteka močan prelom. Severno in severozahodno od Idrije kaže karta le posamezne fragmente tega preloma, na območju Rovt pa smo ga zasledovali na dolžini več kot 7 km. Med Rovtami in Idrijo ima prelom smer vzhod—zahod, zahodno od tod pa dinarsko. Prelom vpada strmo proti severu oziroma severovzhodu (3. sl. profil 4, vrtina 10/57); severno krilo se je ob njem pogreznilo za 300 do 500 m.

Pri Zakolku se prelom razcepi. Blok med razcepoma je dvignjen v primerjavi z območjem severno in južno od grude.

Vertikalna premikanja blokov ob prelomu se v drugem in tretjem pokrovu kakor tudi v narivni ploskvi pri Kolencu več ne odražajo (4. sl. profil 6). Ob prelomu so vzhodno od Mrutnega vrha premaknjene langobardske plasti, na Lomu in v Kanomlji pa celo cordevolski dolomit. Langobardske plasti smo našli na obeh straneh preloma na različnih starejših stratigrafskih členih le pri Rožmanu. Pri Zakolku in severovzhodno od Gor leže ladinski skladi v obeh krilih na anizičnem dolomitu.

Doslej zbrani podatki kažejo, da je prelom triadne starosti. Intenzivnejša premikanja so ob njem nastopila šele po odložitvi langobardskih plasti.

Z vrtilinami in rudarskimi deli smo dokazali, da leži četrti pokrov na idrijskem območju vsaj na površini 35 km<sup>2</sup> na tuji podlagi.

## POIMENOVANJE TEKTONSKIH ELEMENTOV

Včina tektonskih elementov idrijsko žirovskega ozemlja nima svojih imen. Številčne oznake pokrovov pri korelaciji krovnih struktur zahodne Slovenije niso najprimernejše. Zato bomo vse važnejše tektonske elemente na idrijskem ozemlju poimenovali še po lokacijah, kjer so najbolj tipično razviti.

Najstarejšo, zanesljivo ugotovljeno srednjetriadno tektonsko fazo karakterizira več prelomov, ki potekajo skoraj paralelno od zahoda proti vzhodu in vpadajo navadno strmo proti severu ali severovzhodu. Ob njih so se bloki premaknili za nekaj 100 m.

Najpomembnejši prelom v smeri vzhod—zahod je prelom Urbanovec—Zovčan (5. sl.). Na severovzhodni strani idrijskega preloma smo ga ugotovili na dolžini 11 km; javlja se izključno v tretjem pokrovu. Na območju Govekarjevega vrha in rudišča Idrija je prekrit s četrtnim pokrovom in ima videz narivne ploskve (Mlakar, 1967, 115). Nekaj 100 m južneje najdemo v istem pokrovu subparalelno potekajoč dolencev prelom. Vzhodno od Zovčana se priključi prelomu Urbanovec—Zovčan. Ustreza stiku spodnje in zgornje zgradbe v idrijskem rudišču.

Na severnem obrobju idrijskega ozemlja poteka lomsko-zavraški prelom. Južno od Bizjaka se razcepi. Njegov severni krak označujemo kot logarjev prelom.

Ob srednjetriadnem prelomu »O« s smerjo sever—jug so se v idrijskem rudišču bloki skitskih in permskih plasti premaknili za okrog 200 m.

Od staroterciarnih tektonskih deformacij bomo posebej poimenovali pokrove, tektonska okna in krpe ter tektonska polokna in polkrpe.

Prvi pokrov imenujemo koševniški pokrov po naselju Koševnik okrog 4,5 km jugovzhodno od Idrije. Kredne plasti zavzemajo namreč na tem območju veliko površino.

Po vasi Čekovnik, okrog 3 km jugozahodno od Idrije, označujemo drugi pokrov, zgrajen iz gornjetriadnih kamenin, kot čekovniški pokrov.

Z živim srebrom so orudene v idrijskem rudišču plasti tretjega pokrova, ki ga zato imenujemo idrijski pokrov. Ločimo njegov prvi in drugi del, ki ustrezata strukturam III/1 in III/2.

Četrti pokrov zavzema večji del idrijsko žirovskega ozemlja in skoraj ves Trnovski gozd. Zato zanj ustreza ime žirovsko trnovski pokrov.

V enojnem tektonskem oknu Strug ob reki Idriji ter bevkovem tektonskem oknu v dolini Nikove se pokaže avtohtona podlaga pod spodnjekrednim in gornjekrednim apnencem koševniškega pokrova.

Na območju Kanomlje poznamo celo trojna tektonska okna, ki so redke tektonski fenomen krovnih struktur na alpskem prostoru. V bratuševem

trojnem tektonskem oknu so pod idrijskim pokrovom razgaljeni čekovniški in koševniški pokrov ter avtohtona podlaga. Enake razmere opazujemo tudi v zelo razčlenjenem kanomeljskem tektonskem oknu.

V dveh belških tektonskih oknih se pokaže zgornjekredni apnenec koševniškega pokrova pod noriškim dolomitom čekovniškega pokrova.

Spodnjekredni apnenec koševniškega pokrova se pokaže pod triadnimi plastmi še v velikem strnadovem tektonskem oknu južno od Medvedjega brda. Z ozkim »okenskim kanalom« je povezano z godoviškim spodnjekrednim tektonskim oknom. V več tektonskih oknih Log je severozahodno od tod pod noriškim dolomitom razgaljen koševniški pokrov.

V majhnem merlakovem tektonskem oknu zahodno od Prezida se pod paleozojskimi skladi idrijskega pokrova pokaže noriški dolomit čekovniškega pokrova.

V fežnarjevem tektonskem oknu najdemo v Kanomlji gornjepaleozojski glinasti skrilavec idrijskega pokrova pod skitskimi plastmi žirovsko trnovskega pokrova.

Kredni apnenec ob reki Idrijci in ob potokih Zala in Nikova so že v starejši literaturi označili kot idrijsko tektonsko polokno (Winkler, 1923).

Paleozojske in triadne plasti idrijskega pokrova sežejo daleč na planoto Vojsko v obliki dolgega pasu, ki ga imenujemo vojskarsko tektonsko polokno.

Največja tektonska krpa na idrijskem ozemlju je kolenčeva krpa na območju Gor, vendar leži znotraj žirovsko trnovskega pokrova.

Pevčeva krpa je erozijski ostanek zgornjetriadnega dolomita na spodnjekrednem apnencu okrog 3 km jugovzhodno od Idrije.

Erozijski ostanek zgornjeskitskega lapornega apnenca na idrijskem pokrovu južno od Milanovca je tektonska krpa Sivka.

Pri Lenartu in Petkovcu nahajamo erozijske ostanke grödenskega peščenjaka na zgornjetriadnih plasteh. Imenujemo jih lenartove oziroma petkovške tektonske krpe.

Srednjetriadne in zgornjetriadne plasti slaniškega grebena so s treh strani obdane s skladi čekovniškega pokrova. Okrog 3 km dolgo »apofizo« idrijskega pokrova zato lahko označimo kot slaniško tektonsko polkrpo. Podobne razmere opazujemo v precej manjši lebanovski tektonski polkrpi.

Izmed najmlajših dinarsko usmerjenih tektonskih deformacij je imel doslej svoje ime le idrijski prelom. Okrog 1 km jugozahodneje poteka vzporedno z njim pomemben prelom Zala. Pri Razpotju se priključi idrijskemu prelomu. Na območju rudišča je med njima več subparalelnih prelomov (Mlakar, 1967, 4. in 5. sl.). Najmočnejši in najdaljši je poljančev prelom. Proti severovzhodu najdemo še smukov in inzaghijev prelom.

Med Zavratcem in Veharšami poznamo končno še dinarski prelom Črna, ki smo ga poimenovali po potoku Črna, pritoku Žirovnice.



## NASTANEK KROVNE ZGRADBE

Pregledano ozemlje je sorazmerno majhen izsek iz krovne zgradbe zahodne Slovenije. Zato je razumljivo, da bo dokončno razlago kompliciranega nastanka krovnih struktur možno podati le s tektonsko interpretacijo mnogo večjega prostora. Vendar nam geološke razmere na idrijsko žirovskem ozemlju že nakazujejo tektonski stil, s kakršnim bo verjetno treba računati tudi na sosednjih območjih. Predvsem lahko nanizamo več zanesljivih podatkov o velikosti staroterciarnih tektonskih deformacij v tem delu Slovenije.

Dolžino narivanja določamo po avtohtoni podlagi, ki sestoji iz gornjekrednega apnenca in eocenskega fliša.

Kredni apnec Tržaško komenske planote vpada pod goriško vipavsko flišno cono (8. sl.). Medtem ko leže na južnem obrobju flišne sinklinale na krednem apnencu paleocenske plasti, transgredira eocenski fliš na severnem obrobju, npr. pri Vrhpolju in Vipavi, na zgornjekredne sklade z bazalnim konglomeratom (K o s s m a t, 1905, 1909b, 115; B u s e r, 1964, 34). Enaki so odnosi med krednimi in eocenskimi plastmi tudi na območju Podkrajja, Vodice in Črnega vrha (K o s s m a t, 1905; L i m a n o v s k y, 1910; B u s e r, 1964, 165).

Kredne plasti Tržaško komenske planote se pod vipavsko flišno kadanjo na območju Vrhpolja in Vipave brez tektonske prekinitve nadaljujejo v Hrušici.

Idrijski prelom loči na severovzhodu Hrušico od Logaške planote, ki jo je B u s e r (1965b, 47) imenoval kot vrhniško-cerkniško grudo. Logaška planota prehaja proti jugovzhodu brez prekinitve v Dolenjski kras.

Pri Kalcah leže na radiolitnem apnencu erozijski ostanki eocenskega fliša (K o s s m a t, 1905, 1906, 268). Del teh plasti pripada po novejših podatkih senonu in je globokomorska usedlina (G r a d, 1961, 262).

Tržaško komenska planota, Hrušica in Logaška planota so del prostrane plošče iz mezozojskih kamenin, sinklinalno upognjene na območju Vipavske doline ter prelomljene s predjamskim in idrijskim prelomom. Skladi položno vpadajo pod Trnovski gozd ter kažejo po podatkih K o s s m a t a (1905, 10; 1910, 94) in B u s e r j a (1964, 166) le na območju severozahodno in zahodno od Postojne tendenco narivanja na eocenski fliš.

Mezozojska starost kamenin, njih velika debelina, enostavna tektonska zgradba ter na severnem obrobju transgresija eocenskih plasti na zgornjekredni apnec so glavne značilnosti te plošče.

Zgornjekredni apnec in eocenski fliš se pokažeta na idrijskem območju pod starejšimi kameninami le v bevkovem, bratuševem in kano-meljskem tektonskem oknu ter v tektonskem oknu Strug v dolini Idrijce (5. sl.). Medtem ko je zgornja meja fliša s starejšimi plastmi narivna ploskev, je spodnja meja tektonsko erozijska diskordanca. Eocenski fliš transgredira na senonski apnec.

V tektonskih oknih razgaljena struktura kaže vse značilnosti južnega ter jugovzhodnega obrobja Trnovskega gozda. Zato jo upravičeno označujemo kot avtohtono podlago.

Povezava eocenskih plasti v idrijski okolici z enako starimi kameninami na ozemlju Črnega vrha je povzročala mnogo preglavic starejšim raziskovalcem. *Limanovsky* (1910, 136) je sicer ugotovil, da leži eocenski fliš pri Idriji med spodnjekrednim in zgornjekrednim apnencem, vendar ni našel logične povezave terciarnih skladov z obeh območij.

V bevkovem, bratuševem in kanomeljskem tektonskem oknu ter v tektonskem oknu Strug so eocenske plasti med krednimi apnenci, kar dokazujejo tudi globoke vrtine (npr. 3. sl. profil 3, vrtina 3/52-Sivka). Prek avtohtone podlage leži namreč koševniški pokrov iz spodnjekrednega in zgornjekrednega apnenca v obliki plošče.

S to ugotovitvijo še vedno ne moremo pojasniti medsebojnega razmerja krednih in eocenskih plasti idrijskega ozemlja in Hrušice, kajti na območju Novega sveta bi po dosedanjih geoloških kartah prehajal spodnjekredni apnenec Hrušice, torej avtohtona podlaga, v spodnjekredni apnenec koševniškega pokrova.

Po *Kossmatovi* geološki karti se namreč eocenske plasti končajo že na območju Črnega vrha med jurskimi in krednimi skladi. Toda eocenske plasti se pri *Predjesenu* ne izklinijo, kot kažejo dosedanje geološke karte, temveč se vlečejo kot ozek, večkrat prekinjen pas mimo Dola proti severovzhodu (8. sl.). Okrog 2,5 km jugovzhodno od *Godoviča* terciarni skladi prečkajo cesto *Godovič—Vitez* in so v globokem vseku lepo razgaljeni. Pas teh kamenin se na vzhodu konča ob prelomu *Zala*. V tej coni najdemo le grobozrnat apnenčev peščenjak in brečo, medtem ko je flišni lapor povsod iztisnjen.

Eocensko starost teh plasti, določeno le na podlagi litološke sestave in lege, smo preverili paleontološko.

V apnenih kosih, ki sestavljajo brečo v vseku ceste *Godovič—Vitez*, je *Pavlov* c določil: *Nezzazata simplex* *Omara*, *Aeolisaccus kotori* *Radioičič*, *Cuneolina* sp., *Miliolidae*, zastopnike skupine rotaliid, tekstulariid in alveolin ter drobce mehkužcev, med njimi tudi rudistov. Po skromnih ostankih alveolin ni mogoče natančneje ugotoviti, ali pripadajo terciarnim ali starejšim zastopnikom te skupine. Fosilnih ostankov v vezivu ni bilo.

V ozkem pasu apnene breče sredi spodnjekrednih skladov najdemo torej zgornjekredno favno. Za terciarno starost kamenine kakor tudi proti njej po ugotovitvah *Pavlovca* ni neposrednega dokaza. Ker so enake

#### 8. sl. Tektonska karta širšega idrijskega območja

Fig. 8. Tectonic map of the Idrija region

1 Avtohtona podlaga, 2 Koševniški pokrov, 3 Čekovniški pokrov, 4 Idrijski pokrov, 5 Zirovsko-trnovski pokrov, 6 Meja pokrova, 7 Prelom, 8 Normalno zaporedje plasti, 9 Inverzno zaporedje plasti, 10 Profil, 11 Vrtina, 12 Geoelektrična sonda, 13 Bakrovo rudišče Škofje, 14 Uransko rudišče Gorenja vas, Pz<sub>2</sub> Gornjepaleozojske plasti, T Triadne plasti, J Jurske plasti, K Kredne plasti, Tc Terciarnne plasti

1 Autochthonous basement, 2 Koševnik nappe, 3 Čekovnik nappe, 4 Idrija nappe, 5 Ziri—Trnovo nappe, 6 Nappe border, 7 Fault, 8 Normal sequence, 9 Inverted sequence, 10 Section, 11 Bore hole, 12 Geoelectrical sounding, 13 Copper ore deposit Škofje, 14 Uranium ore deposit Gorenja vas, Pz<sub>2</sub> Upper Paleozoic beds, T Triassic beds, J Jurassic beds, K Cretaceous beds, Tc Tertiary beds



kamenine v jugozahodnem podaljšku tega pasu pri Predjesenu med eocenskimi plastmi, smo preiskani apneni breči pripisali eocensko starost. Eocenske plasti so vtisnjene ob narivni ploskvi, ki loči sklade koševniškega pokrova od Hrušice (8. sl.). Severozahodno od tod so v globoko vrezani dolini Idrijce zopet razkrite v tektonskem oknu Strug.

Medsebojno zvezo skladov avtohtone podlage na idrijskem ozemlju ter na območju Vipavske doline in Hrušice prekinja na Novem svetu koševniški pokrov, zahodno od tod pa Trnovski gozd (sl. 8). Z odgovorom na vprašanje, kako daleč proti severovzhodu sežejo eocenske plasti pod Trnovski gozd, se zelo približamo rešitvi problema o velikosti narivov staroterciarnih pokrovov v zahodni Sloveniji.

Z geoelektričnim sondiranjem po metodi navidezne specifične upornosti je ugotovil R a v n i k (1962) na prvem profilu v sondi E<sub>1</sub> (8. sl.), oddaljeni od narivnega roba okrog 6,5 km, nizkoupornostne flišne plasti v globini okrog 1700 m (abs. —600 m) pod narinjeno gmoto karbonatnih kamenin. V sondi E<sub>2</sub> so nizkoupornostne plasti v globini 1070 m (abs. —50 m), med Colom in Črnim vrhom v sondi E<sub>3</sub> pa na globini 600 m (abs. —50 m). V sondi E<sub>4</sub> na tretjem profilu pa so zadeli na iste plasti šele v globini 1125 m (abs. —270 m).

Po geofizikalnih meritvah vpada narivna ploskev pod kotom 8° do 18° proti severovzhodu (R a v n i k, 1962). Nizkoupornostne plasti pa so lahko le eocenski fliš, kajti karnijski peščenoskrilavi horizonti se zaradi vpada kamenin skoraj gotovo izklinjajo, kot kaže profil B (2. sl.), že na območju Smrckove drage.

Eocenske plasti obdajajo Trnovski gozd z juga in jugovzhoda ter povsod vpadajo podenj. Na idrijskem območju imajo pod starejšimi skladi površino vsaj 22 km<sup>2</sup>. Zato upravičeno sklepamo, da imajo eocenske plasti Vipavske doline in Podkrajja pod mezozojskimi skladi Trnovskega gozda več ali manj sklenjeno zvezo s flišem v bevkovem, bratuševem in kanomeljskem tektonskem oknu ter v tektonskem oknu Strug (2. sl. profila B in C in 8. sl.). Narivna ploskev je sinklinalno upognjena.

Z upoštevanjem rezultatov geoelektričnih meritev je trditev o tej zvezi utemeljena, vendar ni preverjena z globokim vrtanjem. Med najsevernejšim izdankom eocenskega fliša ob cesti Ajdovščina—Predmeja ter jugozahodnim robom bratuševega tektonskega okna je še vedno razdalja 10 km v zračni črti. Nekoliko manjša je oddaljenost eocenskih plasti na območju Cola in enako starih kamenin tektonskega okna Strug.

Eocenski fliš in zgornjekredni apnenec smo ugotovili pod starejšimi skladi tudi na severovzhodni strani idrijskega preloma, npr. v vrtinah 1/50 in 4/52. To sta skrajni severovzhodni točki, kjer na idrijsko žirovskem ozemlju poznamo te kamenine.

Od narivnega roba Trnovskega gozda južno od Čavna (1190 m) do vrtine 1/50 v Kanomlji je 18 km v zračni črti. Z ekstrapolacijo geoloških podatkov vrtin za nekaj km proti severovzhodu in ob predpostavki, da je čelo nariva nad Vipavsko dolino delno že odneseno, se dolžina nariva Trnovskega gozda prek eocenskih plasti poveča na 20 do 25 km.

Eocenske plasti so v Vipavski dolini debele morda okrog 1000 m. Proti severovzhodu se po podatkih vrtin in razmer v tektonskih oknih na

idrijskem območju polagoma tanjšajo in se nekaj km severovzhodno od idrijskega preloma verjetno izklinjajo. Tako leži v vrtini K/8 pri Marožicah v Srednji Kanomlji noriški dolomit čekovniškega pokrova neposredno na zgornjekrednem apnencu avtohtone podlage.

Vzdolž narivne ploskve leže proti severovzhodu pokrovi na različnih in čedalje starejših plasteh avtohtone podlage. Zato lahko trdimo, da je avtohtona podlaga zgoraj omejena s krovnim poševnim rezom.

Prvi — koševniški pokrov sestoji iz spodnjekrednega in zgornjekrednega apnenca in leži na avtohtoni podlagi kot plošča ter položno vpada proti severovzhodu ali pa ima subhorizontalno lego. Na idrijskem ozemlju ima velikost 60 km<sup>2</sup> in je debel do 300 m. Spodaj in zgoraj je omejen s poševnim rezom. Kredne plasti vpadajo položno proti jugozahodu. Zato je pokrov na severovzhodu iz spodnjekrednega, na jugozahodu pa iz zgornjekrednega — rudistnega apnenca.

Proti severozahodu se na območju kanomeljskega tektonskega okna pokrov precej stanjša (2. sl. profila A, B in 3. sl. profil 2) in dalje v tej smeri verjetno celo izklinja.

Zaradi sorazmerno velike površine koševniškega pokrova na idrijsko žirovskem ozemlju bi lahko pričakovali ozek pas krednih kamenin tudi na eocenskem flišu severnega obrobja Vipavske doline.

Pri Slokarjih, severozahodno od Ajdovščine, je zgornjetriadni dolomit narinjen na senonski rudistni apnenec (B u s e r , 1964, 157). Z uvrstitvijo krednih plasti v koševniški pokrov je njihova lega vzdolž narivnega roba Trnovskega gozda zadovoljivo pojasnjena.

Proti vzhodu najdemo rudistni apnenec v legi, kakršna bi ustrezala koševniškemu pokrovu, šele na območju Streliškega vrha in Špika (8. sl.). Apnenec leži na eocenskem flišu v tektonskih krpah, kar je ugotovil že L i m a n o v s k y (1910, 136).

Na podlagi Buserjeve geološke karte seže Špikova tektonska krpa v ozkem pasu do Trnovskega gozda in izgine podcnj. Omenjeni erozijski ostanki rudistnega apnenca so verjetno skrajni jugovzhodni izdanki koševniškega pokrova.

Na območju Novega sveta je segal koševniški pokrov še dalje proti jugovzhodu, a je delno erodiran. Njegovo vzhodno mejo na severni strani idrijskega preloma pa je treba iskati na območju Kalce—Žiberše pod zgornjetriadnim dolomitom idrijskega pokrova.

Doslej zbrani podatki vrtin kažejo, da se koševniški pokrov proti severu zelo stanjša. Tako smo npr. v vrtini 4/52 (3. sl.) našli med eocenskimi skladi avtohtone podlage ter zgornjetriadnim dolomitom čekovniškega pokrova le še 3 m temno sivega spodnjekrednega apnenca. Vendar nimamo podatkov o izklnitvi teh skladov proti severu in severovzhodu.

Na vsem območju med Marožicami v Kanomlji in Ljubevčem ter ponekod celo do narivnega roba nad Vipavsko dolino leže v širini 10 km kredni apnenci na eocenskem flišu. Ta razdalja je obenem najmanjša dolžina nariva koševniškega pokrova na avtohtono podlago.

Kontakt spodnjekrednega in zgornjekrednega apnenca leži na eocenskem flišu avtohtone podlage na območju tektonskega okna Strug okrog 2 km jugozahodno od Podroteje. Z ugotovitvijo oddaljenosti te točke od

istega kontakta v avtohtoni podlagi na severovzhodni strani idrijskega preloma lahko grobo preverimo dolžino narivanja koševniškega pokrova na avtohtono podlago. Koševniški pokrov v prvotni legi ter približno dolžino nariva, ki znaša okrog 9 km, kaže 9. slika.

Kredne plasti koševniškega pokrova leže v normalnem stratigrafskem zaporedju, ki je značilno za avtohtono podlago. Zato sklepamo, da predstavljajo njen odtrgani in proti jugozahodu premaknjeni del. Zaradi lege in načina nastanka bi lahko obravnavali koševniški pokrov kot paravtohton.

Na večjem delu idrijskega ozemlja je razmerje drugega — čekovniškega pokrova, ki sestoji iz zgornjetriadnih kamenin, do ostalih krovnih enot povsem jasno. Pokrov ima obliko plošče, debele do 300 m in leži med krednimi apnenci v podlagi ter paleozojskimi in triadnimi skladi v krovlini. Le na jugozahodnem delu idrijskega ozemlja opazimo drugačne medsebojne odnose čekovniškega pokrova do ostalih krovnih struktur.

Severno od Hotedršice potone čekovniški pokrov pod zgornjetriadne plasti idrijskega pokrova. Jugovzhodna meja čekovniškega pokrova je verjetno šele na območju Lipje—Logatec—Kalce (8. sl.).

V vrtini Č/5 smo ugotovili noriški dolomit od globine 627 m do konca vrtine na 650 m (4. sl., profil 6). To kaže, da poteka severovzhodna meja čekovniškega pokrova severneje od tod.

Severno od idrijskega rudišča je čekovniški pokrov debel še vedno 170 m (M l a k a r, 1967, 5. sl.). Nasprotno se v istem bloku v Kanomlji stanjša na 17 do 28 m (vrtini K/3 in 1/50). Na podlagi teh podatkov domnevamo, da se čekovniški pokrov nekaj km severovzhodno od idrijskega preloma vsaj na kanomljskem območju že izklinja, podobno kot v vrtini K/2. Enake razmere lahko pričakujemo tudi proti severozahodu (2. sl. profil A).

Skladi čekovniškega pokrova leže v inverznem stratigrafskem zaporedju. To trditev bomo podkrepili v naslednjem poglavju še s podatki z ozemlja vzhodno od Rovt. Zato pričakujemo pod zgornjetriadnim dolomitom ponekod še jurske, najverjetneje liadne plasti.

Severno od Cola poteka po podatkih B u s e r j a (1965a, 129) važen prelom; ob njem so se na južni strani plasti prevrnile. Po medsebojni odvisnosti tektonske črte in reliefa sklepamo, da gre za naravno ploskev, nagnjeno proti severu. Južno od nje leže inverzno zgornjetriadne, jurske in kredne plasti na površini okrog 12 km<sup>2</sup>. Severno od Javornika najdemo kot podaljšek te inverzne strukture med eocenskim flišem v talnini in zgornjetriadnim dolomitom v krovlini ozek pas spodnjeliadnega belega apnenca (B u s e r, 1965a).

Okrog 1,5 km vzhodno od Črnega vrha se liadne plasti izklinjajo med zgornjekrednimi skladi koševniškega in zgornjetriadnim dolomitom čekovniškega pokrova (8. sl.). Zaradi inverzne lege skladov in tektonskega položaja ustreza struktura na območju Col—Javornik čekovniškemu pokrovu.

Večji del zgornjetriadnih plasti in vsi jurski skladi Trnovskega gozda severno od narivne ploskve pripadajo, kot bomo podrobneje videli pozneje, najobsežnejšemu, žirovsko trnovskemu pokrovu. Po Buscrjevi geološki karti sklepamo, da se prav na območju severozahodno od Cola

razvije iz žirovsko trnovskega pokrova z normalno superpozicijo skladov inverzna struktura čekovniškega pokrova (8. sl.).

Na obrat skladov na tem območju je postal pozoren že L i m a n o v - s k y (1910, 139, 140) in ga je skušal povezati s podobnimi razmerami v karnijskih plasteh na območju Čekovnika.

Narivno ploskev z območja Javornika zasledujemo še dalje proti severozahodu. Do Krekovš poteka vseskozi v gornjetriadnem dolomitu in loči sklade čekovniškega pokrova od plasti žirovsko trnovskega pokrova. Najlepše je vidna v zgornjetriadnem dolomitu severozahodno od Črnega vrha pred odcepom zadloške ceste v velikem kamnolomu za Lokvarjem, kjer vpada zelo položno proti jugozahodu. V spodnjem krilu je dolomit milonitiziran ponckod v širini več metrov (10. sl.). Na koncu Zadloške planote se narivna ploskev pri Lampetu spusti v desno pobočje potoka Belce. Označuje jo več metrov široka milonitna cona v dolomitu.

Narivna ploskev je bila tektonska predispozicija za nastanek Zadloške planote. Severno od tod pa se je vzdolž narivne ploskve med krednim apnencem koševniškega in gornjetriadnim dolomitom čekovniškega pokrova izoblikovala ravnica Idrijskega loga.

Na idrijskem ozemlju ter na območju Zadloga in Črnega vrha leži na koševniškem pokrovu povsod gornjetriadni dolomit. Šele na območju Javornika so pod njim še jurske in kredne plasti. Nasprotno pa najdemo karnijske kamenine na gornjetriadnem dolomitu čekovniškega pokrova šele severovzhodno od črte Hotedrščica—Krekovše. Ob narivni ploskvi Javornik—Krekovše jih doslej nismo našli. Čekovniški pokrov je torej spodaj omejen z bazalnim in zgoraj s krovnim poševnim rezom.

Manjše leče karnijskih kamenin na noriškem dolomitu razlagamo kot tektonske odstružke. Med narivanjem mlajšega — idrijskega — pokrova so se odtrgali od podlage, torej od čekovniškega pokrova, in se ob narivni ploskvi premikali proti jugozahodu (4. sl., profil 8).

Glede na starost kamenin avtohtona in paravtohtona je čekovniški pokrov na tem ozemlju povsem tuja geološka struktura. Njegovo prvotno lego je treba iskati daleč proti severu ali severovzhodu.

Na vsem ozemlju od zveznice med vrtinama 1/50 in Č/5 (8. sl.) do Cola in Streliškega vrha leži čekovniški pokrov na mlajših plasteh. Zato je razdalja okrog 16 km obenem tudi najmanjša dolžina narivanja tega pokrova proti jugu oziroma jugozahodu. Ker se je čekovniški pokrov razvil iz žirovsko trnovskega, bomo dolžino teh premikanj obravnavali skupno z žirovsko trnovskim pokrovom.

S strukturnim vrtanjem v širši idrijski okolici smo zbrali številne podatke o legi in debelini tretjega, idrijskega pokrova. Z ekstrapolacijo teh podatkov lahko podamo njegove meje precej natančno.

Na območju med Kalcami in Lipjem sovпада meja idrijskega pokrova z narivnim robom gornjetriadnega dolomita prek Logaške planote. Severno od tod je njegova vzhodna meja stik idrijsko žirovskega ozemlja s poljansko vrhniškimi nizi. Del pokrova je na obeh območjih odnesen.

Pri Smrečju se gornjepaleozojski skrilavec tretjega pokrova izklini med gornjetriadnimi skladi poljansko vrhniških nizov ter gródenskimi plastmi Žirovskega vrha, kar potrjuje tudi vrtina Č/5 zahodno od tod.

V globini okrog 600 m smo namreč ugotovili le še 12 m temno sive do črne glin, nastale iz gornjepaleozojskega glinastega skrilavca idrijskega pokrova. Skrilavec leži med gornjetriadnim dolomitom čekovniškega in gornjepermskim dolomitom žirovsko trnovskega pokrova (4. sl., profil 6).

Na geološkem profilu skozi idrijsko rudišče vidimo, da se na drugi strani idrijskega preloma idrijski pokrov proti severovzhodu naglo tanjša (Mlakar, 1967, 5. sl.).

V vrtini Marof-10/57 smo našli gornjepaleozojski skrilavec šele v globini okrog 700 m, tj. v absolutni višini okrog —350 m (3. sl., profil 4). Skladov idrijskega pokrova niso prevrtali. Po podatkih z ozemlja južno od tod sklepamo, da so na tem območju že skoraj iztisnjeni. Podobne razmere opazujemo tudi v Ljubevški dolini (2. sl. profil C).

V Kanomlji smo našli v globini okrog 300 m (abs. viš. +50 m) vrtine K/1, oddaljene od idrijskega preloma proti severovzhodu okrog 300 m, le še 26 m sivega zdrobljenega gornjepaleozojskega glinastega skrilavca, ki predstavlja idrijski pokrov. Leži na gornjetriadnem dolomitu čekovniškega pokrova in pod gornjeskitskim dolomitom žirovsko trnovskega pokrova. Sklepamo, da se idrijski pokrov proti severu izklinja pri Smrečju ter nekoliko severneje od vrtin Č/5, 10/57 in K/1 v Kanomlji.

Podatkov o izklnitvi tretjega pokrova pod Vojskarsko planoto nimamo. Jugovzhodno od tod pa se izklinja v liniji Tratnik—Treven—Čekovnik. Na območju Idrija—Kalce ga odrezeta prelom Zala in idrijski prelom.

Kot vsi doslej opisani pokrovi je tudi idrijski omejen spodaj z bazalnim in zgoraj s krovnim poševnim rezom (3. in 4. sl.). Zato najdemo v pokrovu na severovzhodu le starejše, proti jugozahodu pa čedalje mlajše plasti.

V Rovtah smo v prečnem profilu 7 (4. sl.) dokazali z vrtinami v tretjem pokrovu enega izmed največjih bazalnih poševnih rezov na idrijsko žirovskem ozemlju. Zajema plasti od paleozoika do zgornje triade.

Idrijski pokrov ima v prečnih profilih oblike leče, široke 5 do 10 km, ki položno vpada ponekod proti severu, drugod proti severovzhodu. Povsod leži na gornjetriadnih plasteh čekovniškega pokrova. Širina leče predstavlja najmanjšo dolžino narivanja idrijskega pokrova proti jugu oziroma jugozahodu glede na podlago iz čekovniškega pokrova.

Za idrijski pokrov je značilno, da se skladi v njem obrnejo; severozahodno od Idrije leže povsod inverzno (3. sl. profili 1 do 3), v rudišču (Mlakar, 1967, sl. 4 do 6) in Ljubevču so ponekod v inverzni, drugod v normalni legi, navadno pa so subvertikalni, vzhodno od Sedeja pa so v normalnem stratigrafskem zaporedju.

Plasti idrijskega pokrova so del polegla sinklinale, odprte proti jugozahodu. Skladi kanomeljskega območja pripadajo zgornjemu, kamenine na območju Veharše—Rovte pa spodnjemu krilu te gube. Struktura idrijskega rudišča zajema njeno jedro (11. sl.).

Zaradi zasuka plasti v polegli gubi imajo tudi srednetriadni subvertikalni prelomi v jedru in krilih gube različno lego. V rudišču so subhorizontalni (Mlakar, 1967), vzhodno od tod pa vpadajo strmo proti severu in ponekod proti severovzhodu. V Kanomlji doslej nismo našli intenzivne triadne tektonike.



Medsebojno razmerje med prvim in drugim delom idrijskega pokrova kaže vsaj na območju rudišča na luskanje (Mlakar, 1967, 5. sl.). Iz geoloških razmer in orudenjenja na območju »Talnine« idrijskega rudišča sklepamo, da je bil tektonski stik med prvim in drugim delom idrijskega pokrova zasnovan že v srednji triadi. Po zasuku skladov je bil nato subvertikalni prelom v starejšem terciarju reaktiviran kot narivna ploskev.

Tudi prvi del idrijskega pokrova je spodaj omejen z bazalnim in zgoraj s krovnim poševnim rezom (Mlakar, 1967, 5. sl.). Po istem profilu sklepamo, da je dolžina luskanja okrog 2 km.

Pri doslej opisanih krovnih enotah so meje pokrovov skoraj povsod obenem tudi meje njihovega izklinjanja. Nasprotno pa so meje četrtega, žirovsko trnovskega pokrova le njegovi narivni robovi v današnjem erozijskem stadiju (4. sl.).

Narivni rob mezozojskih skladov na eocenski fliš med Gorico in Ajdovščino je jugozahodna meja tega pokrova. Med Predmejo in Colom sovпада skoraj povsod meja pokrova s podaljškom preloma Avče—Dol, ki se nadaljuje v dolino Bele kot predjamski prelom (Buser, 1964). Na območje Javornika in Črnega vrha seže žirovsko trnovski pokrov kot tektonska polkrpa, severozahodno od tod pa je na ozemlju Krekovš in Vojskega narivni rob zelo razčlenjen.

Od Fežnarja proti jugovzhodu predstavlja v dolžini okrog 7 km mejo pokrova skoraj povsod idrijski prelom. Na območju Idrije omejuje pokrov kombinacija prelomov in narivnih ploskev. Pri Sedeju se narivna ploskev zopet pokaže in poteka od vzhoda proti zahodu skoraj do Rovt. Severno od tod sovпада meja pokrova z narivno ploskvijo, ki loči idrijsko žirovsko ozemlje od poljansko vrhniških nizov.

Žirovsko trnovski pokrov omejujejo s severa nove krovne enote Julijske zunanje cone, medtem ko njegove severozahodne meje še ne poznamo.

Plasti žirovsko trnovskega pokrova so v normalnem stratigrafskem zaporedju. Inverzna lega skladov južno od Ferjančiča je povsem lokalna. Skladi vpadajo skoraj povsod proti jugozahodu, le na vzhodnem delu idrijskega ozemlja proti jugu. Zato najdemo proti jugu in jugozahodu čedalje mlajše plasti. Poleg velike debeline, ki preseže ponekod celo 1000 m (2. sl. profila B in C), karakterizira ta pokrov grandiozni bazalni poševni rcz. Zajema vse plasti od mlajšega paleozoika na severovzhodu (Cerkno—Žiri), do starejšega terciarja na zahodnem delu Trnovskega gozda.

Narivna ploskev vpada navadno zelo položno proti severovzhodu, je ponekod subhorizontalna in le tu in tam visi v smeri narivanja, torej proti jugozahodu (3. sl. profili 1 do 4). Na območju Rovte—Gorenja vas vpada narivna ploskev proti zahodu.

Stik paleozojskih in triadnih plasti žirovsko trnovskega pokrova leži na ploskvi bazalnega poševnega reza v coni Praprotno brdo ter zveznice med vrtinami R/11, Č/5 in V/21 (2. sl., profil C, in 4. sl., profila 6, 7). V vrtini 10/57 leži na idrijskem pokrovu že spodnjekitski dolomit (3. sl., profil 4). Zato se paleozojski plasti verjetno izklinjajo ob narivni ploskvi med

Jelenkom in Fežnarjem, kar potrjujejo tudi vrtine v Kanomlji. Tako leže na idrijskem pokrovu v vrtini K/1 že gornjeskitski skladi.

Na vsem ozemlju od naravnega roba nad Vipavsko dolino do območja vrtin R/11, Č/5, V/21, 10/57 ter K/1 leži žirovsko trnovski pokrov na tuji podlagi. Poleg interpretacije eocenskih skladov kažejo tudi ti podatki, da je dolžina narivanja žirovsko trnovskega pokrova vsaj 20 do 25 km.

Na idrijsko žirovskem ozemlju smo v posameznih pokrovi dokazali inverzno lego skladov na površini več 10 km<sup>2</sup>. Poleg tega se je drugi pokrov razvijal z obratom iz četrtega. Zato trdimo, da je krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda končni stadij deformacije velike poleglegle gube (Mlakar, 1964, 1967). Avtohtona podlaga, koševniški pokrov ter idrijski pokrov, toda le z območja Veharše-Rovte, zajemajo sklade spodnjega krila gube (11. sl.). Čekovniški pokrov ter inverzna serija skladov idrijskega pokrova z ozemlja Kanomlje predstavljajo srednje krilo gube. Zgornje krilo gube pa se je ohranilo v žirovsko trnovskem pokrovu.

Večji del jedra poleglegle gube zavzame idrijski pokrov. S to naravno enoto sovпада med Idrijo in Rovtami v dolžini okrog 15 km tudi območje najbolj intenzivne srednjetriadne tektonike. Zato sklepamo, da je bila srednjetriadna labilna cona na idrijsko žirovskem ozemlju embrionalna struktura za nastanek staroterciarne krovne zgradbe. Prav ta lega daje idrijskemu pokrovu poseben pomen in ga uvršča med najbolj ugodne geološke strukture pri iskanju novih orudnih con na idrijskem območju.

Prvotno orientacijo gube in njen razvoj moramo obravnavati, kot smo že poudarili, na podlagi geoloških podatkov z mnogo širšega območja. Brez dvoma se je polegla guba razvila iz gube z več ali manj vertikalno osno ravnino. Pod vplivom tangencialnih sil, usmerjenih s severa in severovzhoda, je obenem z večanjem njenih dimenzij prešla v poševno in končno v poleglo gubo. Z nenehnim naraščanjem intenzivnosti tangencialnih sil in prekoračitvijo meje plastičnih deformacij kamenin se je guba v jedru večkrat pretrgala. Posamezni bloki so se nato premikali vzdolž poleglih reverzних prelomov dalje proti jugu in jugozahodu kot samostojni pokrovi in skoraj povsod izgubili medsebojno zvezo in stik s podlago. Vsekakor so imeli peščenoskrilavi horizonti, npr. gornjepaleozojske, karnijske in eocenske plasti, pri ločitvi in premikanju pokrovov pomembno vlogo. Vendar ima karbonski skrilavec pri tem manjši pomen, kot mu ga je pripisoval Winkler (1923, 170).

Pri vrednotenju podanih velikosti narivanja posameznih pokrovov moramo upoštevati, da so te dolžine pravzaprav končni efekt dveh različnih faz premikanja kamenin. V obdobju plastičnih deformacij so se plasti gibale proti jugozahodu zaradi same rasti poleglegle gube. Šele v drugi fazi so se skladi narivali v pravem pomenu besede. Širina inverzних struktur ustreza brez dvoma dolžini premikanj v prvi fazi.

V grōdenskih plasteh Žirovskega vrha je lepo razvita skrila difereencialna klivaža. Najpogosteje je orientirana pravokotno na plastovitost in vpada proti severovzhodu. Verjetno gre za klivažo aksialne površine (Omaljev, 1967a, 45). Tudi te ugotovitve se skladajo z interpretacijo

idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda kot deformiranc poleg gube (11. sl.).

V zvezi z nastajanjem staroterciarne krovne zgradbe moramo brez dvoma računati vsaj z delno prostorsko preorientacijo vseh efektov srednjetriadne tektonike, o tem pa smo doslej zbrali le malo podatkov (Mlakar, 1967). Tudi vloga gravitacijskih faktorjev pri nastajanju krovne zgradbe na idrijsko žirovskem ozemlju še ni preučena.

## O TEKTONSKI RAJONIZACIJI ZAHODNE SLOVENIJE

Po sedanji nomenklaturi in tektonski rajonizaciji zahodne Slovenije (Kossmat, 1910; Rakovec, 1956) smo raziskali velik del idrijsko žirovskega ozemlja, ki je le ena izmed geotektonskih enot zahodnega dela Posavskih gub v širšem smislu. V isto strukturno enoto prištevamo v tem delu Slovenije še poljansko vrhniške nize, škofjeloško polhograjsko ozemlje, drobniško cono in porezenski pas. Poleg Ziljskih, Karnijskih, Julijskih in Kamniških Alp, Karavank ter Ljubljanske in Celjske kotline so Posavske gube del geotektonske enote višjega reda, tj. Južnih apneniških Alp.

Novejša geološka raziskovanja alpskega prostora nakazujejo nove probleme v zvezi s tektonsko rajonizacijo zahodne Slovenije. Na nekdanj spornem ozemlju glede pripadnosti Alpam oziroma Dinaridom bo treba podati osnovno tektonsko razčlenitev znotraj dinarskega gorskega sistema.

Po Aubouinu (1964) so značilnosti notranjih — eugeosinklinalnih območij Dinaridov pojavljanje ofiolitov, zgodnji fliš (v glavnem kredni), zgodnja orogeneza ter alohtonost ozemlja. Nasprotno pa karakterizira njihovo zunanje — miogeosinklinalno območje izostanek ofiolitov, pozni fliš (v glavnem terciarni), poznejša orogeneza ter avtohtonost ozemlja (Aubouin, 1964, 529).

Zapletene in obsežne problematike alpsko dinarske meje oziroma razmejitve med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi ne bomo obravnavali. Nanizali bomo le vrsto novih pomembnih podatkov o medsebojnih tektonskih odnosih idrijsko žirovskega ozemlja do Hrušice, Logaške planote, poljansko vrhniških nizov in Trnovskega gozda ter kritično pregledali doseadanje teorije o tektonski zgradbi tega prostora.

Večino problemov v zvezi z medsebojno lego Hrušice in Trnovskega gozda smo že nakazali pri obravnavanju avtohtone podlage.

Kossmat je menil, da Trnovski gozd omejuje na vzhodu dislokacija, ob kateri se je Hrušica pogreznila (1909, 85). Nasprotno pa sta Limanovsky (1910) in Winkler (1923) pravilno obravnavala vzhodni rob Trnovskega gozda kot narivno ploskev. Medtem ko je Limanovsky (1910) jasno povedal, da je guba Hrušice pod narivom Trnovskega gozda, je Winkler (1923) obe entoti povezal v enoten pokrov. Po njegovem mnenju flišne plasti na območju Podkraja ne leže na Hrušici, kot je menil Kossmat, temveč vpadajo podnjo in so tektonsko okno pod enotnim pokrovom. Tektonska krpa Streliškega vrha je most med obema enotama (Winkler, 1923, 185, 187).

Po podatkih Buserja (1964, 35) zavije narivni rob Trnovskega gozda od Cola proti Idriji in ne proti Nanosu, saj leže eocenske plasti pri

Vipavi, Senaborju in Podkraju transgresivno na gornjekrednem apnencu. Hrušica z Nanosom ne predstavlja nadaljevanja nariva Visokega Krasa, ampak tvori avtohtono ozemlje.

Geološke razmere iz bližnje idrijske okolice se ujema s to ugotovitvijo. Struktura Hrušice se pokaže na idrijskem območju šele v tektonskih oknih daleč za narivnimi robovi mlajših krovnih enot.

Logaško planoto je treba obravnavati kot podaljšek Hrušice, ki je bila ob idrijskem prelomu premaknjena proti jugovzhodu, kot sta menila že **K o s s m a t** (1909, 247) in **L i m a n o v s k y** (1910, 142). Glede na idrijsko žirovsko ozemlje in Trnovski gozd je Logaška planota avtohtona podlaga (8. sl.).

Stik idrijsko žirovskega ozemlja in poljansko vrhniških nizov so starejši raziskovalci razlagali različno. **L i m a n o v s k y** je stik označil kot tipično narivno ploskev (1910, 147). S tem se je strinjal tudi **W i n k l e r** (1923). **K o s s m a t** pa je menil, da tektonski enoti loči prelom (1903, 510). Poljansko vrhniški nizi so po njegovem mnenju le pogreznjeno nadaljevanje idrijskih struktur, saj se z njimi ujema v detajlih (**K o s s m a t**, 1910, 97).

Med Prezidom in Praprotnim brdom smo preučevali stik idrijsko žirovskega ozemlja in poljansko vrhniških nizov v dolžini okrog 7 km. V tej coni se stikajo paleozojske in spodnjetriadne plasti idrijskega pokrova z gornjetriadnimi skladi poljansko vrhniških nizov.

Na območju Mizni dol—Gradišče so karnijske plasti brez dvoma na noriškem dolomitu. Med obema stopnjama je karakteristični prehod. Inverzno lego gornjetriadnih skladov potrjuje še sam razvoj karnijskih plasti. Tako leži rdeči, mlajši peščenoskrilavi karnijski horizont na območju Rastovk pod megalodontnim apnencem.

Zgornjetriadne plasti na območju Zaplana—Gradišče so v inverzni stratigraski legi, značilni za drugi čekovniški pokrov.

Kontakt obeh tektonskih enot glede na morfologijo terena dokazuje, da je stik idrijsko žirovskega ozemlja s poljansko vrhniškimi nizi narivna ploskev, zelo položno nagnjena proti zahodu. To ugotovitev potrjujejo Merkalovo tektonsko okno iz gornjetriadnega dolomita ter petkovške tektonske krpe iz grödenskega peščenjaka.

Z interpolacijo podatkov vrtine R/9 ter izdankov gornjetriadnih plasti poljansko vrhniških nizov ugotavljamo, da vpada narivna ploskev pod kotom 10° do 20° proti zahodu. Gornjetriadne plasti na območju Prezid—Mizni dol pa so neposredni vzhodni podaljšek čekovniškega pokrova (2. sl. profil A).

Podatki vrtine B-8 na Žirovskem vrhu kažejo, da vpada ista narivna ploskev na tem območju pod kotom skoraj 60° proti zahodu (**O m a l j e v**, 1967a, sl. 9). Strmejši vpad narivne ploskve nakazuje tudi slabo razčlenjen stik obeh tektonskih enot severno od Smrečja (**O m a l j e v**, 1967, sl. 1). Verjetno pa je narivna ploskev proti zahodu, torej v večji globini, precej položnejša, podobno kot na območju profila A (2. sl.).

Na Kosmatovi geološki karti so karnijske plasti in gornjetriadni dolomit na območju Podlipe v pravilni stratigraski legi. Vzdolž tektonske

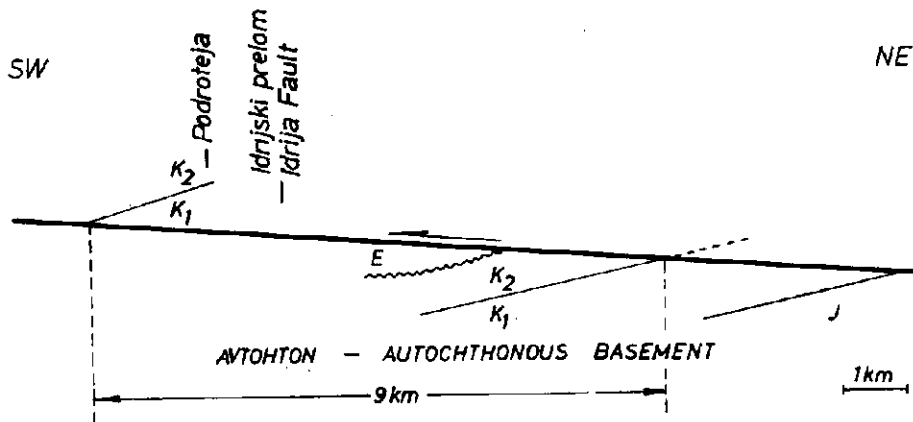
črte Skrotnik—Mizni dol se torej stikajo gornjetriadne plasti čekovniškega pokrova z enako starimi kameninami v normalni superpoziciji z ozemlja severno od tod.

Geološke razmere pri Skrotniku kažejo, da loči gornjetriadne plasti narivna ploskev, nagnjena proti jugozahodu. Na zahodu jo odreže stik idrijsko žirovskega ozemlja in poljanskovrhniških nizov (8. sl.). Gornjetriadne plasti in starejše sklade severno od narivne ploskve zato lahko uvrstimo le v koševniški pokrov ali pa jih obravnavamo kot avtohtono podlago. Velika površina in starost kamenin poljansko vrhniških nizov nakazuje, da lahko prvo možnost opustimo.

Do istega sklepa pridemo tudi s preučevanjem geoloških podatkov na ozemlju Logatec—Vrhnika. Poudarili smo že, da je avtohtona podlaga zgoraj omejena s krovnim poševnim rezom. Zato pričakujemo, da sestoji ta strukturna enota proti severu in severovzhodu iz čedalje starejših plasti, kar potrjujejo naslednji podatki.

Logaško planoto grade jurski in kredni skladi ter na območju Borovnice še gornjetriadne in srednjetriadne kamenine. Plasti vpadajo položno proti jugozahodu. Na Kalcah leži idrijski pokrov na gornjekrednem apnencu avtohtone podlage. Severovzhodno od tod pa se med Lipjem in Vrhniko stika čekovniški pokrov ob tektonski črti Logatec—Vrhnika že s spodnjekrednimi skladi avtohtone podlage. Pri Vrhniku potonejo pod čekovniški pokrov končno še jurske plasti (8. sl.).

Gornjetriadne in srednjetriadne kamenine Borovnice, kot najstarejši stratigrafski členi avtohtone podlage na tem območju, so jugovzhodni podaljšek enako starih kamenin Podlpe in Ligojne (K o s s m a t, 1909;



9. sl. Shematični prikaz dolžine narivanja koševniškega pokrova

Fig. 9. Sketch showing the thrust distance of the Koševnik nappe

J jurske plasti,  $K_1$  spodnjekredne plasti,  $K_2$  zgornjekredne plasti, E eocenske plasti

J Jurassic beds,  $K_1$  Lower Cretaceous beds,  $K_2$  Upper Cretaceous beds, E Eocene beds

Limanovsky, 1910), Šele severovzhodneje so pod njimi srednjetriadne in spodnjetriadne plasti in ponekod še paleozojski skladi.

Stik med noriškim dolomitom Zaplane ter jurskimi in krednimi skladi logaške planote med Logatcem in Vrhniko je večina starejših raziskovalcev označevala kot prelom. Po poteku tektonske črte jugovzhodno od Prezida sklepamo, da je ta stik narivna ploskev, nagnjena proti severozahodu. Do istega sklepa je prišel že Limanovsky (1910, 149). Winkler pa je menil, da vpada narivna ploskve v obratno smer (1923, 193). Stik različnih stratigrafskih členov avtohtone podlage z gornjetriadnim dolomitom Zaplane povezujemo s krovnim poševnim rezom avtohtone podlage in ne z intenzivnejšim grezanjem južnega bloka na zahodu in čedalje manjšim proti vzhodu, kot sta menila Kossmat (1905) in Rakovec (1956, 79).

Glede na razčlenitev krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja sestojе poljansko vrhniški nizi iz dveh enot. Gornjetriadne plasti Zaplane, ki jih je Buser (1965, 46) označil kot zaplanska luska, pripadajo čekovniškemu pokrovu, obsežno ozemlje severno od tod pa avtohtoni podlagi.

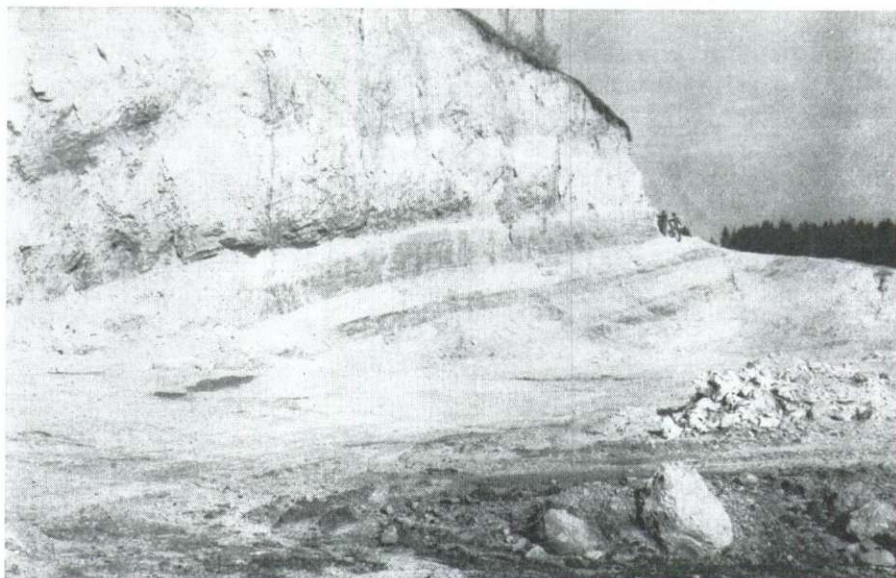
Že Limanovsky (1910, 150) je ugotovil, da je »kompleks Zaplane« prevrnjen in je videl njegovo povezavo z inverzno serijo skladov na območju Col—Javornik. Sklade obeh območij je skupno z gornjekrednim apnencem med Črnim vrhom in Idrijo označil kot »gubo Zaplane«, ki leži med pokrovom Trnovskega gozda, kamor je prištel tudi idrijsko žirovsko ozemlje in strukturo Hrušice (Limanovsky, 1910, Tab. I. Fig. 1).

Vsi raziskovalci zahodne Slovenije ugotavljajo, da je škofjeloško polhograjsko ozemlje narinjeno proti zahodu in tako leži na poljansko vrhniških nizih (Kossmat, 1910, 81, Limanovsky, 1910; Winkler, 1923; Rakovec, 1956, 77). Tektonske krpe karbonskih skladov južno od Poljan pa je že Kossmat (1903) razlagal kot erozijske ostanke nariva škofjeloško polhograjskega ozemlja proti zahodu.

Geološke razmere na vzhodnem obrobju idrijsko žirovskega ozemlja kažejo, da je segal nariv idrijsko žirovskega ozemlja še dalje proti vzhodu. Širina poljansko vrhniških nizov navadno ne presega 10 km, na profilu A (2. sl.) pa je ugotovljena krovna zgradba na dolžini skoraj 25 km. Zato se pridružujem mnenju Limanovskega (1910) in Winklerja (1923), da sta idrijsko žirovsko ter škofjeloško polhograjsko ozemlje del enotnega pokrova.

Poljansko vrhniški nizi so le veliko tektonsko polokno (Limanovsky, 1910, 148; Winkler, 1923, 147), ki ga na jugu delno prekriva čekovniški pokrov. Obsežne tektonske krpe gornjepaleozojskih plasti južno od Poljan pa dokazujejo nekdanjo medsebojno zvezo obeh strukturnih enot (Winkler, 1923, 148).

Idrijsko žirovsko ter škofjeloško polhograjsko ozemlje ni narinjeno na poljansko vrhniške nize z zahoda oziroma vzhoda, kot pogosto beremo v literaturi, temveč s severa ali sevcrovzhoda. Subparalelne približno v smeri severozahod—jugovzhod potckajoče meje tektonskega polokna poljansko vrhniških nizov so se izoblikovale bodisi zaradi že prvotne antiklinalne upognjenosti narivne ploskve s subvertikalno skoraj prečno



10. sl. Narivna ploskev med noriškim dolomitom čekovniškega in žirovsko trnovskega pokrova pri Lokvarju

Fig. 10. Thrust plane between Norian dolomite of the Čekovnik and Žiri—Trnovo nappes at Lokvar

alpsko usmerjeno osno ravnino »gube« ali pa poznejšega upogiba te ploskve skupno z avtohtono podlago (2. sl. profil A).

Podobne »strukturne hrbte in depresije« ugotavljamo na vsem pregledanem idrijsko žirovskem ozemlju tako v prečnih profilih kakor tudi v vzdolžnem geološkem profilu. Sinklinalne upognitve narivnih ploskev so najbolj vidne v prečnih profilih na območju Krekovše—Javornik in Jelenk—Rovte. Nasprotno pa prihajajo na površje starejši pokrovi na območju med Kanomljo in Godovičem na velikih površinah zaradi antiklinalne upognitve narivnih ploskev (3. sl. profila 3 in 4). Osi B »gub« imajo dinarsko smer s položnim vpadom proti severozahodu.

Sinklinalno upognjenost narivnih ploskev v vzdolžnem profilu A (2. sl.) najdemo na območju Rovt, drugod pa v podlagi idrijskega rudišča in v Ljubevču na drugi strani idrijskega preloma. Strnadovo tektonsko okno in znana anomalija v poteku kredne podlage na zahodnem obrobju rudišča pa so posledica prečnoalpsko orientiranih »strukturnih hrbtov«.

Komplicirano zgrajeno »idrijsko tektonsko polokno« med Trnovskim gozdom in idrijsko žirovskim ozemljem ima torej podobno lego oziroma nastanek kot tektonsko polokno poljansko vrhniških nizov med sosednjima tektonskima enotama. Vendar geneza in starost tega tipa deformacij še nista preučena. Dvojni upogib narivne zgradbe je na območju Trnovskega gozda nastal po Winklerju (1923, 192) šele v tretji fazi razvoja struktur Trnovskega gozda in Hrušice.

Gornjetriadne plasti v dolini Kopačnice (8. sl.) omenjajo že v starejši literaturi. Najnovejše raziskave, potrjene z globokim vrtanjem, kažejo, da leže paleozojski skladi idrijsko žirovskega ozemlja na območju Cerknega in Škofja na srednjetriadnih kameninah (Grad, 1967). Glede na potek narivne ploskve med čekovniškimi pokrovom in avtohtono podlago na območju Miznega dola ne izključujemo možnosti, da pripada del gornjetriadnih plasti Kopačnice čekovniškemu pokrovu. Najpomembnejši kriterij pri ugotavljanju pripadnosti skladov k eni ali drugi tektonski enoti bo v tem primeru lega gornjetriadnih plasti.

Medtem ko so se mnjenja starejših raziskovalcev o medsebojnih odnosih doslej opisanih tektonskih enot precej razhajala, so vsi ugotovili soglasno, da je idrijsko žirovsko ozemlje del Trnovskega gozda in ločen od njega le z idrijskim prelomom (Kossmat, 1909 a, 247; Limanovsky, 1910; Winkler, 1923). Rakovec (1956) je na podlagi Kossmatovih geoloških podatkov postavil ob idrijskem prelomu mejo med Alpami in Dinaridi.

V normalnem zaporedju paleozojskih in triadnih skladov žirovsko trnovskega pokrova so gornjetriadne, jurske, kredne in terciarne plasti Trnovskega gozda le najmlajši stratigrafski členi. Vse plasti od paleozojskih na Žirovskem vrhu do terciarnih v okolici Zagorja vpadajo proti jugozahodu. Kontinuiteto so prekinili erozija med planoto Vojsko in Godovičem ter predvsem idrijski prelom in prelom Zala. Na severozahodu pa loči obe tektonski enoti le idrijski prelom, ob katerem so se bloki horizontalno premikali.

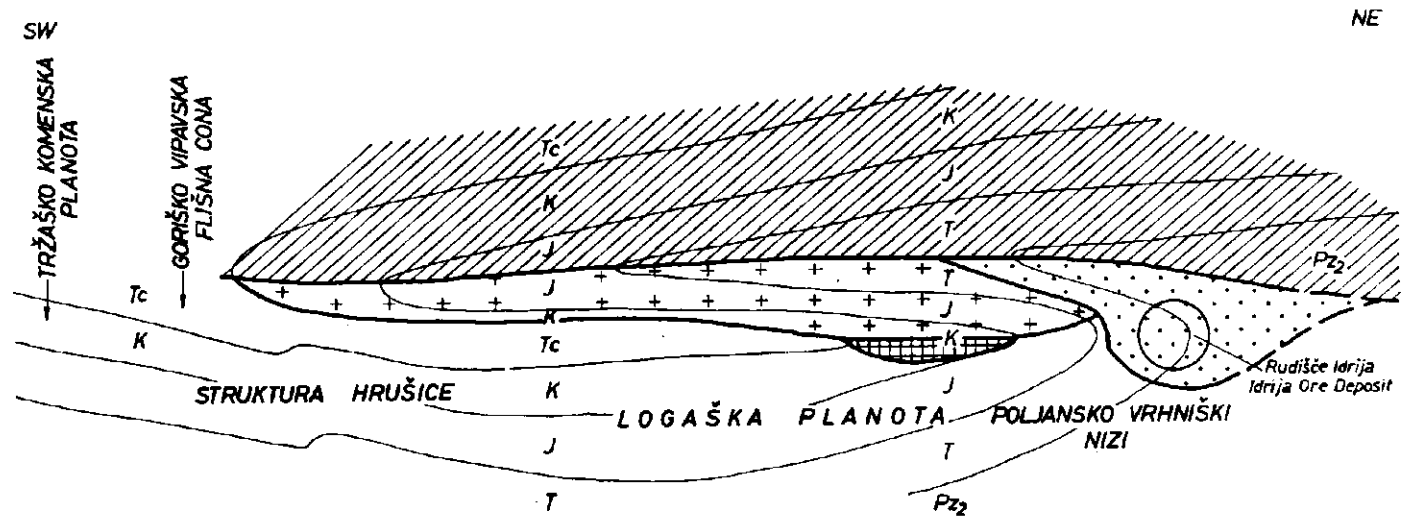
Vse krovne enote na jugozahodni strani idrijskega preloma najdemo tudi na njegovem drugem krilu. Razvoj kamenin pa se v pokrovih ne spremeni. Zato idrijski prelom ne more biti meja med geološkimi strukturami visokega reda, kot so Alpe in Dinaridi. S stališča obravnavanja alpsko dinarske meje sta idrijsko žirovsko ozemlje in Trnovski gozd nerazdružljiva enota in ju je treba kot celoto prišteti k enemu ali drugemu gorskemu sistemu.

Iz istih razlogov težko zagovarjamo celo mnenje, da je prav idrijski prelom meja med idrijsko žirovskim ozemljem in Trnovskim gozdom (Kossmat, 1909 b, 85). Glede na strukturne karakteristike ozemlja se zdi, da je najprimernejša jugozahodna meja idrijsko žirovskega ozemlja narivna ploskev Javornik—Zadlog—Krekovše—Vojsko—Fežnar. Šele severozahodno od tod postavimo mejo ob idrijskem prelomu. Na območju Idrije pa je zaradi prepletanja enih in drugih enot meja lahko le konvencionalna.

Različen tektonski stil je ena izmed bistvenih karakteristik, po katerih se posamezne interpretacije geološke zgradbe zahodne Slovenije ločijo med seboj.

Kossmat je na tem prostoru ugotovil grudasto zgradbo oziroma sistem manjših narivnih teles z luskasto narinjcnimi robovi, ki v bistvu leže avtohtono na svoji normalni podlagi (Kossmat, 1909 b, 116; 1910, 98). Winkler (1923, 1936) je zagovarjal narivno zgradbo in menil, da leže grude na tuji podlagi na velikih distancah. Limanovsky (1910) pa je razlagal geološko zgradbo ozemlja z arhitekturo obsežnih polegih gub.





11. sl. Izhodna struktura polegle gube s prvotno lego posameznih krovnih enot. Legenda na 8. sliki  
 Fig. 11. Sketch showing the original recumbent fold with initial position of single nappe structure units

Številni zbrani podatki ne govore v prid prvi tektonski interpretaciji tega dela zahodne Slovenije. K o s s m a t sam je večkrat izrekel mnenje, da medsebojna lega tektonskih gradbenih elementov povsem ustreza tipu krovne zgradbe (1906, 1910, 91—95; 1913 b). Vendar je našel številne pomisleke in sam zavrnil to razlago.

Idrijsko žirovsko in škofjeloško polhograjsko ozemlje po Kossmatovem mnenju ne more biti del enotnega pokrova. Na meji idrijsko žirovskega ozemlja in »tektonskega okna« poljansko vrhniških nizov je južno od Žirovskega vrha premik čedalje manjši in pri Logatcu leži na obeh krilih že enak gornjetriadni dolomit (K o s s m a t, 1903, 517).

Gornjetriadne plasti tega območja pripadajo dvema tektonskima enotama, ki se med seboj razlikujeta še po legi skladov. Zato pomisleki proti krovni zgradbi na tem območju niso utemeljeni.

Geološke razmere pri Gorici so bile K o s s m a t u eden izmed najbolj tehtnih dokazov proti krovni zgradbi tega dela zahodne Slovenije. Nariv Trnovskega gozda prehaja po njegovem mnenju proti zahodu v poleglo gubo. Severno od Gorice pa leže na severovzhodnem krilu goriško vipavske kadunje eocenske plasti z bazalnim konglomeratom na robni gubi Sabotina oziroma postopoma pogrezajočem se pokrovu Trnovskega gozda. Tako so po njegovih ugotovitvah navidezno samostojni »pokrovi« povsem zlepljeni s svojo zunanjo cono.

Podobno je K o s s m a t tolmačil tudi geološke razmere na območju litijske antiklinale, kjer njeno južno krilo potone normalno pod triadne plasti Dolenjske (K o s s m a t, 1909 a, b; 1910, 95; 1913 b).

Geološke razmere pri Gorici je W i n k l e r dobro poznal, jih upošteval in vendar našel novo interpretacijo obsežnih pokrovov med Trnovskim gozdom in Ljubljansko kotlino. Nastanek krovne zgradbe ozemlja je razlagal z vrtilnim gibanjem obsežne kameninske gmote okrog dveh fiksnih točk, in sicer okrog prve zahodno od Gorice in druge na območju litijske antiklinale. Tektonski mehanizem je označil kot upogib. V osi upogiba, ki poteka prav na ožjem idrijskem območju, je bila po njegovem mnenju dolžina narivanja največja. Vzhodno in zahodno od tod pa je intenziteta premikanj polagoma pojemala, dokler ni končno v fiksnih točkah popolnoma zamrla. Z vračanjem blokov v izhodiščno lego je W i n k l e r pojasnjeval prvotne oziroma nove medsebojne odnose posameznih tektonskih enot (W i n k l e r, 1923).

Nariv Trnovskega gozda je W i n k l e r označil kot razkosan nariv gube. Z zasukom za 30° do 40° okrog fiksne točke pri Gorici je ta prvotno južnoalpski tektonski element zavzel dinarsko lego. Glede na kredno tektonsko polokno pri Idriji pa je sklepal, da so se skladi zaradi vrtenja narinili na vzhodnem obrobju Trnovskega gozda že za 15 do 20 km proti jugu (W i n k l e r, 1923, 156).

Kanomeljsko tektonsko okno, vojskarsko tektonsko polokno in geoelektrične sonde E<sub>2</sub> in E<sub>3</sub> dokazujejo, da znaša dolžina nariva Trnovskega gozda na območju profila B (2. sl.) vsaj 18 km. Zaradi velike dolžine premikanj, ugotovljenih komaj 12 km vzhodno od »fiksne točke«, upravičeno dvomimo, da ta na tem območju res obstoji. Narivna ploskev se skoraj gotovo nadaljuje v flišnih plasteh še dalje proti zahodu in loči

eocenske sklade žirovsko trnovskega pokrova od enako starih kamnin goriško vipavske flišne cone. Luskanje med krednimi plastmi in eocenskimi skladi nad Solkanom (Winkler, 1923, 183) govori v prid tej domnevi.

Zaradi avtohtone lege Hrušice (Buser, 1964) je Winklerjeva interpretacija geoloških razmer na območju jugovzhodno od Idrije s starejšim in mlajšim narivom (Winkler, 1923, 190) nesprejemljiva.

Kot najtehtnejši argument proti razlagi tektonske zgradbe tega dela zahodne Slovenije s poleglo gubo sta Kossmat in Winkler navajala izostanek srednjega, inverznega krila gube (Kossmat, 1913 a, b; Winkler, 1923, 147).

Winkler je poznal obratno lego skladov na območju Cola. Vendar je zapletene geološke razmere tako na tem ozemlju kakor tudi v bližnji idrijski okolici razlagal kot komplikacije v osi upogiba (Winkler, 1923, 177).

Inverzne lege plasti čekovniškega in dela idrijskega pokrova starejši raziskovalci še niso poznali. Zato je moral tudi Limanovsky razlagati izostanek inverznih kril gub kot posledico drsenja, ki je dele gube medsebojno premaknilo (Limanovsky, 1910).

Po podatkih Limanovskega je Trnovski gozd skupno s pripadajočim škofjeloško polhograjskim ozemljem zgornja, Hrušica s poljansko vrhniškimi nizi in Dolenjskim krasom pa globlja polegla guba (Limanovsky, 1910).

Interpretacija idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda, kakršno je podal Limanovsky, je zelo blizu dejanskemu stanju, o spodnji polegli gubi pa nimamo novejših geoloških podatkov.

Medtem ko Kropačevo pojmovanje geološke zgradbe idrijskega rudišča s trojno prevrnjeno gubo ne ustreza (Mlakar, 1967), so njegove razlage strukture širšega idrijskega območja z veliko poleglo gubo dokaj pravilne (Kropač, 1912, 12—25, Fig. 2).

Berce je odklonil razlago obravnavanega območja z gubo in zanikal celo inverzno lego skladov v narivni zgradbi (Berce, 1962 a, 10). Lego gornjepaleozojskega glinastega skrilavca in grödenskega peščenjaka na gornjepermskih in spodnjetriadnih plasteh je razlagal kot diskordantno lego psevdofiljskih in psevdogrödenskih skladov, torej srednjetriadnih kamnin, na predlangobardskih strukturah (Berce, 1963, 146). Zato je sklepal na zelo intenzivno srednjetriadno tektoniko celo na območjih, kjer je skoraj ni.

V inverzni seriji paleozojskih in triadnih plasti idrijskega pokrova najdemo v Kanomlji v primerjavi z Bercetovimi podatki le neznatno erozijsko diskordanco med anizičnimi in langobardskimi skladi. Nasprotno pa je npr. narivni rob žirovsko trnovskega pokrova med Sedejem in Kurjo vasjo po tej interpretaciji podan kot pravilna lega psevdofiljskih skladov z langobardskim konglomeratom.

Dolžino narivov v zahodni Sloveniji so starejši raziskovalci različno ocenjevali. Razdaljo med severnim obrobjem tektonskega polokna poljansko vrhniških nizov in narivnim robom nad Vipavsko dolino, ki znaša okrog 40 km, je obravnaval Limanovsky (1910) kot dolžino nariva

Trnovskega gozda. Winkler pa je menil, da znaša maksimalna dolžina nariva Trnovskega gozda okrog 25 km (Winkler, 1923, 176).

Na podlagi rezultatov geoloških in drugih raziskovalnih metod menimo, da je velikost narivov, kakršno je zagovarjal Winkler, v tem delu Slovenije povsem utemeljena. Ker predstavljajo gornjetriadne plasti Kopačnice avtohtono podlago ali pa čekovniški pokrov, moramo dolžino narivov povečati na okrog 30 km.

Večji del Trnovskega gozda in idrijsko žirovskega ozemlja je alohton. Na območju Trnovskega gozda leži na eocenskih plasteh, v bližnji idrijski okolici pa na krednih skladih. Zaradi krovnega poševnega reza avtohtone podlage lahko pričakujemo jurske plasti pod starejšimi kameninami v coni Vrhnika, Zaplana, Rovte, Žiri. Severno od tod pa je lega triadnih skladov pod paleozojskimi kameninami Žirovskega vrha spet dokazana. Korensko cono pokrovov iz bolj strmo ležečih skladov moramo torej iskati severno od Gorenje vasi, a je verjetno prekrita z mlajšimi pokrovi. Zato bodo novi podatki s tega območja zelo pomembni za pravilno interpretacijo tektonske zgradbe zahodne Slovenije.

Na istem območju je iskal korensko cono pokrovov tudi Winkler (1923, 165), medtem ko se po podatkih Limanovskega (1910) nahaja šele na območju litijskega svoda.

Na podlagi podatkov z idrijskega ozemlja ne moremo točneje opredeliti starosti terciarne krovne zgradbe. Vsekakor pa je večji del deformacij posteocenski.

Krovna zgradba je presekana s sistemom dinarskih prelomov, izmed katerih so najpomembnejši idrijski prelom ter preloma Avče—Dol in Zala. Brez dvoma so to najmlajše tektonske deformacije na tem prostoru, saj sta ob njih premaknjena tako avtohton kakor tudi alohton (2. sl. profil C; Mlakar, 1967, sl. 5).

Po starejših literaturnih podatkih se je ob dinarskih prelomih vedno pogreznilo severovzhodno krilo glede na jugozahodno (Kossmat, 1909b, 116; Winkler, 1923, 126). Novejši podatki pa kažejo, da gre ob idrijskem prelomu za horizontalna desna premikanja blokov na razdaljo do 2,5 km (Mlakar, 1964). Enake premike lahko pričakujemo tudi ob drugih dinarskih prelomih celo na širšem območju.

Idrijski prelom je po mnenju Winklerja pliocenske starosti, saj je ob njem premaknjen celo mladopliocenski ravnik (Winkler, 1936, 241). Zasnovan pa je bil že nekoliko preje (Kossmat, 1909b, 121), po Winklerjevih podatkih celo v miocenu (1923, 225).

## POVZETEK

Širšo idrijsko okolico karakterizira staroterciarna krovna zgradba, raziskana z rudarskimi deli in številnimi vrtinami. Ozemlje je zelo bogato s tektonskimi gradbenimi elementi, značilnimi za krovne strukture.

V krovni zgradbi sodelujejo vse plasti od mlajšega paleozoika do starejšega terciarja.

Avtohtono podlago grade mezozojske plasti in staroterciarni skladi v normalni superpoziciji. Prvi, koševniški pokrov, ki ga lahko označimo tudi kot paravtohton, je iz krednih kamenin v pravilni legi. Gornjetriadne plasti ter ponekod še jurski in kredni skladi v obratnem stratigrafskem zaporedju grade drugi — čekovniški pokrov. Tretji — idrijski pokrov sestoji iz paleozojskih in triadnih plasti v normalni in inverzni superpoziciji. V zgradbi četrtega, žirovsko trnovskega pokrova pa sodelujejo vse plasti od mlajšega paleozoika do eocena v pravilni stratigrafski legi.

Krovnna zgradba, nastala pod vplivom tangencialnih sil, usmerjenih s severa in severovzhoda, je končni stadij deformacije velike poleggle gube. Avtohtona podlaga, koševniški pokrov in del idrijskega pokrova z normalnim zaporedjem plasti predstavljajo spodnje krilo poleggle gube. Čekovniški pokrov ter inverzni del idrijskega pokrova pripadajo srednjemu krilu. Zgornje krilo gube pa je ohranjeno v žirovsko trnovskem pokrovu. Vse krovnne enote so spodaj omejene z bazalnim in zgoraj krovnim poševnim rezom.

Na idrijskem območju je ugotovljena intenzivna srednjetriadna tektonika. Ob prelomih s smerjo sever—jug in vzhod—zahod so se bloki radialno premikali za več 100 m. Srednjetriadna labilna cona je embrionalna struktura staroterciarne krovnne zgradbe.

Tržaško komenska planota, goriško vipavska flišna cona, Hrušica, logaška planota in poljansko vrhniški nizi so avtohtona podlaga glede na Trnovski gozd in idrijsko žirovsko ozemlje. Gornjetriadne plasti Zaprane pripadajo čekovniškemu pokrovu. Stik idrijsko žirovskega ozemlja in poljansko vrhniških nizov je narivna ploskev, nagnjena proti zahodu. Idrijsko žirovsko in škofjeloško polhograjsko ozemlje pa sta del enotnega pokrova.

Večji del Trnovskega gozda in idrijsko žirovskega ozemlja je alohton. Dolžina narivanja je 25 do 30 km. Korcensko cono moremo iskati severno od Gorenje vasi.

Starosti krovnne zgradbe ne moremo natančneje določiti, vendar večji del deformacij izvira iz posteocenske dobe.

Avtohton in alohton sta presekana s sistemom dinarskih prelomov. Ob njih so sledovi horizontalnih desnih premikov do 2,5 km. Prelomi so verjetno pliocenske starosti.

## NAPPE STRUCTURE OF THE IDRIJA—ŽIRI REGION

*Ivan Mlakar*

With 11 Figures

### INTRODUCTION

Since 1963, detailed investigations have given numerous proofs for the nappe structure of the wider surroundings of Idrija. Nearly all tectonic elements characteristic for Alpine nappe structures were ascertained and confirmed by deep bore holes.

## STRATIGRAPHIC AND LITHOLOGIC DATA

In the Idrija region Upper Paleozoic strata, nearly all Triassic horizons, Cretaceous and Eocene beds are found (Fig. 1). Jurassic rocks do not occur up to Trnovski gozd (Trnovo forest) southwest of Idrija (Fig. 2).

**Permo-Carboniferous beds.** Black and dark grey clay shale with lenses of grey siltstone and quartz sandstone represent without doubt the oldest rocks in the Idrija—Žiri region. However there are no definite proofs neither for Carboniferous nor for Permian age of these beds (Mlakar, 1967). Their thickness could not be determined, but it exceeds 350 m.

**Permian beds.** Grey and red shale, siltstone, quartz sandstone, and conglomerate form always the footwall of the paleontologically well defined Upper Permian dolomite and limestone. Therefore they are ranged into the Sosio stage of the Permian system (Gröden beds). In the Idrija ore deposit their thickness varies from 10 to 40 m, but in the northeast of Idrija it exceeds 600 m (Omaljev, 1967).

The Upper Permian beds contain the coral *Waagenophyllum indicum* Waagen et Wentzel, the snail *Bellerophon* sp., and the alga *Gymnocodium bellerophon* Rothpletz. In the surroundings of Rovte the Upper Permian dolomite abounds with gypsum. The thickness of the Upper Permian beds reaches up to 70 m.

**Triassic beds.** The sedimentation between the Permian and Triassic periods was continuous. Upper Permian beds are overlain by Lower Scythian dolomite with stylolites on bedding planes, of a thickness of 10 m. In the middle of the lower portion of Lower Scythian beds there occurs rhythmic alteration of grey granular and sandy micaceous dolomite. The thickness of the Lower Scythian dolomite is about 150 m.

The dolomite is overlain by greyish green and reddish calcareous micaceous shale, and sandstone including lenses of oölitic limestone. The thickness of the beds reaches up to 150 m.

In the sandy micaceous dolomite *Claraia clarai* Emm., *Pseudomonotis telleri* Bittner is found. In the sandy micaceous shale and oölitic limestone *Pseudomonotis venetiana* Haucr, *Myacites fassaensis* Wism., and *Pecten discites* Schl. occur.

The lower part of Upper Scythian beds is composed of grey granular dolomite, rarely bedded dolomite occurs. In the upper part alternate grey marly shale and limestone. In some places reddish brown sandy shale is interbedded between dolomite and limestone.

The upper part of the dolomite contains a layer with crinoids. The limestone abound with fossils, such as *Tirolites idrianus* Mojs., *Tirolites carniolicus* Mojs., and *Natiria costata* Münst. The dolomite is up to 150 m thick, the calcareous marly beds up to 200 m.

Anisian dolomite extends over relatively small parts of the region. The dolomite is grey and crushable. Of the collected fossil relicts only *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić is a key-fossil for the Illyrian substage of Anisian. The thickness of the dolomite reaches 300 m. Due to Middle Triassic erosion it has been partly or entirely removed.

The sedimentation in the Mesozoic era in the Idria region was for the first time interrupted at the end of the Anisian stage, according to the data as collected up to now. Different types of sedimentary facies within Langobardian strata indicate a variegated environment of sedimentation. The considerable thickness of the clastic and pyroclastic sediments, the angular unconformity as well as important stratigraphical breaks suggest orogenic movements and volcanic activity during Ladinian stage (Kossma t., 1898, 1936).

Fassan strata could not be proved by paleontological research in the Idrija region up to now. The basal sediments of Langobardian strata are quartz sandstone, in some places bauxite, or black clayey shale and sandstone, nominated Lower Skonca horizon.

On a large area the older beds are directly overlain by Langobardian conglomerate, composed of gravel originating from Anisian, Scythian and even Upper Permian rocks. Between Idrija and Rovte the thickness of the conglomerate exceeds in some parts 400 m.

The conglomerate is overlain by reddish calcareous sandstone and shale, with a thickness of a few tens of metres.

The Upper Skonca horizon represent grey calcareous shale and sandstone, of a thickness up to 70 m.

The beds are covered by grey or dark grey compact limestone with chert. Its thickness varies from a few metres up to 100 m in the vicinity of Rovte.

The youngest Langobardian stratigraphic unit is tuff and tuffite with chert. Porphyrite, orthophyre and quartz keratophyre tuffs of thicknesses up to 80 m, are found. Keratophyre and diabase occur near Stopnik, and Ravne nearly 13 km northwest from Idrija.

The thickness of the Langobardian beds varies quickly in lateral direction, some of the units are even thinning out. In areas which were sinking during the Middle Triassic the Langobardian strata profile is more complete, elsewhere only younger stratigraphic units can be found.

Up to now in the basal conglomerate and sandstone no fossils were found. The Lower and Upper Skonca horizons are abundant with vegetable remains (Lipold, 1874). In the limestone, tuff and tuffaceous marl occur between others: *Joanites deschmani* Mojs., *Posidonia wengensis*, *Daonella lommeli*, *Trachyceras idrianum* Mojs.

Cordevol beds. Frequent changes in sedimentation environment reflect in the Cordevol beds as well. These beds are composed of white granular dolomite, light grey reef limestone and platy limestone with chert. Dolomitic development of Cordevol strata with intercalations of reef limestone occurs mainly in areas without significant stratigraphic breaks between the Anisian stage and the Langobardian substage. Calcareous development of Cordevol strata occurs only in areas of intensive Middle Triassic tectonic.

In the dolomite of a thickness up to 250 m, *Diplopora annulata* and *Thecosmilia* cf. *chladrata* Emmr. occur. In the black limestone, which is near Rovte 400 m thick, fossile remnants of *Avicula tofanæ*. *Cidaris dorsata*, *Diplopora annulatissima*, *Myalina eduliformis* are abundant.

**Carnian beds.** Changes of facies persist already in the lower part of the Carnian strata, consisting of grey granular dolomite, platy limestone, variegated sandstone, marl, shale and megalodontid limestone. In the dolomitic development of Cordevol beds the lower portion of Carnian strata consists of platy limestone. In Rovte, Cordevol and Carnian limestones join without interbedded dolomite. Carnian limestone is about 30 m thick, Carnian dolomite, however, only a few metres.

The megalodontid limestone, which is in places up to 100 m thick, divides the clastic series of Carnian beds into two parts. By alternation of dolomitic and shaly layers the upper sandy shaly Carnian horizon grades into Norian dolomite. The total thickness of Carnian strata was assessed at 400 to 500 m (Fig. 3, Section 2; Fig. 4, Section 7).

Fossile remains are very abundant, specially in limestone. Most frequent are *Myophoria kefersteini*, *Pachycardia rugosa* and *Hoernesia bipartita*.

**Norian beds.** In the Idrija region only the lower part of Norian dolomite occurs. Its thickness amounts to about 1200 m.

The dolomite is light grey, crushable, and usually bedded. For the first 30 to 50 metres of Upper Triassic dolomite intercalations of yellowish-brown or grey dolomitic marl are distinctive. About 40 to 50 metres above the Carnian beds, two layers of grey cavernous limestone appear. Norian dolomite contains *Megalodus triqueter* Wulf., *Worthenia solitaria* Benn., and *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz (Buser, 1964).

**Cretaceous beds.** The Lower Cretaceous is represented by dark grey bedded bituminous limestone with thin layers of grey granulated dolomite. In the limestone Requieniae and Orbitulinae occur.

To the Upper Cretaceous belongs light grey and white massive rudistid limestone. Besides macrofauna *Radiolites beaumontis* var. Toucas, abundant microfossils were found: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Nezzazata* cf. *simplex* Omara, and others.

The thickness of the Cretaceous strata could not be accurately measured, but it amounts to a few hundred metres.

**Eocene beds.** In the Idrija region the geosynclinal sedimentation terminates with Eocene beds. They overlie unconformably the Upper Cretaceous beds, and consist of greyish-green Flysch marl, more rarely sandstone, in which *Nummulites* cf. *atavicus*, *Alveolina* cf. *oblonga* and other fossils appear. In the Idria region the maximum thickness of Eocene strata is 120 m.

**Quaternary sediments** occur along the Idrija river and some larger creeks. Scree accumulated at the foot of steeper slopes.

## ANALYSIS OF THE NAPPE STRUCTURE

The tectonic contact of Triassic and Paleozoic strata with Cretaceous limestone in the vicinity of Idrija has been described nearly a century ago by Lipold (1874). However, only recent exploration drilling yielded sufficient data to describe the structures as imbricate thrusts (Berce, 1958). Stratigraphic data collected in 1957 made a more detailed analysis



of the imbricated thrusts possible (Mlakar, 1959). Now the structural units, formerly called imbricate, are considered as nappes, which follow in the order:

Žiri—Trnovo nappe  
Idrija nappe  
Čekovnik nappe  
Koševnik nappe  
Autochthonous basement.

**Autochthonous basement.** In the vicinity of Idrija the autochthonous basement is composed from Upper Cretaceous and Eocene rocks (Fig. 1 and Fig. 5). The Upper Cretaceous limestone overlain by Eocene Flysch appears to the surface only in the valley of the Idrijca river, in the tectonic window Strug and in the Bevk window in the valley of the Nikova river. The borehole 1/50 indicates a thickness of the Upper Cretaceous limestone exceeding 500 m.

Eocene rocks, unconformably overlaying the Senonian limestone (Fig. 6), are found in the valleys of the rivers Idrijca and Nikova, and in the Kanomlja area as well. Their upper boundary is the thrust plane of the first nappe (Fig. 7). The borehole 3/52 proves the continuity of Eocene strata in the Bratuševa grapa with the Flysch outcrops in the Nikova valley. The Bratuš and Kanomlja windows are of the triple type, and represent a rare tectonic phenomenon even for the whole Alpine region.

According to data from other boreholes, the area of Eocene strata covered by older sediments amounts to at least 22 square km.

Southwest, south, and southeast of Idrija the autochthonous basement is composed of different tectonic units (Fig. 8). The Trst—Komen plain, Hrušica, and Logatec plain are parts of a large plateau of Mesozoic rocks, syncline shaped in the Vipava region, and cut by the Predjama and Idrija faults. The beds dip slightly under Trnovo forest, and show only in the area northwest and west of Postojna a tendency of thrusting over the Eocene Flysch.

The main characteristics of this plateau are the Mesozoic age of the rocks, their great thickness, simple tectonic structure, and on its northern border the onlapping of Eocene beds over the Upper Cretaceous limestone.

The structural unit outcropping in the Kanomlja, Bratuš, Bevk. and Strug windows shows the same characteristics as the structure of the southern and south-eastern border of Trnovo forest. Therefore it can be considered as autochthonous basement.

The continuity of the autochthonous basement between Idrija and the Vipava valley is interrupted by the Koševnik nappe near Novi svet, and in the west by the Trnovo forest. If the extension of Eocene strata below the Trnovo forest were known, the question of the size of the old Tertiary thrusts in western Slovenia could be answered.

Geoelectrical soundings by the apparent resistivity method (Ravnik, 1962) have shown in the point E3 (Fig. 8), distance of 6,5 km from the thrust border, Flysch beds of low resistivity in the depth of about 1700 m (Mean sea level —600 m). In point E2 the same rocks seem to be about

1070 m (M. s. l.—50 m) below the surface. Between Col and Črni vrh in point E6 the low resistivity layers are in a depth of 600 m (M. s. l.—50 m). In point E5 the same layers seem to be deeper, at a depth of 1125 m (M. s. l.—270 m). According to geophysical measurements the thrust plane dips between  $8^{\circ}$  and  $18^{\circ}$  towards northeast (Ravnik, 1962). The low resistivity layers can only be Eocene Flysch, as the Carnian sandy shale thins out due to its steep dip most certainly already in the vicinity of Smrekova draga (Fig. 2, Section B—B').

Eocene strata enclose the Trnovo forest from the south and southeast, and dip under it. In the Idrija region they are overlain by older beds on an area of at least 22 square km.

Therefore a continuity of the Eocene strata between Vipava—Podkraj area and the Flysch in the tectonic windows of Bevk, Bratuš, Kanomlja, and Strug can be assumed. This connection is covered by the Mesozoic beds of the Trnovo nappe (Fig. 2, Section B—B' and C—C', and Fig. 8). The thrust plane is syncline shaped.

According to data, obtained by geophysical measurements and from bore holes 1/50 and 4/52 it can be concluded, that the distance of thrust of the Trnovo forest over Eocene strata amounts to about 20 to 25 km. Along the thrust plane the nappes are underlain by older and older beds of autochthonous basement. Therefore one can maintain, that the autochthone basement's top plane is an oblique sectional plane.

**Koševnik nappe.** The larger part of Cretaceous limestone in the vicinity of Idrija belongs to the Koševnik nappe. It lies over the Eocene Flysch in the shape of a 300 m thick slab. In the northeast it consists of Lower Cretaceous, in the southwest of Upper Cretaceous limestone.

According to data from geological surveying of the surface, from mining works and exploratory drilling, the area of the Cretaceous beds of the Koševnik nappe in the vicinity of Idrija amounts to about 60 square km.

The Koševnik nappe is confined on bottom and top by oblique sectional planes. The Cretaceous strata dip slightly towards southwest.

In the whole area between Marožice, Kanomlja, Ljubevč, and partly even to the thrust front in the Vipava valley (Slokarji, Streliški vrh), the Cretaceous limestone is underlain by Eocene Flysch, in a length of 10 km. This is therefore the minimum distance of thrust of the first nappe over the autochthonous basement.

The Cretaceous strata of the Koševnik nappe are in normal stratigraphic position, characteristic for the autochthonous basement. Therefore they are considered to be a part of the autochthonous basement, broken off and displaced towards southwest. Due to its position and origin, the Koševnik nappe can be treated as a parautochthonous nappe (Fig. 9).

**Čekovnik nappe** consists of Norian dolomite and Carnian beds.

The Upper Triassic rocks form a slab of maximum thickness of 300 m, on the average 150 to 200 m.

In the Čekovnik nappe the Carnian beds pass gradually over into Norian dolomite only in the area Mizni dol—Gradišče, on the eastern border of the map. Elsewhere the contact between these rocks is a thrust-

plane. Frequent shale intercalations in the Norian dolomite prove that it belongs to the lower horizons of Upper Triassic dolomite.

The Čekovnik nappe lies in inverted stratigraphic position. Data from boreholes 1/50, V/21, Č/5, R/10 and others show, that the area where Upper Triassic beds are overlain by older rocks amounts to at least 70 square km. The Pevc tectonic klippe proves a former continuity of the nappe in the area Čekovnik—Koševnik—Godovič.

In the east of Col below the Upper Triassic dolomite there are Jurassic and Cretaceous beds, whereas Carnian rocks overlaying Norian dolomite can be found only in the northeast of the line Hotedrščica—Krekovše. Smaller lenses of Carnian rocks overlaying Norian dolomite can be explained as dislodged slices broken off from the Čekovnik nappe. The existing data show that the Čekovnik nappe is confined by a lower and an upper oblique sectional planes as well. The distance between Col and the boreholes 1/50 and Č/5, amounting to about 16 km, is the minimum thrust distance of this nappe in southern and southwestern direction.

**The Idrija nappe** is the most complicated nappe unit in the structure of the Idrija—Žiri region, but it was relatively well explored by numerous boreholes and by mining works in the Idrija ore deposit. The nappe is composed by rocks ranging from the Younger Paleozoic to the Norian stage of Triassic. A part of the beds of the Idrija nappe is repeated. Therefore the third nappe is treated as consisting of two parts (III/1 and III/2).

The first part of the Idrija nappe is considerably thinner than the second, and its area is smaller as well. Only beds belonging to Younger Paleozoic and Lower Triassic occur.

The strata of the first part of the Idrija nappe have been found and identified below the Idrija ore deposit by drilling (Mlakar, 1967, Fig. 5). Paleozoic and Lower Triassic strata, about 65 m thick, are in inverted stratigraphic position. In the same cross-section, in the northeast of the Idrija fault, the thickness of the first part of the Idrija nappe is only 6 to 30 m.

Between Log and Medvedje brdo the first part of the Idrija nappe builds on the surface a 6,5 km long belt at the contact between Upper Triassic strata of the Čekovnik nappe and the second part of the Idrija nappe. It consists of Paleozoic beds only, with a maximum thickness of 100 m. There are no sufficient data to discuss inverted or normal stratigraphic position. The first part of the Idrija nappe covers an area of about 15 square km, but tectonic remnants near Lenart show that it was wider spread formerly (Fig. 5).

The second part of the Idrija nappe is found in a zone of 26 km in length between Zgornja Kanomlja and Rovte. Northwest of Idrija its strata lie everywhere in inverted position, in the east of Idrija the stratigraphic sequence is normal. The area of the Idrija ore deposit is of a transitional character: here strata can be found in normal and in inverted position, and in subvertical position as well.

The inverted structure of the second part of the Idrija nappe consists in the area between Kanomlja, Nikova and Slanice of all strata from

Younger Paleozoic to Carnian. The thrust planes inside the nappe complicate the otherwise relatively simple positional relationship between the rocks.

In the northeast of the Idrija fault the inverted structure of the second part of the Idrija nappe is 250 m thick. It was explored by drilling (Mlakar, 1967, Fig. 5). In the lower parts of the Idrija ore deposit Paleozoic and Lower Triassic strata lie as a rule in inverted or subvertical position. In higher parts of the ore deposit mainly Anisian and Langobardian beds are found.

The rocks of the lower and upper parts of the ore deposit are divided by a subhorizontal fault plane which originated by rotation of a Middle Triassic subvertical fault. The same age and origin is attributed to the contact between Paleozoic and Middle Triassic strata in the hanging wall of the Idrija ore deposit (Mlakar, 1967, Fig. 8).

In the immediate vicinity of Idrija, the Idrija nappe is nearly everywhere covered by the Žiri—Trnovo nappe. The second part of the Idrija nappe appears on the surface only southeast of Urbanovec, in the shape of a narrow, 11 km long belt, extending towards Rovte.

The Urbanovec—Zovčan fault strikes east-west and joins the Idrija fault near Sedej, dividing the Idrija nappe into two blocks. In the northern one only Paleozoic rocks are found, whereas in the south Triassic, in some places also Upper Permian rocks are preserved. The fault dips steeply northwards, and Paleozoic and Triassic rocks are in contact along it in a height of a few hundred metres. In the Čekovnik and Žiri—Trnovo nappes the fault does not reflect. Data collected up to now show the age of the fault as Middle Triassic, and indicate that it might be an extension of a great fault within the Idrija ore deposit. The subparallel Dolenc fault, situated some hundreds of metres in the south, corresponds to the boundary between the lower and upper structure of the Idrija ore deposit.

Between Sedej and Mravljšče, Langobardian beds are underlain by different older stratigraphic units. Pre-Langobardian and Langobardian rocks are cut by faults of northwest-southeast, north-south, and east-west directions. In the first part of the Idrija nappe and in the Čekovnik nappe, these faults die out. Their age is pre-Langobardian but they have been active in the whole Ladinian stage of the Triassic.

Similar relations between Langobardian and pre-Langobardian structures exist farther in eastern direction, and especially in the Kuhu—Kotlina area. Just here Kossmat found the best proofs for the expressive unconformity within the Triassic (Kossmat, 1898). Berce has chosen this area to illustrate the Middle Triassic tectonic in the Idrija region (Berce, 1963, Fig. 2).

In the Kuhu—Kotlina area the Langobardian beds have after peneplanation transgressed over differently uplifted blocks of Lower Triassic and Anisian rocks, which are mutually separated by subvertical faults. The angle between pre-Langobardian beds and the Middle Triassic erosional-tectonic unconformity plane does not exceed 15° to 20°.

In southwestern direction Langobardian beds of the second part of the Idrija nappe are overlain by Cordevol, Carnian, and Norian beds.

On the northern side of the upthrown block of Paleozoic strata proofs for Middle Triassic tectonic can be found, similar to those in the Kuhu—Kotlina area.

Erosional remnants of Gröden sandstone on Norian dolomite eastwards of Rovte are called Petkovec tectonic klippe.

The second part of the Idrija nappe below the Žiri—Trnovo nappe in the area near Rovte, was ascertained by deep drilling (Fig. 4, Sections 6 and 7).

In the Idrija area itself the second part of the Idrija nappe extend in an area of 87 square km. In the west of Idrija the beds, in inverted stratigraphic position, extend over an area 8 km long and about 3.5 km wide, i. e. 28 square km; additional geological data allow to increase this area for further 3 sq. km.

Cross-section show the Idrija nappe as being lense-shaped, of a width varying from 5 to 10 km, slightly dipping in northern or northeastern direction.

The beds of the Idrija nappe are part of an overturned syncline, opened to the southwest. Its Kanomlja part belongs to the upper — inverted limb, the Veharše—Rovte part to the lower — normal limb of the overturned syncline; the Idrija ore deposit is in its core (Fig. 11).

In the overturned syncline the Middle Triassic faults of subvertical type have differing positions in the limbs and core. In the ore deposit they are subhorizontal (Mlakar, 1967).

In the ore deposit the Idrija nappe consists of two wedges, called the first and the second part of the nappe (Mlakar, 1967, Fig. 5). The length of the wedges is about 2 km.

Similarly as all formerly described nappes, the first as well as the second part of the Idrija nappe are confined on bottom and top by oblique sectional planes. In section 7 (Fig. 4) drilling has shown one of the largest bottom oblique sectional planes in the Idrija—Žiri region. It includes beds ranging from Paleozoic to Upper Triassic.

The width of the Idrija nappe represents simultaneously also the minimum thrust distance of this structural unit in southern or southwestern direction, respective to the basis formed by the Čekovnik nappe.

The Žiri—Trnovo nappe consists in the Idrija region of strata ranging from Younger Paleozoic to Upper Triassic. Nearly everywhere the beds are in normal stratigraphic position.

The normal succession of strata of the Žiri—Trnovo nappe from Scythian to Upper Triassic can be clearly seen in the Vojsko plain as well as in the Krekovše area. Southeast of Tratnik an inversion of Carnian strata within the Žiri—Trnovo nappe can be seen. However, this inverse position occurs in this locality only.

In the extensive area between Fežnar and Idrija, northeast of the Idrija fault Scythian and Anisian beds are in normal stratigraphic sequence. In some places Cordevol dolomite can be found, overlaying unconformably the Anisian dolomite.

The erosion remnant of Upper Scythian marly limestone, overlaying Upper Paleozoic beds in the south of Milanovec is called Sivka tectonic klippe.

Over the ore deposit there are Lower and Upper Scythian beds in normal stratigraphic sequence, overlain unconformably by Langobardian beds. The relations in the northern slope of Govekarjev vrh are of similar nature.

In a zone of about 7 km length between Urbanovec and Kurja vas the Langobardian conglomerate of the Žiri—Trnovo nappe joins along a thrust plane the Upper Paleozoic clayey shale and in some places Gröden sandstone of the second part of the Idrija nappe. On the contrary, in the full length of the northern border of this zone the conglomerate lies on Anisian dolomite. Farther northwards below the dolomite are the older stratigraphic units, dipping slightly in southern direction. Near the northern border of the map the Lom—Zavratac fault can be seen, which splits south of Bizjak into two, the northern called Logar fault. Both faults are probably of Middle Triassic age.

The Žiri—Trnovo nappe is distinguished by normal stratigraphic sequence, great thickness and by the large dimension of the bottom oblique sectional plane. It includes all beds from Younger Paleozoic in the northeast (Cerkno—Žiri), to Older Tertiary in the western part of Trnovo forest.

In the whole area from the thrust front in the Vipava valley to the drilling sites R/11, Č/5, V/21, 10/57 and K/1 (Fig. 8), the Žiri—Trnovo nappe is underlain by different beds belonging to various nappe units (Fig. 2). Besides the interpretation based on the extent of the Eocene Flysch, these data indicate a minimum thrust distance of 20 to 25 km as well.

## ORIGIN OF THE NAPPE STRUCTURE

In the individual nappes inverted sequences of strata over an area of several 10 square kilometres have been proved. Therefore we think, that the nappe structure of the Idrija—Žiri region represents the final form of deformation of an extensive recumbent fold.

The autochthonous basement, the Koševnik nappe, and the Veharše—Rovte part of the Idrija nappe represent the trough limb of the overturned fold. The Čekovnik nappe and the inverted beds of the Idrija nappe from the Kanomlja area are the inverted — middle limb, whereas the normal limb has been preserved in the Žiri—Trnovo nappe (Fig. 11).

Horizons of sandy shale, such as Upper Paleozoic, Carnian and Eocene strata, were of particular influence for the separation and movements of the nappes, acting as lubricating layers.

The main portion of the core of the recumbent fold occupies the Idrija nappe. In this structural unit the region of most intense Middle Triassic tectonic activity can be observed between Idrija and Rovte, in a distance of 15 km. It can be concluded, that this Middle Triassic labile zone was the place of origin of the Old Tertiary nappe structure.

When evaluating thrust distances of individual nappes, it has to be considered that the data as given represent the final effect of two phases of rock movements. During the phasis of plastic rock deformation the beds moved southwest due to the increase of size of the overfold. Only during the second phasis the beds were overthrust. The width of the inverted structures will therefore correspond to the distances of movements during the first phasis.

Gravitational effects during the development of the nappe structure has not been studied up to now.

## TECTONIC REGIONS OF WESTERN SLOVENIA

According to the existing nomenclature and division into tectonic regions, (Kossmat, 1910, Rakovec, 1956), the discussed territory belongs to the Idrija—Žiri region and to the Trnovo forest, which are two tectonic units of the western part of the Sava folds (Posavske gube). The Sava folds are part of a geotectonic unit of higher order, i. e. of the Southern Calcareous Alps.

According to Winkler (1923) the Trnovo forest is a Southern Alpine element. Kossmat (1913b), on the contrary considers it a part of the Dinaric system.

Sikošek (1958), Aubouin (1960, 1964), Belostockij (1965) and Čirič (1967) see the boundary between Alps and Dinarides near the northern border of Slovenia in the Alpine-Dinaric root scar.

The involved question of the Alpine-Dinaric boundary will not be discussed here, but some new data about the tectonic relationship between the Idrija—Žiri territory and the surrounding tectonic units will be given, as an outline of previous theories about the tectonic structure of this region.

According to Buser (1964), Hrušica and Trnovo forest are not a part of one single nappe as Winkler thinks. Buser considers Hrušica with Nanos as being an autochthonous or parautochthonous unit.

The Logatec plain is part of Hrušica, moved in southeastern direction along the Idrija fault (Fig. 8).

The contact between the Žiri area and the Poljane—Vrhnikaridges is a thrust plane, dipping  $10^{\circ}$  to  $20^{\circ}$  westwards (Fig. 2, Section A—A'). The dip increases in northern areas.

Upper Triassic beds in the Zaplana area are in inverted stratigraphic position, and are an immediate eastern continuation of the Čekovnik nappe (Fig. 2, Section A—A').

The Idrija—Žiri region and the Škofja Loka—Polhov gradec region are part of one single nappe. The Poljane—Vrhnikaridges are a large tectonic half-window, as already defined by Limanovsky (1910) and Winkler (1923).

The Paleozoic beds of the Idrija—Žiri region are in the Cerčno and Škofje area underlain by Middle Triassic rocks, proved by deep structural drilling (Grad, 1967).

The Paleozoic and Triassic beds of the Idrija—Žiri area and the Upper Triassic, Jurassic, Cretaceous and Tertiary beds of the Trnovo forest should be considered as a normal stratigraphic sequence. For a discussion of the Alpine-Dinaric boundary both regions should be considered as one entity.

All nappe units encountered in the southwest of the Idrija fault are found on the opposite side as well. Therefore the Idrija fault cannot be the boundary between the Alps and the Dinarides as considered by Rakovec (1956).

Kossmat has explained the tectonic structure of this area by upthrown blocks and systems of smaller overthrust bodies with imbricated fronts, lying in autochthonous position over their basement (Kossmat, 1909b, 1910). Winkler argued for the nappe structure theory, with great distances of thrust (1923, 1936). Limanovsky (1910) explained the geological structure of this region by large overturned folds.

The numerous data collected up to now speak against the upthrown blocks theory. Winkler's overthrust theory suits the actual geological structure of the region, but many data support Limanovsky's overturned fold theory as well. The existing data sustain an interpretation, which may be considered as a compromise between both.

The nappe structure of the Idrija—Žiri region including the Trnovo forest as well is the final stage of deformation of a large recumbent fold. The original structure of the fold can be proved in this area only by inverted beds in individual nappes.

Due to the large distances of thrust as shown in the section B—B', the existence of Winkler's (1923) "fixed point" near Gorica is questionable. The thrust plane of the Trnovo forest most probably continues in Flysch beds in western direction, dividing Eocene beds of the Žiri—Trnovo nappe from rocks of the same age belonging to the Gorica—Vipava Flysch zone.

The distance of thrust of about 25 km, as assessed by Winkler, can be in this region considered fully acceptable. According to the position of the Upper Triassic dolomite which underlies Paleozoic beds near Kopačnica, this distance should even be increased to 30 km. The root zone of the nappes should be in the north of Gorenja vas.

Data from the Idrija region are not sufficient to determine the age of the nappe structure exactly, but it is evident that most of the deformations took place in the post-Eocene era.

The nappe structure of the Idrija—Žiri and Trnovo forest regions is dissected by a system of faults in dinaric direction, the most important being the Idrija fault, Avče—Dol, and Zala fault. Younger tectonic deformations exist as well, as dislocations in the autochthon and the allochthon are observed.

Along the Idrija fault exists a right, horizontal displacement of 2,5 km (Mlakar, 1964). According to Winkler, this fault is of Pliocene age, as the Young Pliocene plateau has been displaced as well (Winkler, 1936).



## CONCLUSIONS

The wider surroundings of Idrija are characterized by an Old-Tertiary nappe structure, which was examined by mining works and drilling exploration.

In the nappe structure all strata from Young Paleozoic to Old Tertiary are represented.

The autochthonous basement is built up of Paleozoic, Mesozoic, and Old Tertiary beds. The first nappe denoted after Koševnik, is parautochthon, consisting of Cretaceous rocks in normal stratigraphic sequence. Upper Triassic strata and in some places Jurassic and Cretaceous beds as well, in inverted sequence, build the second — Čekovnik nappe. The third — Idrija nappe, consists of Paleozoic and Triassic beds in normal or inverted superposition. In the fourth — Žiri—Trnovo nappe, all strata from younger Paleozoic to Eocene are represented in normal stratigraphic sequence.

The nappe structure, formed due to tangential forces from the north or northeast, is the final stage of deformations of a large recumbent fold. The trough limb of the recumbent fold is built up from the autochthonous basement, Koševnik nappe and a part of the Idrija nappe in normal sequence of beds. The Čekovnik nappe and the part of the Idrija nappe in inverted sequence, represent the inverted — middle limb. The Žiri—Trnovo nappe forms the normal limb.

All nappe units are confined on top and bottom by oblique sectional planes.

In the Idrija region intense Middle Triassic tectonic activity took place. Along faults in north-south, and especially in east-west direction, radial displacements of blocks for distances of a few hundred metres took place. The Middle Triassic labile zone is the place of origin of the Old Tertiary nappe structure.

The Trst—Komen plain, Gorica—Vipava Flysch zone, Hrušica, Logatec plain and Poljane—Vrhnikaridges form the autochthonous basement in respect to the Trnovo forest and Idrija—Žiri region. The Upper Triassic beds in the Zaplana area belong to the Čekovnik nappe. The contact between the Idrija—Žiri region and the Poljane—Vrhnikaridges is a thrust plane, dipping westwards. The Idrija—Žiri and Škofja Loka—Polhov Gradec regions are parts of one nappe.

The main part of the Trnovo forest and Idrija—Žiri territories is allochthon. The thrust distances are ranging from 25 to 30 km. The root zone should be found in the north of Gorenja vas.

The age of the nappe structure cannot be defined exactly, but most of the deformation processes took place in the post-eocene era. The autochthonous and allochthonous beds are cut by a fault system in Dinaric direction. Along the faults right horizontal displacements for distances up to 2,5 km. occurred. The faults are most probably of Pliocene age.

## LITERATURA

- Aubouin, J. 1960, Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Geol. France, S. 7, t II, No 4, Paris.
- Aubouin, J. 1964, Esquisse paleogeographique et structurale des chaines alpines de la mediterranee moyenne. Geol. Rundschau, Bd. 53, Heft 2, Stuttgart.
- Ažgirej, G. A. 1956, Strukturnaja geologija. Moskovska univerza, Moskva.
- Belostockij, I. I. 1965, Tektoničeskie pokrovi Dinarid. Izv. akad. nauk SSSR, ser. geol. 2, Moskva.
- Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
- Berce, B. 1959, Poročilo o geološkem kartiranju ozemlja Cerkno—Žiri v letu 1958. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija.
- Berce, B. 1960, Poročilo o geološkem kartiranju na ozemlju Cerkno—Žiri—Idrija—Rovte. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija.
- Berce, B. 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg Ore-Deposit Idrija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 18, Pavia. (1962 a)
- Berce, B. 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savet. geol. FNR Jugoslavije, Beograd. (1962 b)
- Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slovenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mn. Stuttgart.
- Buser, S. 1964, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Gorica in Palmanova. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Buser, S. 1965, Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geogr. vestnik 37, Ljubljana. (1965 a)
- Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obroba. Geologija 8, Ljubljana. (1965 b)
- Buser, S. 1965, Starost plasti s Keramosphaerina (Bradya) tergestina (Stache) v slovenskih Dinaridih. Geologija 8, Ljubljana. (1965 c)
- Cigliar, K. 1965, Letno poročilo o raziskavah na živo srebro na idrijskem območju. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana in RŽS Idrija.
- Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Cirič, B. M. 1967, Razvite Dinarid v alpijskom ciklu. Akad. nauk SSSR — Geotektonika 6, Moskva.
- Di Colbertaldo, D. — Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17, Pavia.
- Gantar, I., Schneider, P. 1948, Poročilo h geološki karti vzhodnega in jugovzhodnega področja Idrije. Tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Germovšek, C. 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugosl. geol. kongr., Ljubljana.
- Grad, K. 1961, O starosti fliša pri Kališah. Geologija 7, Ljubljana.
- Grad, K. 1967, Raziskave bakra širše okolice Cerknega. I knjiga, Arhiv Geol. zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija.
- Hamrla, M., Jager, A. 1947, Poročilo h geološki karti področja Idrije in Srednje Kanomlje — tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Iskra, M. 1961, Poročilo o geološkem kartiranju na območju Šentviške gore, Trebuše, Hotenje in Zgornje Idrije. Arhiv Geol. zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija. (1961 a)
- Iskra, M. 1961, Prispevek k stratigrafiji in tektoniki ozemlja Zgornje Idrije in Nikove. Geologija 7, Ljubljana. (1961 b)
- Jager, A., Hrastnik, J. 1949, Poročilo o geološkem kartiranju na področju Gorenje Kanomlje — tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Kober, L. 1913, Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau Bd. V, Berlin.
- Kober, L. 1952, Leitlinien der tektonik Jugoslaviens. Geol. inst., Beograd.
- Kossmat, F. 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A. Wien.

- Kossmat, F. 1900, Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F. 1903, Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores. Comptes-Rendus IX. Congres geol. internat. de Vienne.
- Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte Heidenschaft — Adelsberg, Wien.
- Kossmat, F. 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F. 1909, Das tektonische Verhältnis zwischen Alpen und Karst. Mitteil. II Bd., Wien. (1909 a)
- Kossmat, F. 1909, Der künstenlandische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. Geol. R. A. Wien. (1909 b)
- Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack—Idria, Wien.
- Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F. 1913, Die Arbeit von Kropač: Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Verh. Geol. R. A. Wien. (1913 a)
- Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der Alpenen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien. (1913 b)
- Kossmat, F. 1936, Paläogeographie und Tektonik. Berlin.
- Kropač, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria, Wien.
- Limánovský, M. 1910, Wielkie przemieszenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Raz. Wydz. pryr. akad. Umiej., Serye III., Tom 10, Krakow.
- Lipold, M. V. 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Mlakar, I. 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija 5, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudnih oon na območju Idrije. RMZ 1, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1964, The Role of Postmineralization Tectonics in the Search for New Mineralized Zones in the Idria Area. Mining and Metallurgy Quarterly. No. 1 Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča, Geologija 10, Ljubljana.
- Novak, D. — Iskra, M. 1962, Natura carstica dei terrreni intorno ad Idria e Cerkno. Rassegna Speleol. Ital., Anno 14, Fasc. 4-Nov. 1962, Como.
- Ocepek, T. 1953, Poročilo h geološki karti Spodnje Idrije — tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Omaljev, V. 1967, Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležišču Žirovski vrh. Radovi inst. za geol. rud. istr. i isp. nukl. i dr. min. sir., sv. 3, Beograd. (1967 a)
- Omaljev, V. 1967, Korelacija slojeva u ležištu urana Žirovski vrh. Radovi inst. za geol. rud. istr. i isp. nukl. i dr. min. sir., sv. 3, Beograd. (1967 b)
- Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik 18, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdofilskih skladov. Geogr. vestnik 22, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal. V knjigi Zgodovina Ljubljane I. Ljubljana.
- Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jug. geol. kongr., Ljubljana.
- Ramovš, A. 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jug. geol. kongr., Ljubljana.
- Ravnik, D. 1962, Geofizikalne raziskave na Krasu, električno sondiranje. Arhiv. Geol. zavoda Ljubljana.

Sikošek, B. 1958, Tektonski sklop jugoslovenskih južnih Alpa. Zbornik radova Geol. inst. Jovan Zujović, knj. 10, Beograd.

Stur, D. 1872, Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. Geol. R. A. Wien.

Tollmann, A. 1966, Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. Mitt. 1965, 58. Band, Wien.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien.

Winkler-Hermaden, A. 1936, Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. Geol. Rundschau 27, Stuttgart.

## UPPER JURASSIC HYDROZOA IN CENTRAL DOBROGEA (ROMANIA)

*Dragica Turnšek\** and *Aurelia Bărbulescu\*\**

With 3 textfigures and 8 plates

### Contents

Locality and stratigraphy . . . . .	73
Systematic palaeontology . . . . .	77
Hydrozoa . . . . .	77
Familia Actinostromariidae . . . . .	77
Familia Parastromatoporidae . . . . .	78
Familia Milleporidiidae . . . . .	79
Familia Spongiomorphidae . . . . .	81
Correlation of the hydrozoan localities . . . . .	82
References . . . . .	83

### Locality and stratigraphy

In Central Dobrogea, the Jurassic deposits, which are disposed progressively and unconformably on the Upper Proterozoic basement (green schists), are represented by the Upper Bathonian, Callovian, Oxfordian, and Kimmeridgian in an epicontinental facies. At the bottom of the series (Upper Bathonian, Lower Callovian), deposits are predominantly detrital, while in the upper, calcareous, part there are developed strong organogenic formations, i. e., limestones with spongiae in the Upper Oxfordian, coral-ligenous limestones in the Upper Oxfordian-Kimmeridgian.

By their exceptionally faunal abundance, the Upper Jurassic coral-ligenous formations in the western Central Dobrogea have attracted for a long time the attention of research workers; they particularly dealt with the fauna of mollusca, brachiopods, and echinoderms. Informations on coelenterata have been very summary so far: I. Simionescu (1910) mentioned 12 species of hexacorals, without describing them, in the Kimmeridgian limestones to the north of Topalu, while A. Bărbulescu

\* Institut za paleontologijo SAZU, Ljubljana, Novi trg 3.

\*\* Faculty of Geology-Geography, Bd. N. Balcescu 1, Bucharest.

(1964, 1965) reported from the same deposits two species of chaetetidae. Hydrozoa have been known so far only in the Upper Jurassic of northern Dobrogea, where M. Pompecky (1897) and I. Simionescu (1911) mentioned at Cirlejari *Ellipsactinia* in association with polyparies, brachiopods, lamellibranchs. *Ellipsactinia* was recently collected in the same region together with *Phaneroptyxis*, brachiopods, lamellibranchs, from limestones referred to the Tithonian (G. Răileanu, D. Patrulius, M. Bleahu, S. Năstăseanu, 1968).

In the special literature there have been also mentioned two species of hydrozoa derived from Dobrogea, without any specification of the locality or stratigraphic level: *Actinostromarianina dehornae* Lecompte and *Steineria romanica* (Dehorne), which are deposited in the Munier Chalmas collection in Paris. This material, which originally was recorded

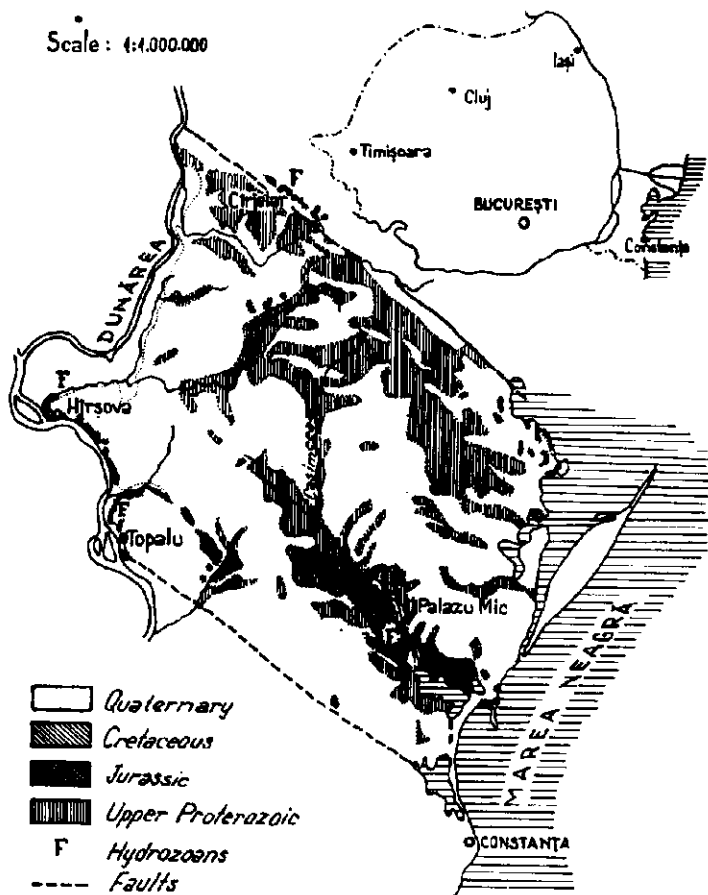


Fig. 1. Localities of hydrozoan fauna from Central Dobrogea

under the name of *Romanactis* and collected in Dobrogea, Romania, may be derived from the thesis material of V. Anastasiu who prepared the thesis on the geology of the Dobrogea under the guidance of M. Chalmas.

In the present note, we are adding to the hydrozoan fauna known till now in Dobrogea, another five species collected in several points in Central Dobrogea, a region in which their presence has not been recorded so far. The material, collected by A. Bărbulescu on the occasion of researches undertaken for the doctorate thesis, has been studied by D. Turnšek who determined:

*Actinostromaria tokadiensis* Yabe & Sugiyama

*Hudsonella dobrogensis* n. sp.

*Milleporidium remeši* Steinmann

*Shuqraia heybroeki* Hudson

*Spongiomorpha* aff. *globosa* Yabe et Sugiyama

Figure 1 shows the localities of the fossiliferous points from which originate the described fauna. It is worth noting that out of the five hydrozoan species four are derived from the third level of coralligenous limestones located in the syncline axis of the Jurassic deposits to the north of Topalu. In contrast with the lower coralligenous levels, in these limestones the coral faunas are prevailing against the other groups of organisms and show a remarkable abundance and variation. There are encountered various species of solitary, cylindrical or turbinated, poly-paries (*Montlivaltia*, *Epistreptophyllum*), flabellate ones (*Rhipidogyra*), colonial with colonies the form of which is lamellar (*Thamnasteria*, *Microsolena*), massive, plocoid or irregular (*Cyatophora*, *Stylina*, *Cryptocoenia*), branching, phacelloid (*Calamophylliopsis*), etc.<sup>1</sup>

This level of coralligenous limestones — in which the hydrozoa are localized — is underlain by stratified limestones and marly limestones containing an Ammonite fauna indicative of the Lower Kimmeridgian age: *Paysodoceras contemporaneum* (Favre), *P. liparum* (Opp.), *Aspidoceras cyclotum* Neum., *Ataxioceras* sp. (fig. 2); hence the coralligenous limestones belong to the Lower Kimmeridgian.

*Hudsonella dobrogensis* n. sp. has also been found in the massive limestones at Dealul la Vii (to the north of Hirşova). These limestones are remarkable by a great uniformity of the coral fauna, being almost exclusively composed of branching colonies of *Calamophylliopsis* the branches of which are attaining as much as 1 meter in length. The coralligenous limestones are disposed in this point in stratified limestones with an Upper Oxfordian fauna (*Ochetoceras canaliculatum* (v. Buch), *O. hispidum* (Oppel), *Decipia ernesti* (Lor etc.), followed by stratified limestones with *Physodoceras liparum* (Opp.), *P. sp. ex gr. P. circumspinosum*, *Ataxioceras* (*Paratuxioceras*) sp.

The *Shuqraia heybroeki* Hudson colonies are derived from a more eastern area of Central Dobrogea. They have been collected from the

<sup>1</sup> The coral fauna is under investigation.

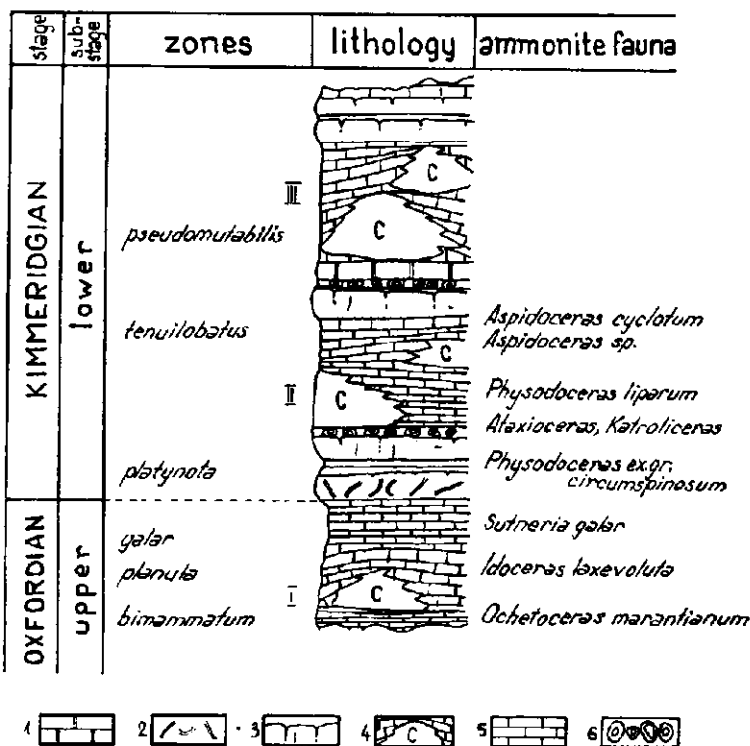


Fig. 2. Columnar section of the Upper Oxfordian and Kimmeridgian deposits from the Western Central Dobrogea; 1 dolomitic limestone; 2 bedded limestone with borings of lithophages; 3 thick bedded limestone with organic detritus; 4 coralligenous bioherm; 5 well bedded marls and pelitic limestone; 6 calcareous concretions

Upper Jurassic in the Casimcea Syncline, near the locality of Palazu Mic. At Palazu Mic, the coralligenous limestones are clearly distinctive from those found in the western part of Central Dobrogea, as they are predominantly made up of colonies of lamellar corals (*Meandraræa*, *Thamnasteria*) showing a parallel and horizontal disposition. They are well exposed in a quarry of 15 m. in height and more than 60 m. in length, and are impressive by the constancy of their lithological and palaeontological characters; besides the two mentioned coral genera, which are forming the bulk of the limestones, there are found, sporadically, massive colonies of madrepores, hydrozoa, big crinoid stalks in a reef facies, rare lamelli-branches (*Pectinidae*) and, towards the periphery of this bioherm, *Diceras*.

The age of the coralligenous limestones in this point is, in the absence of an Ammonite fauna, insufficiently accurate. They should represent approximately the stratigraphic equivalent of the coralligenous limestones in the western part of Central Dobrogea (Upper Oxfordian-Kimmeridgian)



as, according to M. Chiriac, in the Casimcea no Jurassic deposits are known which would be younger than the Kimmeridgian.

**Conclusions.** The hydrozoan fauna in Central Dobrogea is originating from the organogenic reef limestones in which corals are the prevailing element, while hydrozoa are only sporadically encountered. Hydrozoa show a certain variety and frequency in the third level of coralligenous limestones at Topalu. They are distinguished here by a greater number of colonies, particularly *Actinostromaria tokadiensis* Yabe et Sugiyama which has been found in the central zone of the coralligenous limestone body.

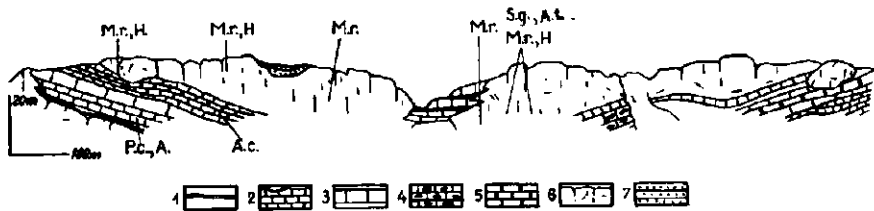


Fig. 3. Jurassic coralligenous limestone and associated sediments exposed in the axis of syncline at north of Topalu (Central Dobrogea); 1 marls; 2 well bedded pelitic limestone; 3 thick bedded limestone with organic detritus; 4 limestone with cherts; 5 dolomitic limestone; 6 coralligenous limestone; 7 glauconitic sandstone (cretaceous); Ammonite fauna: P.c. = *Physodoceras contemporaneum* (Favre) A.c. = *Aspidoceras cyclotum* Neum; A. = *Ataxioceras*; Hydrozoan fauna: M.r. = *Milleporidium remesi* Stein.; H. = *Hudsonella* n. sp.; S.g. = *Spongiomorpha* aff. *globosa* Yabe & Sugiyama; A.t. = *Actinostromaria tokadiensis* Yabe & Sugiyama

The Lower Kimmeridgian age of the coralligenous limestones with Hydrozoa has been accurately defined by the relations to the stratified limestones containing an Ammonite fauna of Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian age.

### Systematic palaeontology

#### Hydrozoa

Familia: *Actinostromariidae* Hudson 1959

Genus: *Actinostromaria* Dehorne 1920

*Actinostromaria tokadiensis* (Yabe et Sugiyama)

Plates 1—2

- 1935 *Actinostroma tokadiensis* n. sp. Yabe & Sugiyama, p. 175, Pl. 17. Fig. 4—5, Pl. 18. Fig. 2.  
 1964 *Actinostromaria tokadiense*, Flügel, p. 219, T. 11, Fig. 3.  
 1965 *Actinostromaria tokadiensis*, Fenninger et Hötzl, p. 12.  
 1966 *Actinostromaria tokadiense*, Flügel et Hötzl, 104—107, T. 15, Fig. 1—2.

**Description:** There have been treated 6 colonies, from which 5 thin-sections have been made.

Coenosteum is of semicircular and columnar shape, with a diameter of 2—5 cm. Reticulum consists of horizontal and vertical elements. Concentric lamellae predominate and extend through the whole coenosteum parallel to the surface. Vertical elements are always perpendicular to lamellae, and irregularly arranged in coenosteum. In some places they are many in others few. Between elements there are interspaces and rare longer coenosteal tubes. Astrorhizal systems absent. Microstructure is orthogonal, in some places it is unclear. The axial dark line is very wide, fibres are short.

**Dimensions:** The thickness of horizontal lamellae 0.13—0.18 mm. of vertical elements 0.15—0.23 mm. There are 4—5 lamellae and 5—7 vertical elements at the distance of 2 mm.

**Comparison and remarks:** Romanian specimens in reticular structure wholly correspond to the samples described as *Actinostromaria tokadiensis*. In microstructure they may be compared with *Ellipsactinia micropora*. They have wide dark line in skeletal elements that is more common in the genus *Ellipsactinia* than in the genus *Actinostromaria*. But owing to the typical reticular structure I include them to the *Actinostromaria*.

*Actinostromaria tokadiensis* has very developed horizontal lamellae. Flügel (1964) even says, that these specimens are outwards similar to the representatives of the genus *Burgundia*, from that they differ only in microstructure. The type of reticulum reminds us of the species *Actinostromina germovsheki*, but the latter have astrorhizae. There is also known the species *Actinostromaria cretacica* (Turnšek, 1968), which has well developed horizontal lamellae, but it is much smaller than our specimens, and is known only from the Upper Cretaceous beds.

**Distribution:** Until now this species has been known from large territory of Mesozoic Tethys. It has been first described from the Torinosu limestone in Japan (Yabe & Sugiyama, 1935), then by Flügel (1964) from the Upper Jurassic limestone of Plassen in Austria, and from the Kimmeridgian beds of East Spain (Flügel et Hötzel, 1966). Romanian specimens of *Actinostromaria tokadiensis* are all from the Lower Kimmeridgian strata of Central Dobrogea, from the locality N of Topalu (XIII-3-B, XIII-3-E, XIII-3-G, XIII-3-H).

Familia: Parastromatoporidae Hudson 1959

Genus: *Hudsonella* Turnšek 1966

*Hudsonella dobrogensis* n. sp.

Plates 3—5

**Derivatio nominis:** the species is named after the province Dobrogea, where it had been found

**Holotypus:** specimen nr. XIII-3-D

Locus typicus: N of Topalu, Central Dobrogea

Stratum typicum: Lower Kimmeridgian

Paratypi: VI-17, 35, XIII-3-E

Diagnosis: *Hudsonella* with radial growth, latilaminar reticulum, dense uneven skeletal elements, and large astrocorridor systems.

Description: Microstructure is clinogonal with short fibres. Coenosteum is globular, cylindrical, sometimes with mamelons. Vertical elements predominate. They are thick, uneven, and together with transverse offsets build dense vermiculate reticulum. In all the coenosteum concentric belts with dense and a little thinner reticulum alternate, that causes the coenosteum being latilamellate. Between the skeletal elements there are small interspaces. Coenosteal tubes do not occur. Astrosystems are of astrocorridor type in vertical section. Some axial astrorhizal tubes extend radial through the whole coenosteum from the basis to the surface. In latilamellae with sparse reticulum astrorhizae extend more in the horizontal direction. In transverse section there are large astrorhizae with long lateral tubes, which reach the tubes of the neighbouring astrorhizae.

Dimensions: The diameter of colonies 1—5 cm. The thickness of skeletal elements 0.1—0.17 mm., the width of interspaces 0.05—0.15 mm., of astrorhizae 0.2 mm. The width of the whole astrorhizae in transverse section 1 cm., the distance between two neighbouring centres of astrorhizae 0.9—1.0 cm.

Comparison: The new species may be compared with the type species *Hudsonella otlicensis*. It differs from it in the following: vertical elements of the new species are more winding and discontinuous, all the skeleton is more massive than in the type species because the interspaces are small, and the coenosteal tubes do not occur. There is also difference in astrorhizae. They are of astrocorridor type, but they have in transverse section more astrorhizal tubes. Outwards these tubes diverge. The number of astrorhizal tubes in new species is 30 to 40 and more, in the species *H. otlicensis* only 20.

Distribution: The specimens of the new species have been found at the localities N of Topalu and at Dealul la VII. N of Hirşova, in Central Dobrogea. They are of Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian age.

Familia: Milleporidiidae Yabe et Sugiyama 1935

Genus: *Milleporidium* Steinmann 1903

*Milleporidium remeši* Steinmann

Plate 6

1903 *Milleporidium remeši*, Steinmann, p. 2, T. 1. Fig. 18, T. 2.

1956 *Milleporidium remeši*, Hudson, 716—718, Pl. 75. Fig. 5—8 (con. syn.).

1961 *Milleporidium remeši*, Bachmayer et Flügel, 131—133, T. 16.  
Fig. 3—6, T. 17. Fig. 4 (con. syn.).

**Description:** 5 coenostea from the romanian material belong to this species, that differ a little in size and shape.

Three coenostea with Nr. VI-20 are rodlike, with a diameter of 20 mm. In them 2—3 centres of growth may be observed. Specimens with Nr. X-8 and XIII-3-A are globular with one centre of growth, with a diameter of 50 mm. Vertical and horizontal elements are well developed, and predominate here one and there another. Coenosteal (zooidal) tubes are equally arranged through the whole coenosteum, what can be noticed also in transverse section. Axial reticulum does not differ essentially from the peripheral one. Dimensions of the coenosteum and skeletal elements correspond to all the previous descriptions. Microstructure is clinogonal with short fibres.

**Distribution:** Till now this species has been known from the Tithonian strata in Stramberg and Ernstbrunn, and from the Upper Jurassic beds in Hungaria (Bachmayer et Flügel, 1961). The romanian specimens have been found in the locality northern of Topalu, Central Dobrogea in the Lower Kimmeridgian beds.

#### Genus: *Shuqraia* Hudson 1954

The author proposes, the species *Parastromatopora inouei* Yabe et Sugiyama to be allocated to this genus. The explanation in text under Remarks.

#### *Shuqraia heybroeki* Hudson

#### Plates 7—8

1954 *Shuqraia heybroeki*, Hudson, 214—216, Pl. 6. Fig. 1—6, Textfig. 2.

**Description:** An exact description of the genus *Shuqraia* has been given by Hudson (1954, 213). Microstructure is clinogonal with short fibres, somewhere unclear.

The specimens from Dobrogea have all the characteristics of the genus. These are three colonies (Nr. 294) of cylindrical and branching form, with a diameter of 10 to 20 mm. They have axial and peripheral reticula, axial reticulum being broader than peripheral. Vertical elements predominate, but they are curved and often interrupted. They enclose interspaces and tubes of various form, which are a little wider than the thickness of skeletal elements. Skeleton is thicker only in peripheral reticulum. Tabulae are very rare, astrorhizae do not occur. There are no coenosteal lamellae, there appear only shorter offsets, which reach most the distance of two interspaces.

**Dimensions:** the thickness of skeletal elements 0.17—0.25 mm., the width of interspaces 0.25—0.30 mm. in axial reticulum, in peripheral reticulum the proportion is just opposite. Skeletal elements are here thicker than interspaces. There are 8 elements and interspaces in 2 mm., approximately.

**Comparison and remarks:** Our specimens differ from Hudson's description in having less tabulae and a little larger coenosteum, however, these differences are allowed in specific variability.



*Actinostromaria tokadiensis* (Yabe & Sugiyama)  
N. of Topalu, Central Dobrogea, Lower Kimmeridgian  
Vertical (bellow oblique) thin section, XIII-3-F,  $\times 8$

Fig. 1—5 *Actinostromaria tokadiensis* (Yabe & Sugiyama)  
N of Topalu, Central Dobrogea, Lower Kimmeridgian

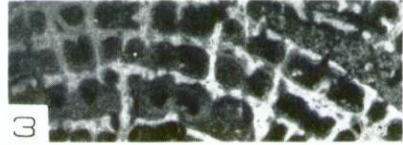
- 1 Vertical (bellow partly oblique) thin section of the coenosteum. XIII-3-F,  $\times 4$
- 2 Radial (partly oblique) thin section of the coenosteum. XIII-3-Ba,  $\times 4$
- 3 Part of vertical reticulum, thin section XIII-3-Bb,  $\times 6$
- 4 Microstructure showing the wide axial dark line and lighter orthogonal fibres.  
Thin section XIII-3-F,  $\times 75$
- 5 Microstructure, thin section XIII-3-B.  $\times 35$



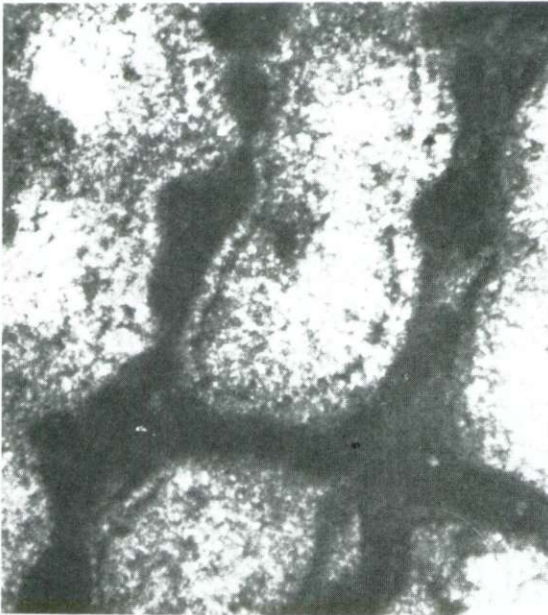
1



2



3



4



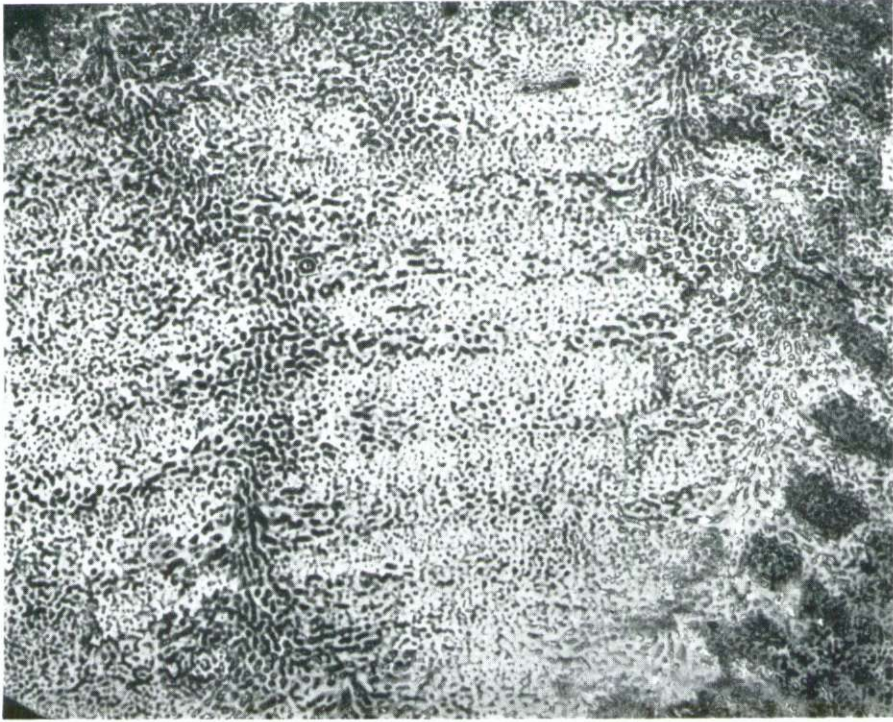
5

Fig. 1—2 *Hudsonella dobrogensis* n. sp.

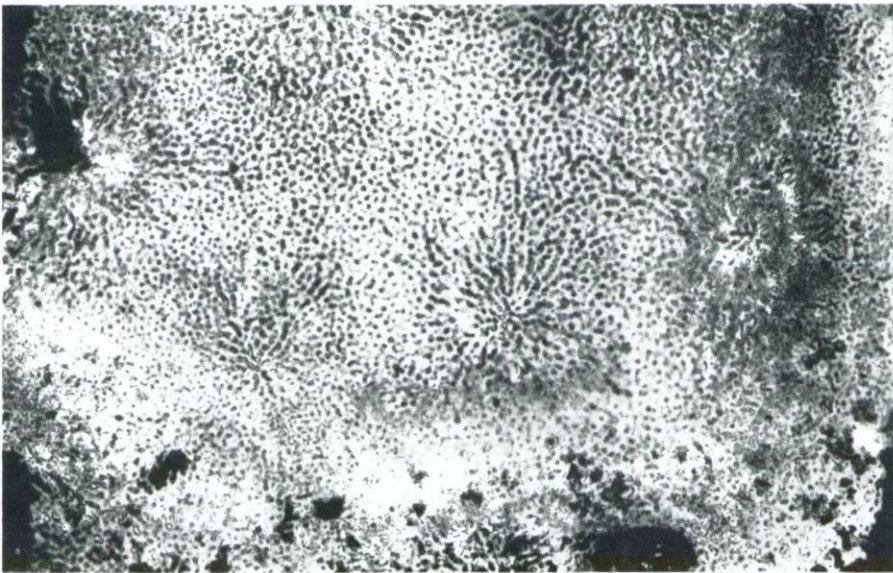
N of Topalu, Central Dobrogea, Lower Kimmeridgian

- 1 Radial thin section showing vertical astrocorridors and latilamellate belts.  
XIII-3-Da, × 4, holotype
- 2 Transverse thin section, showing vermiculate reticulum and large astrorrhizae.  
XIII-3-Db, × 4, holotype



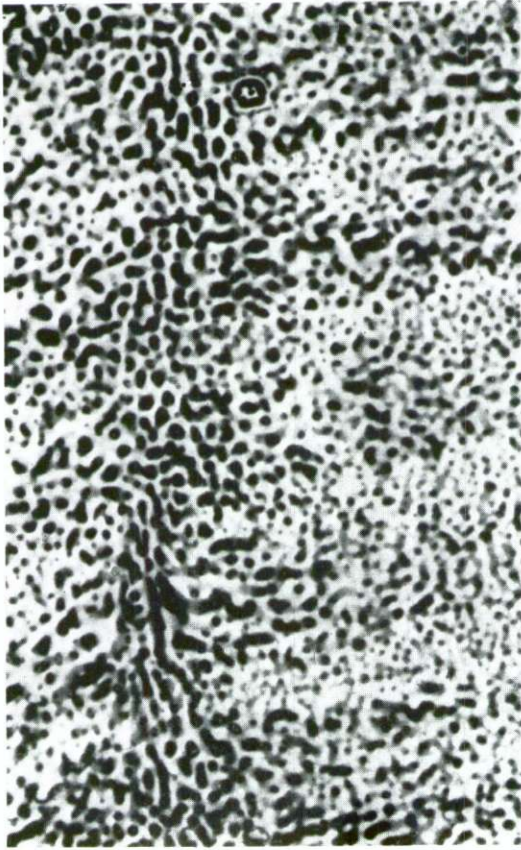


1

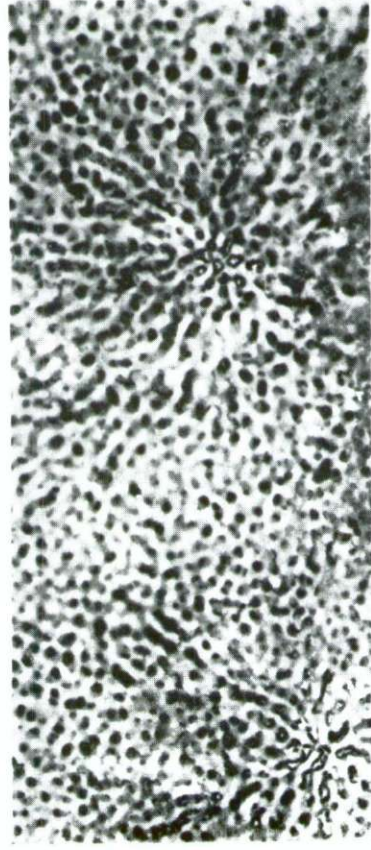


2

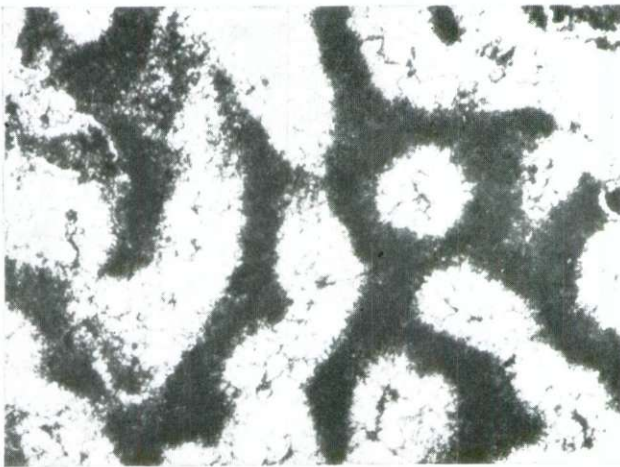
- Fig. 1—4 *Hudsonella dobrogensis* n. sp.  
N of Topalu, Central Dobrogea, Lower Kimmeridgian
- 1 Vertical thin section, XIII-3-Da, holotype,  $\times 8$
  - 2 Transverse thin section, XIII-3-Db, holotype,  $\times 8$
  - 3 Microstructure, thin section XIII-3-Da,  $\times 75$
  - 4 Microstructure, thin section XIII-3-Da,  $\times 35$



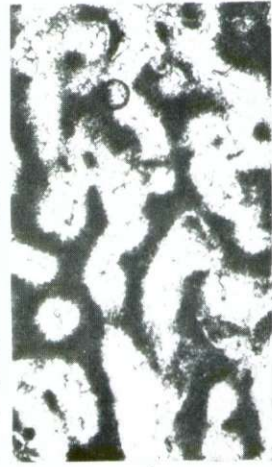
1



2



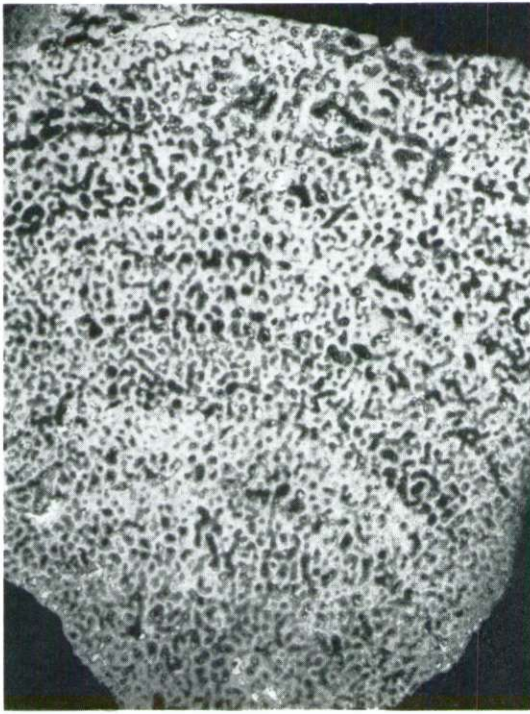
3



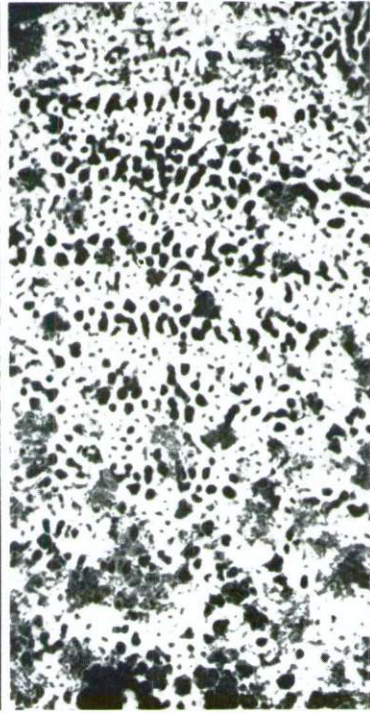
4

Fig. 1—3 *Hudsonella dobrogensis* n. sp.

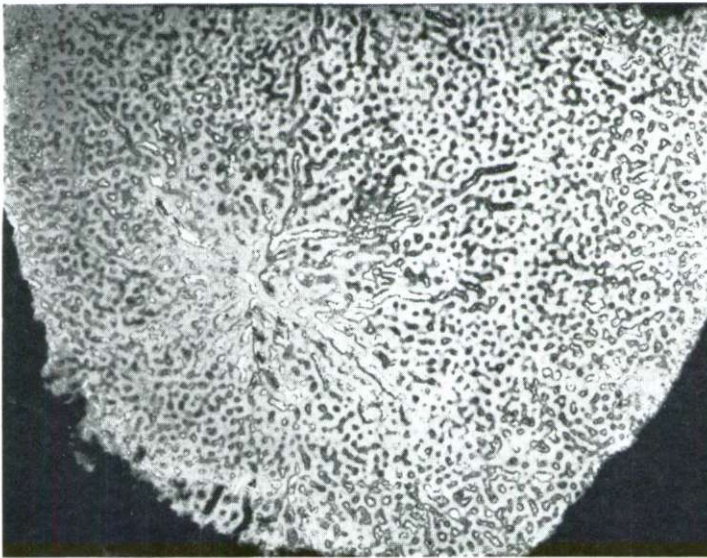
- 1 Vertical thin section, vertical astrocorridors not cut. VI-17a, N of Topalu, Lower Kimmeridgian, × 6
- 2 Vertical thin section, showing latilaminar belts, astrocorridors not cut. 35 a, Dealul Ia VII, N of Hirşova, Central Dobrogea, Upper Oxfordian. × 6
- 3 Transverse thin section showing vermiculate reticulum with large astrorhizae. VI-17b, × 6



1



2

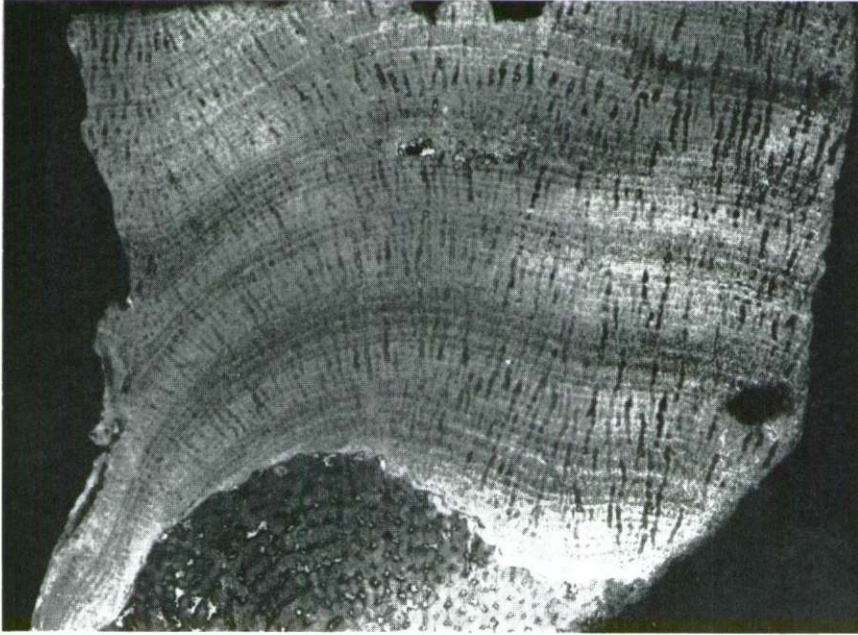


3

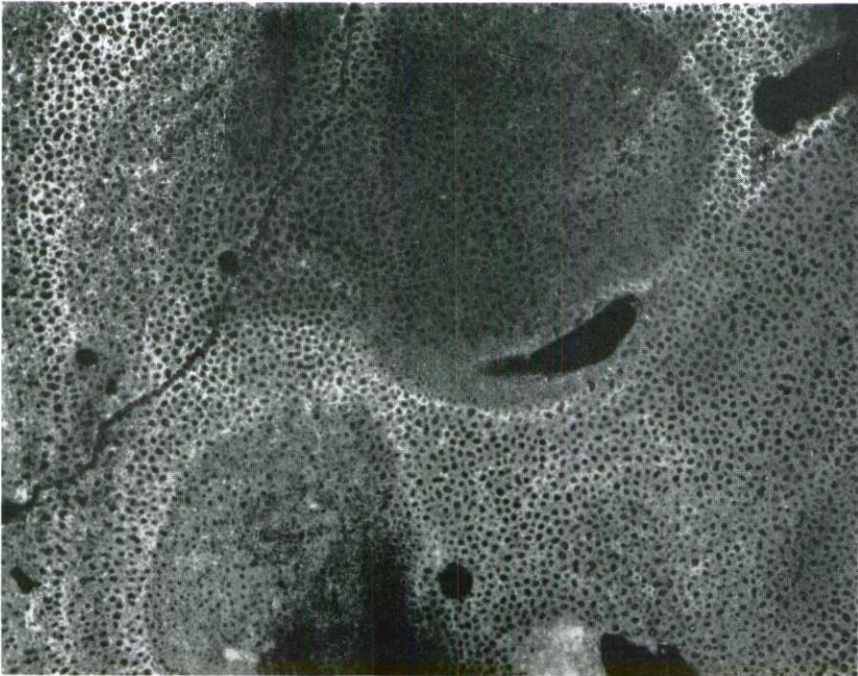
Fig. 1—2 *Milleporidium remeši* Steinmann  
N of Topalu, Central Dobrogea, Lower Kimmeridgian

1 Vertical thin section, VI-20-Aa,  $\times 8$

2 Transverse thin section, VI-20-Ab,  $\times 8$



1



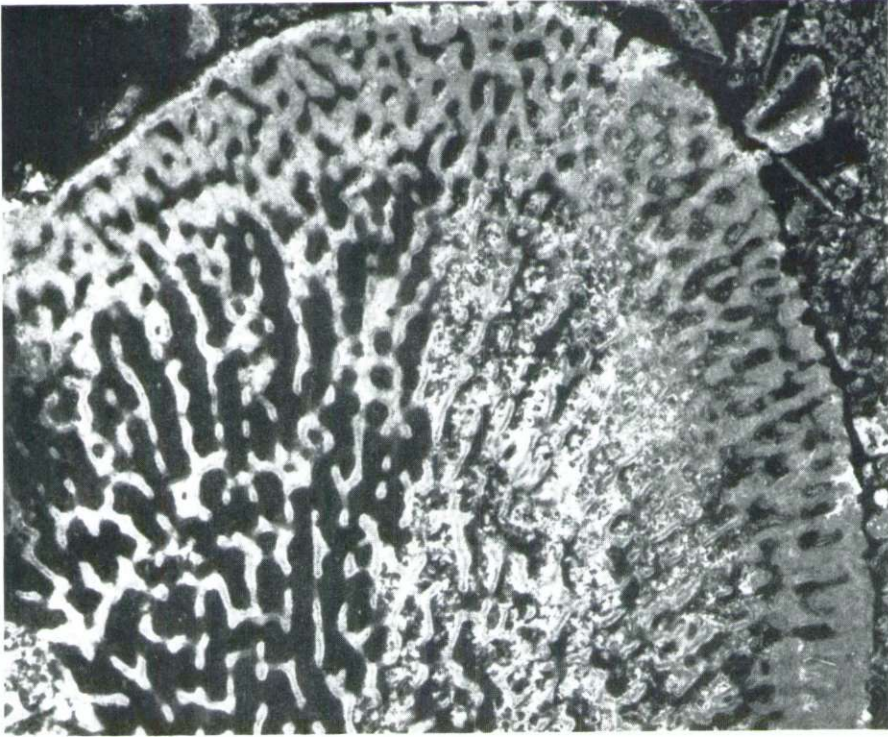
2

Fig. 1—2 *Shuqraia heybroeki* Hudson

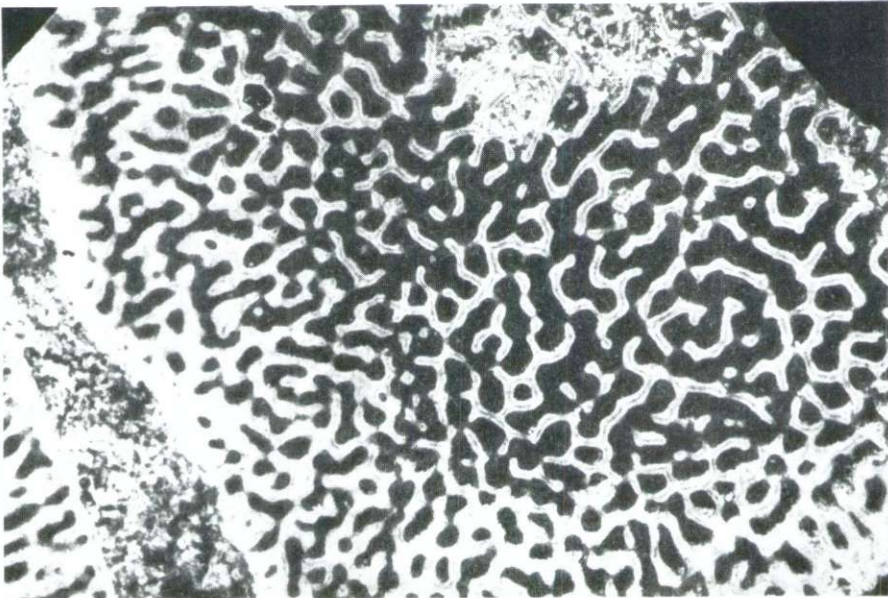
Palazu Mic, Central Dobrogea, Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian

- 1 Radial thin section, showing axial and peripheral reticula. 294-Aa,  $\times 8$
- 2 Transverse thin section, showing wide axial and narrow peripheral reticula.  
294-Ab,  $\times 8$





1

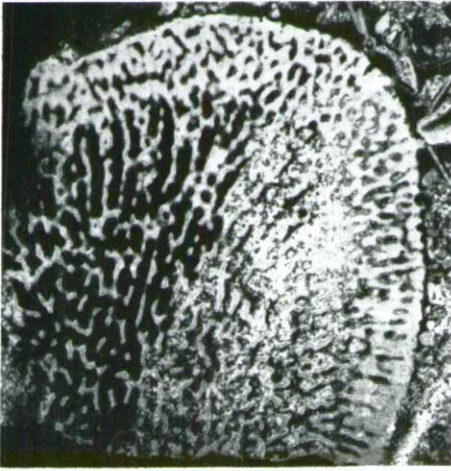


2

Fig. 1—5 *Shuqraia heybroeki* Hudson

Palazu Mic, Central Dobrogea, Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian

- 1 Radial thin section, 294-Aa,  $\times 4$
- 2 Transverse thin section 294-Ab,  $\times 4$
- 3 Part of radial reticulum, thin section 294-Ac,  $\times 8$
- 4 Microstructure (axial reticulum), 294-Aa,  $\times 35$
- 5 Microstructure (peripheral reticulum), 294-Ab,  $\times 75$



1



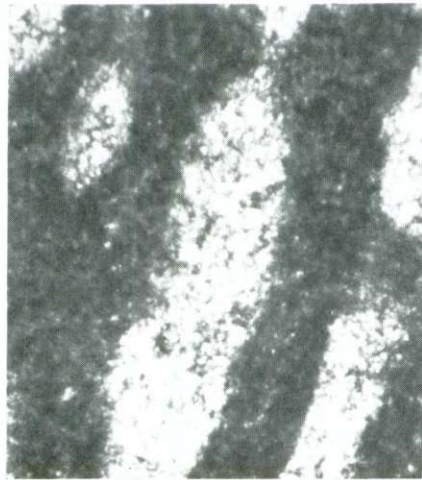
2



3



4



5

Hudson (1954, 214) warned of the great likeness between the species *Parastromatopora memorianaumanni* and *P. inouei* with *Shuqraia heybroeki*. The first description of the species *P. inouei* also mentions that coenosteum is cylindrical, with axial and peripheral reticula and that the appearance of astrorhizae is not sure (Yabe et Sugiyama, 1935). These characteristics are closer to the genus *Shuqraia* than *Parastromatopora*. Besides this, at *P. inouei* long vertical elements are absent, running through the whole coenosteum, what is the characteristic of the genus *Parastromatopora*. All the mentioned properties allow us to allocate the species *Parastromatopora inouei* to the genus *Shuqraia*. But the species *Parastromatopora memorianaumanni* in its irregular reticulum more approaches the genus *Cladocoropsis*.

The species *Shuqraia heybroeki* is very similar just to the species "*Parastromatopora*" *inouei*, anyhow, it differs in having wider axial reticulum. In peripheral reticulum of the species *S. heybroeki* the skeletal elements get thickened, in the species *S. inouei* they are more uniform in the whole coenosteum.

**Distribution:** The species *S. heybroeki* till now has been known from the Shuqra limestone of Southern Arabia (Aden), which belongs to the lower part of Upper Jurassic strata.

In Romania this species has been found in the locality Palazu Mic in Central Dobrogea in beds ascribed to the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian age.

Familia: Spongiomorphae Frech 1890

Genus: *Spongiomorpha* Frech 1890

*Spongiomorpha* aff. *globosa* Yabe et Sugiyama

1931 *Spongiomorpha (Heptastylopsis) globosa*, Yabe et Sugiyama, p. 105, Pl. 35, Fig. 1—3.

non 1935 *Spongiomorpha* cf. *globosa*, Le Maitre, p. 35, Pl. 4, Fig. 1—3.

1966 *Spongiomorpha globosa*, Flügel et Hötzel, 112—113, T. 18, Fig. 1—3.

**Description:** Coenosteum is nodular. Reticulum consists of vertical elements which are thickened at individual distances. Two neighbouring thickenings joined together, form some transverse elements. When the thickenings are cut, round openings can be noticed, and we may conclude, that they were hollow.

In transverse section astrorhizal systems are to be seen, with approximately 16 channels. They look like coral septae, and outwards resemble the coral genus *Actinaraea*.

**Dimensions:** The thickness of vertical and horizontal elements is 0,12—0,18 mm. There are 7 skeletal elements in 2 mm. Interspaces are extraordinary thin, and they reach the length only of two interspaces: At thickenings they are usually interrupted. In some places interspaces extend also in horizontal direction. Also the hollow openings of skeletal elements give an appearance of interspaces. When such neighbouring openings join, a certain transverse grooves are formed.

**Distribution:** This species has been known until now from the Torinosu limestone in Japan, and from the Lower Kimmeridgian beds of East Spain. Romanian specimens are all from the locality northern of Topalu in Central Dobrogea, and belong to the Lower Kimmeridgian age.

### Correlation of the hydrozoan localities

The Upper Jurassic hydrozoans from Dobrogea are few in number, nevertheless, they represent and complete the typical hydrozoan association, which has been found in numerous findingplaces in the large territory of the Tethys. It can be compared with similar fauna in Portugal (Dehorne, 1920), in East Spain (Flügel et Hötzel, 1966), in Plassen and Tressenstein (Flügel, 1964, Fenninger & Hötzel, 1965), in southern Slovenia and Dinarides (Turnšek, 1966, 1968), in Middle East (Hudson, 1954, 1956), and also in Japan (Yabe et Sugiyama, 1931, 1935).

In palaeontological respect this association is mainly formed of the species of the families Parastromatoporidae and Milleporidiidae, therefore it has been named "parastromatoporid type of hydrozoans". In this parastromatoporid association appear as regular companion also the representatives of the group Spongiomorphaidea, and the species of the genus *Actinostromaria*. The latter actually belongs to Actinostromariidae, but no one Jurassic species of the genus *Actinostromaria* has been found in the localities of the other actinostromariidians.

Almost all mentioned findingplaces of "parastromatoporid" hydrozoan association are of Oxfordian and Kimmeridgian age.

If we want to correlate the hydrozoan localities exactly, we must compare the findingplaces of all the individual species which have been found in Dobrogea.

*Actinostromaria tokadiensis* has been known so far from the Kimmeridgian strata of East Spain, in Upper Jurassic of Plassen, and in Torinosu limestone in Japan with a "parastromatoporid association".

The species *Hudsonella dobrogensis* has been first described in Romania. It is typical "parastromatoporid hydrozoan", and its new finding only completes the mentioned hydrozoan type. The allied fauna (*Hudsonella*, *Dehornella*, *Parastromatopora*) is well extend in the region from Portugal to Japan.

Until now *Shuqraia heybroeki* has been discovered only in Shuqra limestone in southern Arabia in the strata of the Lusitanian — Kimmeridgian age. Similar milleporidiid hydrozoans occur in almost all Tethys territory.

*Milleporidium remeši* is in the hydrozoan association in Dobrogea peculiarity. Although the various species of the genus *Milleporidium* have been found in "parastromatoporid" association, the species *M. remeši* has been so far known only from the typical localities of the actinostromariid and sphaeractinid hydrozoans in Stramberk and Ernstbrunn, where it has been ascribed to the Portlandian age.

In the Romanian findings places the species of the genus *Cladocoropsis* have not been found, though they are very frequent in Austria, Dinarides and in Middle East. Therefore the association in Dobrogea could be partly compared with the middle faunistical region in Slovenia, where parastromatoporida and milleporidiid hydrozoans appear among abundant corals, but *Cladocoropsis* is absent (Turnšek, 1966).

The treated hydrozoan fauna from Dobrogea, although it does not represent the whole hydrozoan association of this region, gives us new completions to the knowledge of hydrozoan fauna in Dobrogea, and elsewhere too. We may expect that the further investigations will discover still other species.

#### REFERENCES

- Anastasiu, V. 1898, Contribution a l'étude géologique de la Dobrogea. Thèse, Paris.
- Bachmayer, F. et Flügel, E. 1961, Hydrozoen aus dem Oberjura von Ernstbrunn (Niederösterreich) und Stramberg (CSR). *Palaeontographica*, 116, A, Stuttgart.
- Bărbulescu, A. 1964, Stratigraphic study of the Jurassic in the region included between the localities of Hirşova-Tichileşti-Băltăgeşti-Topalu (Central Dobrogea). Doctorate thesis, Bucureşti.
- Bărbulescu, A. 1965, Asupra prezenţei Chaetitelor în jurasicul din Dobrogea. An. Univ. Bucureşti (St. Nat., Geol. Geogr.), 14, Bucureşti.
- Chiriac, M. 1968, Nota explicativă pentru harta 1:200 000, Constanţa. Com. Stat. Geol. Inst. Geol., Bucureşti.
- Dehorne, Y. 1920, Les Stromatoporoïdes des terrains secondaires. Mém. Carte géol. France, Paris.
- Fenninger, A. & Hötzel, H. 1965, Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). Mitt. Mus. Bergb. Geol. Technik, 27, Graz.
- Flügel, E. 1964, Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 120, Stuttgart.
- Flügel, E. & Hötzel, H. 1966, Hydrozoen aus dem Ober-Jura der Hesperischen Ketten (Ost-Spanien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 124, Stuttgart.
- Hudson, R. G. S. 1954, Jurassic Stromatoporoïds from Southern Arabia. Notes et Mém. Moyen-Orient, 5, Paris.
- Hudson, R. G. S. 1956, Tethyan Jurassic Hydroids of the Family Milleporidiidae. Journ. Paleont., 30, U. S. A.
- Lecompte, M. 1952, Revision des Stromatoporoïdes mésozoïques des collections Dehorne et Steiner. Bull. roy. sci. nat. Belg., 28, 53, Bruxelles.
- Le Maître, D. 1935, Spongiomorphides et Algues. Description des Spongiomorphides et des Algues. Notes Mém., 34, Étud. Pal. sur le Lias du Maroc, Rabat.
- Pompecky, I. F. 1897, Paleontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. Zeitsch. deutsch. geol. Ges., 1, Stuttgart.
- Raileanu, Gr. et Patrulius, D. et Bleahu, M. et Nasta-seanu, S. 1968, Aspects fondamentaux de la géologie du mésozoïque de Roumanie. An. Com. d'Etat Géol., 36, Bucarest.
- Simionescu, I. 1910, Straturile jurasice dintre Hirşova şi Boasgic. An. Inst. geol. Rom., 3, Bucureşti.
- Simionescu, I. 1911, Jurasicul de la Cîrjelar (Dobrogea). An. Inst. geol. Rom., 4, Bucureşti.

Steinmann, G. 1903, Nachträge zur Fauna von Stramberg. II. *Milleporidium*, eine Hydrocoralline aus dem Tithon von Stramberg. Beitr. Pal. Geol. Österr.-Ungar. Orients, 15, Wien und Leipzig.

Turnšek, D. 1966, Zgornjejurska hidrozojska favna iz južne Slovenije. Razprave Slov. akad. znan. umetn. IV. razr., 9, Ljubljana.

Turnšek, D. 1968, Hidrozoji in korale iz jurskih in krednih skladov v južnozahodni Jugoslaviji. Razprave Slov. akad. znan. umetn. IV. razr., 11, Ljubljana.

Yabe, H. et Sugiyama, T. 1935, Jurassic Stromatoporoids from Japan. Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ. Japan, 2. ser. (Geology), 14, 2 B, Sendai and Tokyo.

Yabe, H. et Sugiyama, T. 1931, On some Spongiomorphoid Corals from the Jurassic of Japan. Sci. Reports Tohoku Imp. Univ. 14, 2 A, Tokyo and Sendai.

**CROATOCORDULIA PLATYPTERA (CHARPENTIER, 1843) GEN. NOV.  
IZ SPODNJEGA MIOCENA RADOBOJA NA HRVATSKEM  
(ODONATA, ANISOPTERA, CORDULIIDAE, CORDULIINAE)**

Boštjan Kiauta

Z 2 slikama in 1 tabelo

Pripravljalna dela za obsežnejšo študijo o terciarni odonatni favni današnjega holarktičnega prostora so pokazala, da je treba številne vrste najprej taksonomsko revidirati. Toda revizijo otežkočajo pomanjkljivi originalni opisi, pomanjkljiva ali nezanesljiva stratigrafska datacija fosilov, nezadostno poznavanje facialnih razmer, predvsem pa okolnost, da so mnogi tipi bodisi izgubljeni, ali pa ni znano, kje so danes.

*Libellula platyptera* Charpentier, 1843 iz spodnjega miocena v Radoboju na Hrvatskem, ki jo je Pongrácz (1928) sinonimiziral z recentno vrsto *Somatochlora alpestris* Selys, je med paleoklimatsko najzanimivejšimi evropskimi terciarnimi odonatnimi fosili. Spričo svojega izrazito tirtobiontskega značaja, katerega posledica je disjunktna recentna razširjenost v prostoru med evrazijskim borealom in centralnimi gorstvi evrazijske celine (na severu sovпада meja areala nekako z mejo tundre: 68° 55'), predstavlja *Somatochlora alpestris* zanesljiv klimatski indikator in bi imele kakršne koli fosilne najdbe izreden paleoklimatološki pomen. Njena biologija in areal jasno kažeta na pleistocenski reliktni značaj vrste (Holdhaus, 1954).

Zaradi omenjenih razlogov smo posvetili Charpentierovemu fosilu in Pongráczovim taksonomskim naziranjem posebno pozornost. Študij pa je otežkočala okolnost, da je bil najden doslej le en primerek in da sta na razpolago le dva originalno ilustrirana opisa (Charpentier, 1843; Heer, 1849), originalni fosil pa je izgubljen.

Charpentierova risba je za nadaljnji študij brez vrednosti. Odlična Heerova risba ohranjene nervature, po kateri je prirejena naša rekonstrukcija, pa omogoča zadovoljivo taksonomsko opredelitev.

Fosil pripada brez dvoma družini Corduliidae in poddružini Corduliinae. Za to govore naslednji znaki: nizko število antenodal; sektorja arkulusa izhajata posamič v njegovem zadnjem delu; baza diskoidalnega trikotnika zadnjega krila leži v isti širini z arkulusom; analna zanka ima značilno čevljasto obliko in je sestavljena iz dveh vrst celic,



nanizanih ob ravno potekajočem srednjem rebbru; analni trikotnik je dolg, koničast in izrazit.

Od rodu *Somatochlora* in še posebej vrste *S. alpestris* pa se obravnavani primerek razlikuje v naslednjih znakih: arkulus leži pred prvo antenodalo; sektorja arkulusa izvirata niže kot pri oblikah tega rodu; kubitno-analna žila je le ena; tornalna celica je kratka in štirioglasta; patela je majhna. Čeprav poševna žila (O) manjka, je mogoče, da le-ta na fosilu ni bila ohranjena.

Ker naše oblike ni mogoče uvrstiti v noben doslej znan fosilni ali recentni rod, uvajamo nov rod, za katerega predlagamo ime *Croatocordulia*.

#### *Croatocordulia* gen. nov.

Derivatio nominis: Croatia (lat.) = Hrvatska; po najdišču generotipa.

Generotypus: *Libellula platyptera* Charpentier, 1843.

Opis temelji na Heerovi risbi (Heer, 1849) samčevega, skoraj popolnoma ohranjenega levega zadnjega krila ter desnega prednjega in zadnjega krila brez bazalnih delov.

Nervatura je odprta; Bxs manjka; antenodal je v zadnjem krilu 5, postnodal v obeh krilih po 7; pterostigma je štirikrat daljša, kot je široka.

Bazalni deli so ohranjeni le v levem in deloma v desnem zadnjem krilu. Arkulus leži pred prvo antenodalo in v isti širini z bazo diskoidalnega trikotnika; sektorja arkulusa izhajata posamično v zadnjem, najnižjem delu le-tega; kubitno-analna žila je le ena; subtriangulus (t') ni razvit; diskoidalni trikotnik je sestavljen iz dveh celic; v spodnjem delu analnega trikotnika je ena, nekoliko poševna prečna žila; tornalna celica je kratka in štirioglasta; patela je kratka; med  $Cu_1$  in  $Cu_2$  je 12 celic, celica št. 5 je na apeksu analne zanke; analna zanka ima čevljasto obliko, verjetno 5 celic v zgornji vrsti zanke, 7 v spodnji in 3 v bazi.

Generotip je edina doslej znana vrsta rodu.

#### *Croatocordulia platyptera* (Charpentier, 1843)

##### *Libellula platyptera*

1843 Charpentier, Verh. Leopold.-Carol. Akad. Naturf. 20: 408, Taf. 22; Fig. 3.

1848 Hagen, Stett. Ent. Ztg. 9: 12.

1891 Scudder, U. S. Geol. Surv. 71: 348.

##### *Cordulia platyptera*

1849 Heer, Insektenf. Tertiärgeb. Oeningen u. Radoboj 2: 74—79, Taf. 5, Fig. 3, 3b.

1850 Hagen, Rev. Odon. (Mém. Soc. R. Sci. Liège 6): 363.

1852 Giebel, Deutschl. Petref.: 639.

1856 Giebel, Insect. d. Vorwelt: 288—289.

1891 Scudder, U. S. Geol. Surv. 71: 331.

1906—1908 Handlirsch, Foss. Insekt. 1: 900.

##### *Somatochlora alpestris* Selys

1928 Pongrácz, Ann. Mus. Nat. Hung. 25: 121—122.

Zadnje krilo je dolgo približno 29 do 31 mm, razdalja od baze do nodusa pa znaša približno 24 mm. Prednje krilo je v nodalni regiji 8,5 mm široko, zadnje pa 9 mm. Pterostigma je 2,5 mm dolga in 0,6 mm široka. Ostali znaki so vidni iz opisa rodu. Starost: spodnji miocen Radoboja na Hrvatskem. Holotip je edini znani primerek in je izgubljen.

### Diskusija

Doslej so znane le tri fosilne oblike iz družine Corduliidae: *Cordulia* (?) *scheuchzeri* Massalongo iz cocena Monte Bolca (Italia) (Massalongo, 1855, 1856; Omboni, 1886; Handlirsch, 1906 do 1908), *Croatocordulia platyptera* (Charpentier) in *Miocordulia latipennis* Kennedy iz zgornjega miocena (horizont Latah) Spokane (Washington, ZDA) (Carpenter, 1931; Kennedy, 1931).

Generična pripadnost prvo omenjene vrste je nejasna. Objavljene risbe nervature so preveč shematizirane in za taksonomski študij neuporabne. Fosil se nahaja v zbirki Geološkega inštituta Univerze v Padovi in bi ga bilo treba ponovno raziskati.

Med številnimi terciarnimi fosili, ki so jih uvrščali starejši raziskovalci v rod *Libellula*, je nedvomno več oblik, ki pripadajo družini Corduliidae. Reklasifikacijo pa otežkoča težka dostopnost originalnega materiala.

V tabeli I podajamo pregled važnejših nervaturnih znakov fosilnih in holarktičnih recentnih rodov poddružine Corduliinae.

PREGLED VAŽNEJŠIH NERVATURNIH ZNAKOV FOSILNIH  
IN HOLARKTIČNIH RECENTNIH RODOV PODDRUŽINE CORDULIINAE  
REVIEW OF THE MAIN VENATIONAL CHARACTERS IN THE FOSSIL AND  
HOLARCTIC LIVING GENERA OF THE SUBFAMILY CORDULIINAE  
TABELA I TABLE I

Genus	Dolžina zadnjega krila (mm) Length of Hind wing (mm)	Število celic v trikotnikih zadnjega krila Number of cells in triangles of Hind wing		Število prečnih žil v zadnjem krilu Number of cross- in veins in Hind wing	
		t	s	Ax	Cux
		<i>Cordulia</i> Leach, 1815	29—32	1	1
<i>Croatocordulia</i> gen. n.	29—31	2	1	5	1
<i>Dorocordulia</i> Needham, 1901	26—31	1	1	5	1
<i>Epicordulia</i> Selys, 1871	38—52	1—2	1	5—6	1
<i>Epithea</i> Charpentier, 1840	38—41	3	1	6	1
<i>Helocordulia</i> Needham, 1901	26—29	1	1—2	5—6	1—2
<i>Miocordulia</i> Kennedy, 1931	≈ 35	2	1	5	2
<i>Neurocordulia</i> Selys, 1871	29—40	2	1—2	5—6	2—4
<i>Somatochlora</i> Selys, 1871	25—47	1—2	1	4—6	2
<i>Tetragoneuria</i> Hagen, 1861	24—34	1—2	1	4—6	1
<i>Williamsonia</i> Davis, 1913	22—23	1	1	5	1

Poizkus prikaza intergeneričnih afinitet med fosilnimi in holarktičnimi recentnimi rodovi podružine je podan na sliki 2.

Miocenski rod *Croatocordulia* izhaja verjetno iz istega debla kot recentni rodovi *Somatochlora*, *Cordulia* in *Dorocordulia*. Med njimi ima *Somatochlora* osamljen položaj. V zadnjem krilu vrst tega rodu nastopa pogosto subtriangel (t'), ki pri ostalih treh rodovih ni razvit.

*Somatochlora* in *Cordulia* imata cirkumpolarni naselitveni areal, rod *Dorocordulia* pa nastopa danes le v Nearktiku. Verjetno je, da je prišel na ameriško celino šele v terciarju in ima svoj filogenetski izvor nekje na vzhodu (Walker, 1925). To domnevo potrjuje najdba sorodnega rodu *Croatocordulia* v Evropi.

Zanimivo je, da *Croatocordulia* nima tesnejših filogenetskih vezi z rodom *Miocordulia* iz severnoameriškega gornjega miocena. Le-ta je bil soroden recentnemu evropskemu rodu *Epithea*.

Miocenska rodova *Croatocordulia* in *Miocordulia* tvorita vezni člen med evropsko in ameriško kordulidno favno. Ta ugotovitev in pa zemljepisna lokacija najdišč fosilov (zahodni Paleartik, vzhodni Neartik) predstavlja prvi neposredni paleontološki dokaz v prilog Beliševe teorije o izvoru, horografiji in evoluciji kvartarne odonatne favne holarktičnega prostora (Belišev, 1965).

**CROATOCORDULIA PLATYPTERA (CHARPENTIER, 1843) GEN. NOV.  
FROM THE LOWER MIOCENE OF RADOBOJ IN CROATIA  
(ODONATA, ANISOPTERA, CORDULIIDAE, CORDULIINAE)**

*Boštjan Kiauta*

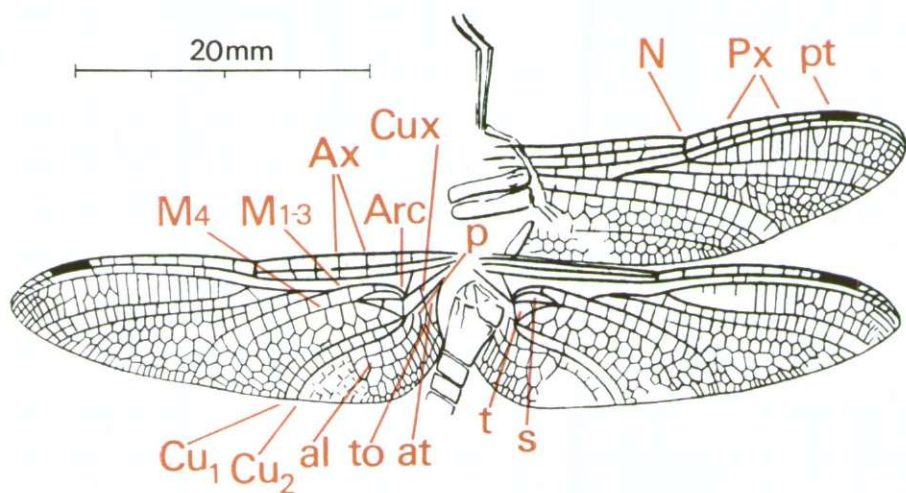
With 2 figures and 1 table

*Libellula platyptera* Charpentier, 1843 from the Lower Miocene beds of Radoboj in Croatia has been synonymised by Pongrácz (1928) with the living *Somatochlora alpestris* Selys. The latter is a tyrphobiont with a scattered distribution from the palearctic boreal to the Alpine regions, and has been considered as a pleistocene relict (Holdhaus, 1954). Any fossil records would have the meaning of important climatic indicators. For this reason the drawing of the venation published by Heer (1849) has been reexamined. The holotype is lost.

From the study of venational characters it became clear that the fossil can not be placed in any of the corduliidan genera so far known. A new genus has been erected under the name of *Croatocordulia*.

*Croatocordulia* gen. nov.

The description is based upon Heer's drawing (Heer, 1849) of a well preserved male left hind wing and a right fore and hind wing with missing basal portions, of the same individual.

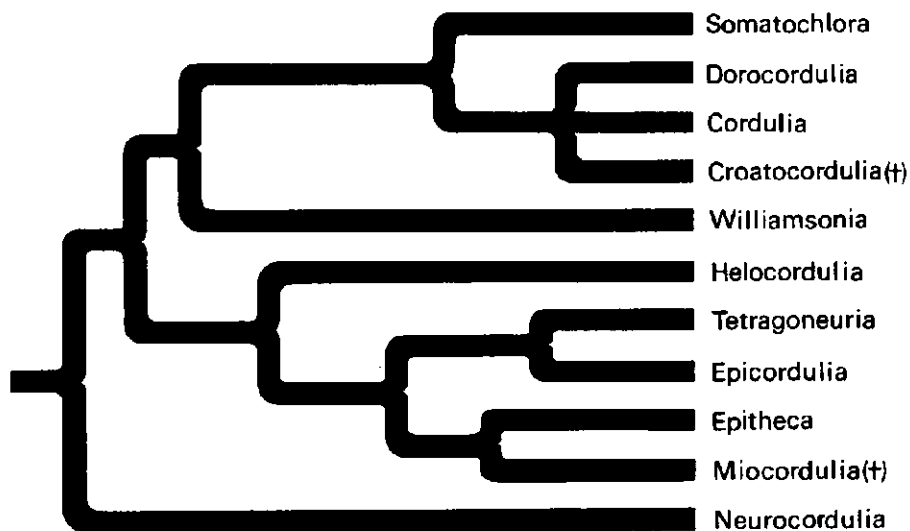


Sl. 1. *Croatocordulia platyptera* (Charp.), samec (holotip)

al = analna zanjka, Arc = arkulus, At = analni trikotnik, Ax = antenodalne žile, Cu<sub>1</sub>, Cu<sub>2</sub> = prva (gornja) in druga (spodnja) veja kubitusa, Cux = kubitno-analna žila, M<sub>1-3</sub>, M<sub>4</sub> = sektorja arkulusa, N = nodus, p = patela, pt = pterostigma, Px = postnodalne žile, s = gornji trikotnik, t = diskoidalni trikotnik, to = tornalna celica

Fig. 1. *Croatocordulia platyptera* (Charp.), male (holotype)

al = anal loop, Arc = arculus, At = anal triangle, Ax = antennodals, Cu<sub>1</sub>, Cu<sub>2</sub> = first (upper) and second (lower) branch of cubitus, Cux = cubito-anal crossvein, M<sub>1-3</sub>, M<sub>4</sub> = sectors of arculus (branches of media), N = nodus, p = patella, pt = pterostigma, Px = postnodals, s = supra-triangle, t = diskoidal triangle, to = tornal cell



Sl. 2. Diagram afinitet med fosilnimi in holarktičnimi recentnimi rodovi poddružine Corduliinae

Fig. 2. Diagram of affinities among the fossil and the holarctic living genera of the subfamily Corduliinae

The venation is open, the bridge crossvein (Bxs) is lacking. There are 5 antenodals in the hind wing and 7 postnodals in fore and hind wing; the pterostigma is four times as long as wide.

To the hind wing apply the following characters: the arculus lies before the first antenodal crossvein; the discoidal cell is with its base in line with the arculus; the sectors of the arculus are arising separately in its posterior end; there is only one cubitoanal crossvein; the subtriangel ( $t'$ ) is not developed; in the discoidal cell and in the anal triangle there is one crossvein; the tornal cell is short and square; the patella is short; between  $Cu_1$  and  $Cu_2$  there are 12 cells, cell No. 5 being at the apex of the anal loop; the anal loop is shoe shaped and is likely to have 5 cells in the upper tier, 7 in the lower and 3 in the base.

Genotype: *Libellula platyptera* Charpentier, 1843.

*Croatocordulia platyptera* (Charpentier, 1843)

The synonyms are given in the Slovene text.

The hind wing is approximately 29–31 mm long; the fore wing is at the level of the nodus approximately 8,5 mm broad, the hind wing 9 mm; the distance from base to nodus is in the hind wing 24 mm; the pterostigma is 2,5 mm long by 0,6 mm broad. Other characters as given in the generic description.

Age: Lower Miocene of Radoboj in Croatia.

The holotype is lost.

In Table I a review of the principal venational characters in the fossil and the holarctic living genera of the subfamily *Corduliinae* is given. The structural affinities within these are illustrated in Fig. 2. The interpretation is based on the works of Walker (1925) and Kennedy (1931).

*Croatocordulia* is closely allied to the circumpolar genera *Somatochlora* and *Cordulia* and to the nearctic *Dorocordulia*. It has no closer affinities with the genus *Miocordulia* from the Upper Miocene of North America. The latter is allied to the living European *Epiheca*.

Both *Croatocordulia* and *Miocordulia* represent links between the European and American odonate faunas. The geographic location of the beds from which they were recovered supports the theory of the origin and dispersal of holarctic Odonata as suggested recently by Belyshev (Belišev, 1965).

#### LITERATURA

Belišev, F. B. 1965, Golarktičeskaja fauna strekoz (*Odonata, Insecta*), jeje struktura, predeli rasprostraneniya i verojatnie puti formirovaniya. — Izv. Sib. otd. Akad. Nauk SSSR (biol.-med.) 12 (3): 76—83.

Carpenter, F. M. 1931, Insects from the Miocene (Latah) of Washington. Introduction. — Ann. Ent. Soc. Am. 24 (2): 307—309.

Charpentier, T. von 1843, Über einige fossile Insecten aus Radoboj in Croatien. — Verh. Keiserl. Leopold.-Carol. Akad. Naturf. 12: 401—410, Taf. I—III.

Giebel, C. G. 1852, Deutschlands Petrefacten. Leipzig.

Giebel, C. G. 1856, Fauna der Vorwelt mit steter Berücksichtigung der lebenden Tiere. Bd. 2, Leipzig.

Hagen, H. 1848, Die fossilen Libellen Europa's. Stettin. Ent. Ztg. 9 (1): 6—13.

Hagen, H. 1850, Énumération des odonates fossiles d'Europe. In: Selys Longchamps, E. de, Revue des odonates ou libellules d'Europe. — Mém. Soc. R. Sci. Liège 6: 356—364.

Handlirsch, A. 1906—1908, Die fossilen Insekten und die Phylogenie der rezenten Formen. Bd. I, II. Leipzig.

Heer, O. 1849, Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj in Croatien. Bd. 2, Leipzig.

Holdhaus, K. 1954, Die Spuren der Eiszeit in der Tierwelt Europas. — Abh. Zool.-bot. Ges. Wien 18: 1—493, Taf. I—LII.

Kennedy, C. H. 1931, Insects from the Miocene (Latah) of Washington. III. *Odonata*. — Ann. Ent. Soc. Am. 24 (2): 313—318, Pl. I.

Massalongo, A. B. 1855, Monografia delle Nereiti fossili del Monte Bolca. — Programma dell'I. R. Ginnasio liceale Verona ((Antonelli): 1—35, Tav. I—VI.

Massalongo, A. B. 1856, Prodrroma di una entomologia fossile del Monte Bolca. Studi paleontologici. — Programma dell'I. R. Ginnasio liceale Verona ((Antonelli): 11—21, Tav. I.

Omboni, G. 1886, Di alcuni insetti fossili di Veneto. — Atti R. Ist. veneto sc. lett. arti (VI) 4: 1—14, Tav. I—III.

Pongrácz, A. 1928, Die fossilen Insekten von Ungarn, mit besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der europäischen Insekten-Fauna. — Ann. Mus. Nat. Hung. 25: 91—194.

Scudder, S. H. 1891, Index to the known fossil insects of the World, including myriapods and arachnids. — Bull. U. S. Geol. Surv. 71: 1—744.

Walker, E. M. 1925, The North American dragonflies of the genus *Somatochlora*. — Univ. Toronto Stud. (Biol.) 26: 1—202, Pls. I—XXXV.

# PSEVDOSILJSKI SKLADI MED CELJEM IN VRANSKIM

*Karel Grad*

S 4 tablami slik in z geološko karto v prilogi

## VSEBINA

Uvod . . . . .	91
Dosedanje raziskave . . . . .	92
Geomorfološki opis . . . . .	94
Geološki opis . . . . .	94
Spodnji horizont psevdosiljskih skladov . . . . .	95
Srednji horizont psevdosiljskih skladov . . . . .	96
Zgornji horizont psevdosiljskih skladov . . . . .	99
Paleogeografske in tektonske razmere . . . . .	100
Povzetek . . . . .	101

## UVOD

Pojem »psevdosiljskih skladov« je uvedel v geološko literaturo Teller (1889, 210). Tako je imenoval glinasti skrilavec z območja Celjskega gradu, ki so ga prejšnji raziskovalci imeli za ziljske sklade karbonske starosti.

Psevdosiljski skladi so med najbolj zanimivimi in malo preučeni triadnimi kameninami v centralnem delu Slovenije. Dosedanje občasne geološke raziskave njihovega razvoja v Posavskih gubah so dale nekaj zanimivih rezultatov. Istočasno so se odpirali vedno novi problemi, ki jih je pa možno rešiti le z regionalnim študijem.

Sistematične raziskave psevdosiljskih skladov sta omogočila Sklad Borisa Kidriča in Geološki zavod v Ljubljani, za kar se jima zahvaljujem.

S terenskim delom po metodi profiliranja sem pričel leta 1964 med Celjem in Vranskim, kjer so psevdosiljski skladi po dosedanjih geoloških

kartah najbolj razširjeni. To območje je ugodno za začetek študija tudi zato, ker so bili v neposredni bližini Celja najdeni fosilni ostanki, ki dokazujejo srednjetriadno, in sicer wengensko starost psevdoziljskih skladov.

V naslednjih fazah nameravam nadaljevati s preučevanjem teh plasti proti zahodu in jugu. Ko bo postopno raziskano celotno območje psevdoziljskih skladov, bo mogoče podati sliko njihovega litološkega razvoja in jih podrobno stratigrafsko horizontirati.

Dosedanje delo je potekalo počasi, ker ni bilo mogoče najti določljivih fosilnih ostankov, posamezni litološki členi pa so med seboj v tektonskih kontaktih.

Apnenc je mikropaleontološko raziskala Šribarjeva. Tufe in peščenjake je petrografske analizirala Silvestrova, sedimentološko Orehkova, palinološko dr. Šercelj. Pri mikrofacijskih analizah mi je pomagala Silvestrova.

Ker v apnencu nismo našli določljive mikrofavne niti makrofosilov, smo na univerzi v Gradcu raziskali del vzorcev, da bi ugotovili, ali vsebuje konodonte. Pokazalo se je, da apnenc sicer vsebuje konodonte, ki pa so zelo redki. Zaradi majhnega števila vzorcev zaenkrat nismo dobili uporabnih podatkov za stratigrafijo.

Mikropaleontološko raziskani zbruski apnenca so mi rabili tudi za študij mikrofaciesov apnenca v psevdoziljskih skladih. Po literaturnih podatkih je klasifikacija apnenca po tej metodi precej razširjena, zlasti v naftni geologiji; pri nas pa je to prvi tak poskus.

Pri delu na terenu sem za orientacijo uporabljal Tellerjevo geološko karto Celje—Radeče v merilu 1:75 000. V precejšnji pomoč pri geoloških interpretacijah so mi bili avionski posnetki terena, ki je izredno fotogeničen. Prav s pomočjo fotogramov mi je uspelo izdelati geološko-tektonsko skico ozemlja med Celjem in Vranskim, čeprav celotnega ozemlja nisem podrobno kartiral.

## DOSEDANJE RAZISKAVE

Psevdoziljske sklade je Morlot (1853, 23) primerjal z oligocenskim ribjim skrilavcem pri Brdcah, ker leže ponekod v bazi soteških plasti. Pozneje jim je pripisal višjo starost (cf. Bittner, 1884). Zollikofer (1859, 164) jih je imel za ziljske sklade in jih je štel v karbon.

Stur (1871) je sicer dvomil o karbonski starosti skrilavca, ker pa ni našel nobenih fosilov, se je pridružil Zollikoferjevemu mnenju. Dopusčal pa je možnost, da je ekvivalent ribjega skrilavca pri Brdcah, kot je že prej mislil Morlot.

Höfer (1868, 78) je primerjal psevdoziljski skrilavec z lunškim peščenjakom in ga prištel zgornji triadi.

Bittner (1884, 476 do 478) je raziskoval predvsem okolico Trbovelj in je opazil določene podobnosti psevdoziljskih plasti z južnoalpskimi wengenskimi skladi. Vendar mu geološke razmere v okolici Hrastnika in Trbovelj niso nudile dovolj opore, da bi napravil ustrezeni sklep o starosti psevdoziljskega skrilavca.



Teller (1885, 319) je prvi ugotovil pravo starost skrilavca na južnem robu Celjske kotline. Na pobočju Celjskega gradu je našel Riedl amonita *Trachyceras julium* Mojs. Teller je na podlagi te najdbe pripisal skrilavcu wengensko starost. Tellerju se je posretilo najti zatem v sivem skrilavcu še odtise školjke *Daonella lommeli* Wissm. in tako je bila ponovno dokazana wengenska starost psevdoziljskih skladov.

Ko je poročal o najdbi daonele na Celjskem gradu, je Teller (1889, 210) prvič imenoval ta skrilavec kot psevdoziljski. Menim, da je izraz »psevdoziljski« primeren, če ga pojmuje mo facialno v širšem smislu. S tem se izognemo naštevanju vseh litoloških različkov, ki sestavljajo psevdoziljske sklade. Dejstvo pa je, da za apnenec in tufe, ki so sestavni del teh skladov, ne moremo trditi, da so podobni karbonskim, tj. ziljskim skladom.

Kako velike težave so povzročali ti skladi geologom, vidimo iz tega, da je Teller (1897, 19) primerjal psevdoziljski skrilavec v okolici Vranskega z velikotrnskimi skladi, ploščasti apnenec pa je imel za ekvivalent krških skladov. Šele kasneje je skrilavec pri Vranskem povezal s skrilavcem pri Celju. Ploščasti apnenec pri Vranskem in Ločici je pravilno štel med psevdoziljske sklade, medtem ko je enak apnenec v pasu od Motnika prek Kozice, Krvavice, Škrabarjevega vrha in Reške planine do Celjskega gradu označil delno kot školjkasti apnenec delno pa kot svetli apnenec in dolomit srednje triade.

Psevdoziljske sklade v zahodnem delu Posavskih gub na splošno večkrat omenja Kossmat (1905, 73; 1910, 31, 32; 1913, 71; 1936, 143).

Pri tektonskih študijah o Posavskih gubah je obravnaval psevdoziljske sklade tudi Winkler (1924, 202—216). Dva ločena pasova psevdoziljskih skladov na severni in južni strani trojanske antiklinale je razložil z narivom trojanske antiklinale prek psevdoziljskih skladov proti severu. Tako bi bil južni pas psevdoziljskih skladov med Laškim in Zagorjem tektonsko okno.

Po Rakovcu (1950, 191 do 209) so psevdoziljski skladi omejeni na Posavske gube, Škofjeloško hribovje in vznožje Jelovice. Amfiklinski skladi iz okolice Cerkna in Grahovega pa so po njegovem mišljenju mlajši in se tudi petrografsko razlikujejo od psevdoziljskih skladov.

V Posavskih gubah so se psevdoziljski skladi usedali v dveh ločenih območjih, ki sovpadata s tuhinjsko terciarno sinklinalo na severu in laško na jugu. Facialne razlike v sedimentih so nastale zaradi premikanja morskega dna, ki so se periodično ponavljale kot posledica vulkanskih izbruhov. Rakovec (1946, 148, 155, 157, 160, 162) je torej ovrnil teorijo o narivni zgradbi Posavskih gub.

Ugotovil sem (Grad, 1960, 313, 314), da je večji del psevdoziljskih skladov, označenih na Kossmatovi geološki specialki Ljubljana in Tellerjevi Celje—Radeče (merilo 1:75 000) v zahodnem delu litijske antiklinale in moravske sinklinale, dejansko zgornjekredne starosti, kar je bilo dokazano z mikrofavno.

Kuščer (1962, 67 do 68, 1967) je mnenja, da so psevdoziljski skladi prvotno pokrivali celotno trojansko antiklinalo in da so bili šele kasneje denudirani.

Tako odpadeta Winklerjeva interpretacija o narivni zgradbi Posavskih gub in Rakovčeva domneva o dveh ločenih sedimentacijskih območjih psevdofiljskih skladov.

Iz pregleda dosedanjih raziskav vidimo, da je bilo o psevdofiljskih skladih izrečenih že precej mnenj, ki so jih pozneje raziskave delno potrdile delno pa ovrge. To je razumljivo, ker so razni avtorji delali po različnih kriterijih in na raznih krajih ali pa celo samo po literaturnih podatkih.

Pravo sliko o psevdofiljskih skladih pa bo možno podati šele takrat, ko bo po cnotnih kriterijih terensko in laboratorijsko raziskano celotno območje, kjer so ohranjeni.

## GEOMORFOLOŠKI OPIS

Priložena geološka karta kaže obseg raziskanega ozemlja, ki meri okoli 100 km<sup>2</sup>. Na severu ga omejuje Celjska kotlina, na jugu pa tektonski kontakt s paleozojskimi in različnimi triadnimi sedimenti, ki poteka od Liboj prek Zabukovice, Marije Reke, Krvavice, Presedl in čez Prosevnik, Zajasovnik dalje proti zahodu, kjer še nisem kartiral; zaenkrat ga imenujem marijareški prelom.

Ozemlje med Celjem in Vranskim je lep primer odvisnosti reliefa od litološke sestave in tektonike. Grebeni s smerjo vzhod—zahod sestoje skoraj izključno iz vranskega apnenca, ki je odporen proti eroziji. Takšni vrhovi in grebeni so Jasovnik, Kozica, Krvavica, Škrabarjev vrh, Reška planina, Goljava, Kamnik in Zabukovica (tabla I, sl. 1). Severneje se vleče greben od Jakovega dola čez Zahomce in se vzhodneje združi z južnim grebenom pri Loki.

Med grebeni potekajo vzdolžne doline. V njihovi podlagi je glinasti skrilavec, ki hitreje prepereva, in tako nastanejo terenske depresije. Prečno na te morfološke elemente pa so se ob prelomih izoblikovale doline, po katerih teče voda proti Savinji.

## GEOLOŠKI OPIS

Psevdofiljske sklade sem razdelil na tri osnovne litološke horizonte: spodnjega, srednjega in zgornjega. V teh horizontih opazujemo določene facialne razlike tako v vzdolžni kot v prečni smeri. Zlasti velja to za spodnji horizont.

Poudariti pa moram, da nisem nikjer našel zanesljivega profila, kjer bi mogel obenem določiti talnino in krovino psevdofiljskih skladov. Ves južni kontakt, kjer bi pričakovali njihovo podlago, je izrazito tektonski.

Spodnji horizont je najstarejši; sestoji iz drobnika, tufov in črnega glinastega skrilavca. Sedimenti tega horizonta postajajo proti vzhodu vedno bogatejši s tufsko primesjo. V okolici Celja so ugotovljeni celo keratofirji in kremenovi porfirji. Proti severu je tufov vedno manj in prevladuje glinasti skrilavec.

Srednji horizont je sestavljen iz ploščatega lapornatega apnenca, ki po Folkovi klasifikaciji ustreza mikritu z vložki dismikrita in intrasparita. Apnenec bomo imenovali po Tellerju kot vranski ploščasti apnenec.

V zgornjem horizontu prevladuje temno sivi in črni glinastolapornati skrilavec z vložki alevrolita, peščenega apnenca, lapornega apnenca in redko drobnika.

### **Spodnji horizont psevdofiljskih skladov drobnik, tuf in glinasti skrilavec**

Ta horizont je zaradi sinklinalne zgradbe psevdofiljskih skladov med Celjem in Vranskim razkrit v dveh pasovih, južnem in severnem, ki potekata od zahoda proti vzhodu in se vzhodno od Zabukovice združita.

Južni pas poteka od Male Ravni pri Motniku prek doline Zajasovnik, kjer se precej razširi. Na območju prelaza Presedle se zoži in konča ob prečnem prelomu Krvavica—Podlog. Med tem prelomom in prelomom po dolini Konjšice so psevdofiljski skladi pomaknjeni proti jugu.

Kamenine spodnjega korizonta se ponovno pojavijo v zgornjem delu doline Konjšice. Dalje jih zasledujemo proti vzhodu prek Marije Reke do Zabukovice.

Teller je na geološki karti Celje—Radeče ta horizont med Krvavico in Zabukovico štel v karbon, kar pa ne ustreza razmeram na terenu, kjer je drobnik s karbonskimi plastmi v tektonskem kontaktu ob prelomu, ki poteka od Liboj prek Marije Reke v smeri Krvavice.

Velik obseg imajo kamenine spodnjega horizonta med Libojami in Teharji, kjer so dvignjene ob prečnem prelomu. Poleg tega se tudi os sinklinalne dviga od zahodu proti vzhodu.

V okolici vrha Hom (576 m) in Celjskega gradu so izdanki tufov kremenovega keratofirja in porfirja ter albitekega porfirja, ki jih je raziskal Germovšek (1959, 54). Te tufe je Teller na geološki karti Celje—Radeče označil kot andezitne in jih je imel za terciarne.

Terciarni andezitni tuf je razkrit le ob Savinji zahodno od Celja, kjer je ob vzdolžnem prelomu v stiku s psevdofiljskimi skladi.

Vzhodno od Liboj naraste količina keratofirskega tufa, ki je kristalast in pelitski. Zadnji je posebno dobro razkrit ob cesti na Celjski grad.

Severno krilo sinklinalne sestoji v najnižjem delu iz temno sivega glinastega skrilavca z vložki sivega lapornega apnenca, ki ponekod prehaja v laporni skrilavec.

Te sedimente opazujemo v talnini vranskega ploščatega apnenca ob potoku Marınca, dalje južno od Vranskega v smeri Loke, Prebolda in Kasaz, kjer so v stiku z južnim drobniškim horizontom. Čeprav je ozemlje prekrito s preperino in so goliče redke, sklepamo, da na tem območju tudi skrilavec severnega pasu vsebuje vložke drobnika, kar obcnem dokazuje, da se proti severu in zahodu vulkanska primes počasi izgublja.

Petrografsko smo raziskali večje število vzorcev drobnika in tufov iz južnega pasu med Jasovnikom in prelazom Presedle ter iz okolice Marije Reke in Brdnice zahodno od Celja.

Po petrografskih analizah so tufi kristalasto litoklastični, kristalasto steklasti in steklasti. To je najbrž tuf kremenovega keratorija, kar je menil že Germovšek (1959, 54) (tab. II, sl. 1, 2, 3). Po terenskih raziskavah sodeč drobnik na tem območju prevladuje nad tufom.

Po Pettijohnovi (1957, 290, 291) klasifikaciji peščenjakov pripada drobnik med Celjem in Vranskim litoklastičnim različkom. V njegovi sestavi prevladujejo namreč fragmenti kamenin nad glinenci. Pogostna je tudi drobnozrnata breča, ki vsebuje številne fragmente skrilavca, kar kaže na premikanja med sedimentacijo.

Za drobnik je značilna slaba sortiranost. Po literaturnih podatkih (Pettijohn 1957, 312, 313) se je sedimentacija drobnika in glinastega skrilavca ritmično menjavala. V celoti prevladuje glinasti skrilavec nad drobnikom in tufi. Debelina posameznih plasti pa variira od nekaj centimetrov do 1 metra.

Starost spodnjega horizonta je določena edinole na Celjskem gradu, kjer je Teller (1889, 210) našel v skrilavcu odtise školjke *Daonella lommeli* Wism. S tem je dokazano, da pripadajo te plasti wengenskemu oddelku oziroma langobardski podstopnji srednje triade.

Debeline spodnjega, najstarejšega horizonta psevdoziljskih skladov ne moremo podati, ker ni nikjer vidna njegova talnina.

### **Srednji horizont psevdoziljskih skladov vranski ploščasti apnenec**

Pojem vranskega ploščastega apnenca je uvedel Teller (1907) za apnenec v okolici Vranskega in Ločice. Ni razumljivo, zakaj je enak apnenec vzhodneje od tod prištel delno školjkastemu apnencu delno svetlemu apnencu in dolomitu srednje triade. Debelina srednjega horizonta je okoli 350 metrov. Med Vranskim in Celjem leži vranski apnenec na plasteh spodnjega horizonta. Medsebojna lega obeh horizontov je vidna iz geološke karte in profilov.

Vranski apnenec prihaja na površje v obeh krilih sinklinalne zgradbe. Sinklinala vpada proti zahodu, zato je vzhodni, višji del bil močnejše erodiran in tako se pasova vranskega apnenca severnega in južnega krila proti vzhodu združita.

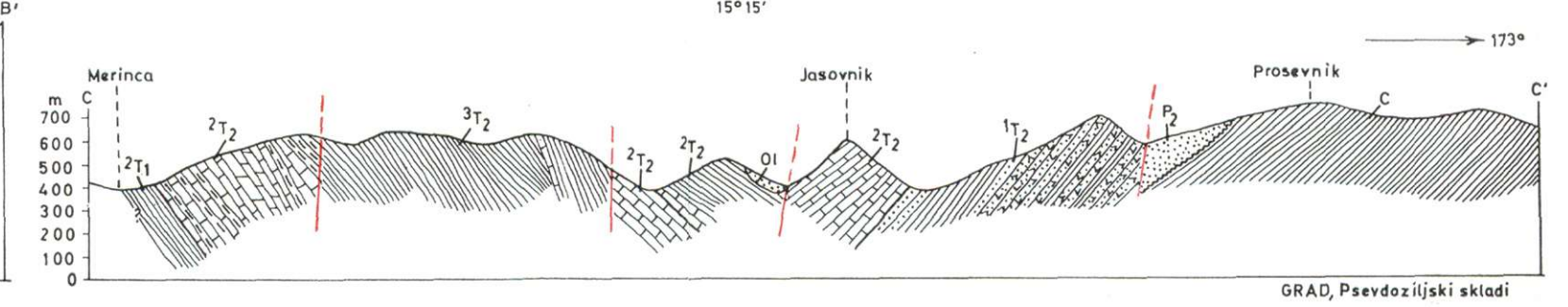
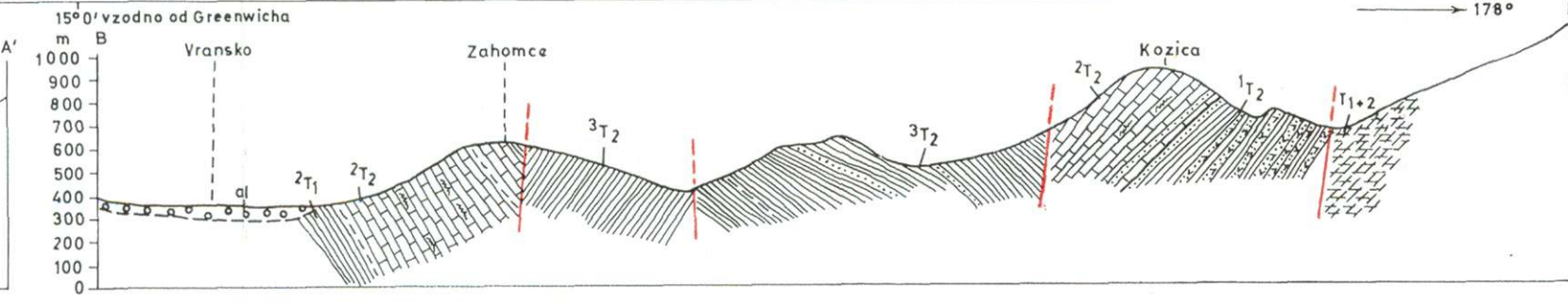
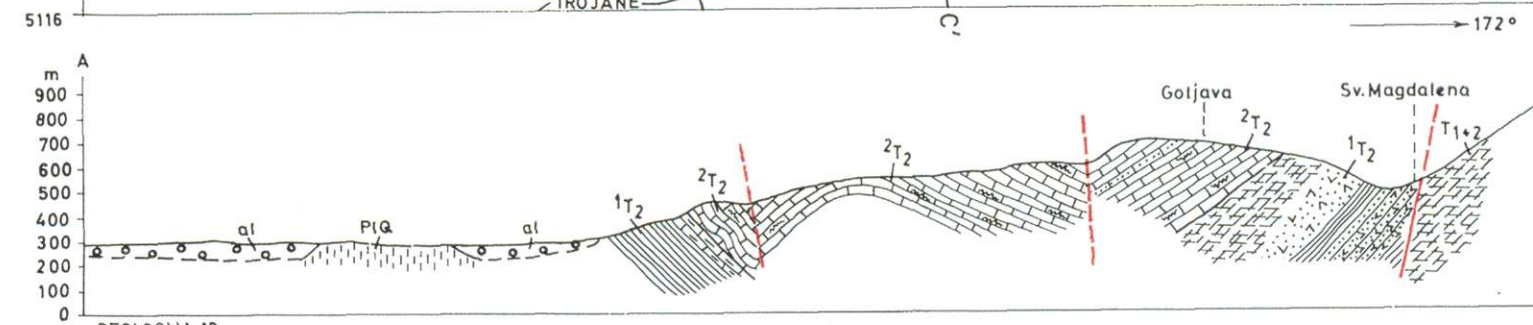
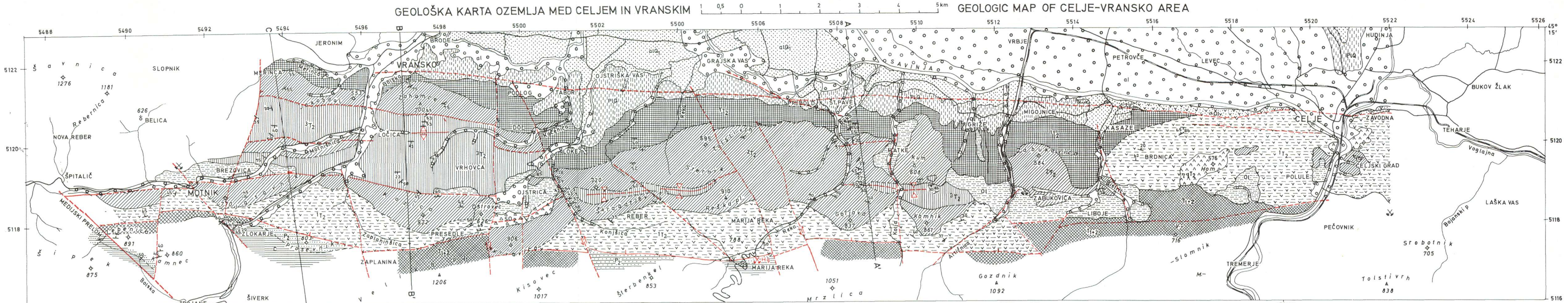
Južni pas se pričinja pri Motniku na desni strani Motnišnice in se nadaljuje v Jasovniku in Kozici do Ostrovca. Tu je odrezan ob prečnem prelomu in pomaknjen proti jugu. Ponovno se vranski apnenec pokaže v Krvavici in dalje vzhodno od preloma po dolini Konjšice v Škrabarjevem vrhu. Tu je skoraj v neposrednem stiku s severnim pasom apnenca, ki pripada severnemu krilu sinklinalne. Nadaljevanje južnega pasu imamo v Reški planini, Goljavi in Kamniku.

Od Zabukovice proti Celju se vranski ploščasti apnenec ne pojavlja več strnjeno, temveč ločasto.

Istemu nivoju prištevam tudi sivi apnenec, na katerem stoji Celjski grad. V tem apnencu je našel Riedl amonita, ki ga je Teller določil kot *Trachyceras julium* Mojs. (1885, 319).

GEOLOŠKA KARTA OZEMLJA MED CELJEM IN VRANSKIM

GEOLOGIC MAP OF CELJE-VRANSKO AREA



Legenda na hrbtni strani — P. T. O. for the explanations. Razmerje dimenzij na karti in profilih je 1:2 — Dimension ratio between the map and the sections is 1:2.

# LEGENDA H GEOLOŠKI KARTI OZEMLJA MED CELJEM IN VRANSKIM

## EXPLANATIONS TO GEOLOGIC MAP OF CELJE-VRANSKO AREA

QUATERNARY KVARTAR		Nekartirano Not mapped
QUATERNARY KVARTAR	o a l o	Naplavine potokov in rek Alluvial deposit
	Δ s Q <sub>2</sub> Δ	Pobočni grušč Talus slope
	a l Q <sub>1</sub>	Rečna terasa River terrace
PLIOCENE QUATERNARY PLIOCEN KVARTAR	P l Q	Prod, glina, pesek Gravel, clay, and sand
OLIGOCENE OLIGOCEN	o l	Glina, pesek, prod Clay, sand, and gravel
	a O l	Andezit in andezitni tuf Andesite and andesite tuff

MIDDLE TRIASSIC-LADINIAN STAGE SREDNJA TRIADA-LADINSKA STOPNJA	3 T <sub>2</sub>	Laporno glinasti skrilavec z vložki alevrolita in peščenega apnenca Marly clay shale with intercalations of siltstone and calcarenite
PSEUDOZILIAN BEDS-WENGENIAN PSEUDOZILJSKI SKLADI-WENGEN	2 T <sub>2</sub>	Vranski apnenec (mikrit z vložki dismikrita in intrasparita) Vransko limestone (micrite with dismicrite and intrasparite intercalations)
	1 T <sub>2</sub>	Tuf in laporno glinasti skrilavec z vmesnimi plastmi drobnika Tuff and marly clay shale interbedded with graywacke
	1 T <sub>2</sub>	Laporno glinasti skrilavec z vložki lapornatega apnenca, redkeje peščenega apnenca Marly clay shale with intercalations of marly limestone and rarely calcarenite
	^ η q T <sub>2</sub> ^	Kremenov keratofir in njegov tuf Quartz keratophyre and its tuff
TRIASSIC TRIADA	T <sub>1+2</sub>	Dolomit, apnenec, skrilavec Dolomite, limestone, shale
PERMIAN PERM	P <sub>2</sub>	Rdeči in sivi kremenov peščenjak Red and gray quartz sandstone
CARBONIFEROUS PERMIAN KARBON	C	Črni glinasti skrilavec, kremenov peščenjak Black clay shale and quartz sandstone

	Smer in vpad plasti Strike and dip of strata
	Os antiklinale Anticlinal axis
	Os sinklinale Synclinal axis
	Vpad prelomne površine Strike and dip of fault
	Spuščen blok Downthrown block
	Prelom, domneven ali fotogeološko ugotovljen Supposed or photogeologically indicated fault
	Smer premikanja Direction of displacement
	Profil Section
	Opuščen rudnik Hg Abandoned mercury mine
	Opuščen premogovnik Abandoned coal mine

GRAD, Psevdoziljski skladi



Sl. 1. Pas psevdoziljskega skrilavca v dolini med vranskim apnencem Kozice (levo) in triadnim dolomitom (desno). Primerjaj s profilom BB' na priloženi geološki karti.

Fig. 1. The belt of pseudo-Zilian shale in the valley between the Vransko limestone of Kozica (at left) and Triassic dolomite (at right). See the section BB' on the joined geologic map.



Sl. 2. Vranski ploščasti apnenc ob cesti na prelaz Presedle.

Fig. 2. Vransko platy limestone along the road towards the Presedle pass.

Sl. 1. Sivkasti drobnozrnati steklasti tuf kremenovega keratofirja z limonitnimi žilicami, silificiran in rahlo skrila; psevdofiljski skladi na Homu. Presevna svetloba, nikola +, 83 ×.

Fig. 1. Grayish fine-grained vitric tuff of quartz keratophyre with limonite veinlets, silicified and slightly fissile; pseudo-Zilian beds from Hom hill. Transmitted light, nicols crossed, 83 ×.

Sl. 2. Sivkasti srednjezrnati kristalasto steklasti tuf kremenovega keratofirja, spremenjen; psevdofiljski skladi na Homu. Presevna svetloba, nikola +, 35 ×.

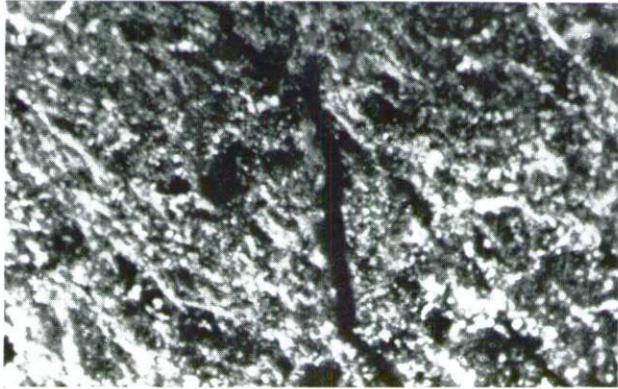
Fig. 2. Grayish medium-grained crystall-vitric tuff of quartz keratophyre, altered; pseudo-Zilian beds from Hom hill. Transmitted light, nicols crossed, 35 ×.

Sl. 3. Sivi debelo-zrnati kristalasto litoklastični tuf; psevdofiljski skladi pri Brdnici. Presevna svetloba, nikola +, 35 ×.

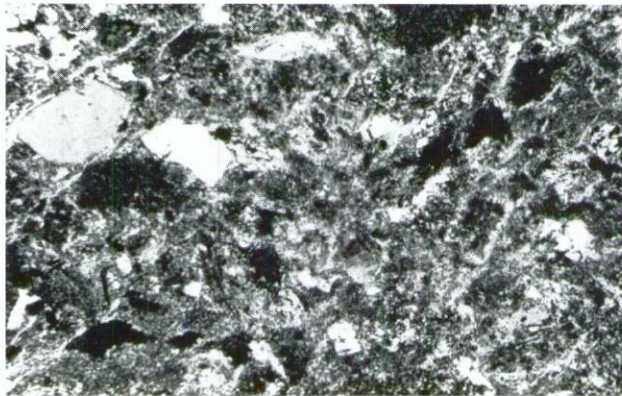
Fig. 3. Grayish coarse-grained crystall-lithic tuff of quartz keratophyre; pseudo-Zilian beds from Brdnica village. Transmitted light, nicols crossed, 35 ×.



1



2



3



Sl. 1. Mikrit s prekrystaliziranimi radiolarijami in piritnimi zrni; vranski apnenec južno od naselja Loke. Presevna svetloba, 35 ×.

Fig.1. Micrite with recrystallized radiolarian skeletons and pyrite grains; Vransko limestone south of Loke village. Transmitted light, 35 ×.

Sl.2. Mikrit (m) z vložkom roženca (r); na meji z rožencem prehaja mikrit v sparit (s); vranski apnenec pri Mariji Reki. Presevna svetloba, 35 ×.

Fig.2. Micrite (m) with chert (r); micrite grading into sparite (s) on the boundary micrite-chert; Vransko limestone from Marija Reka. Transmitted light, 35 ×.

Sl.3. Dismikrit s paralelno teksturo; vranski apnenec pri Mariji Reki. Presevna svetloba, 35 ×.

Fig.3 Dismicrite with parallel structure; Vransko limestone from Marija Reka. Transmitted light, 35 ×.

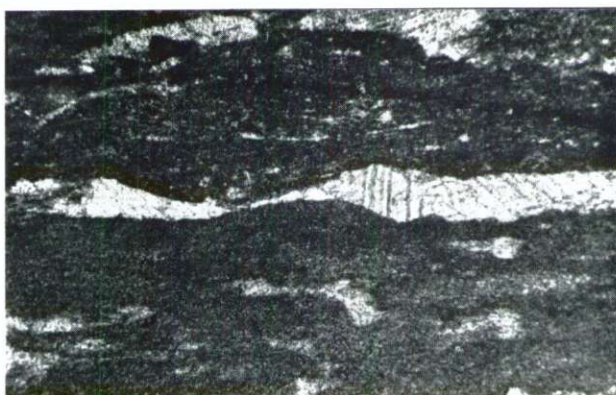
1



2



3



Sl. 1. Dismikrit s fosilnimi ostanki; vranski apnenec na Kozici. Presevna svetloba, 35 ×.

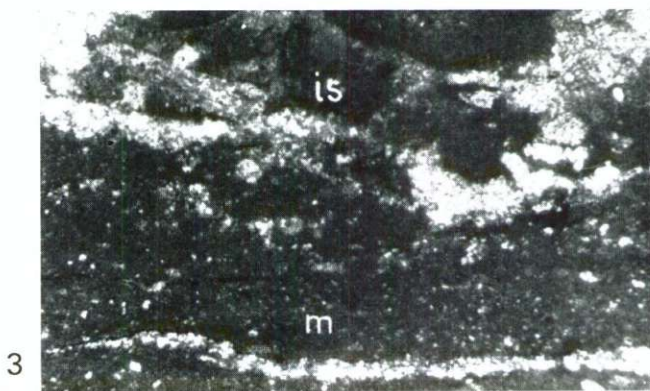
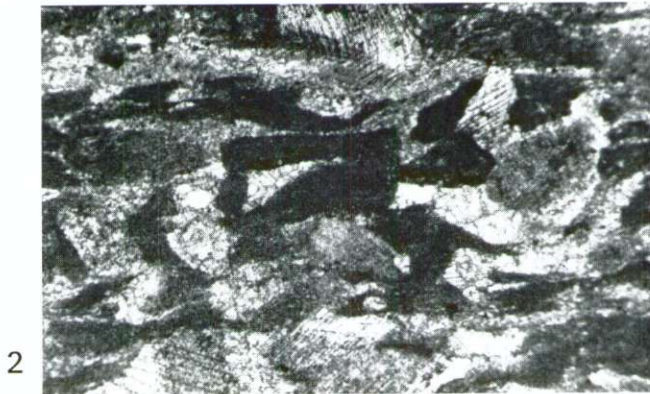
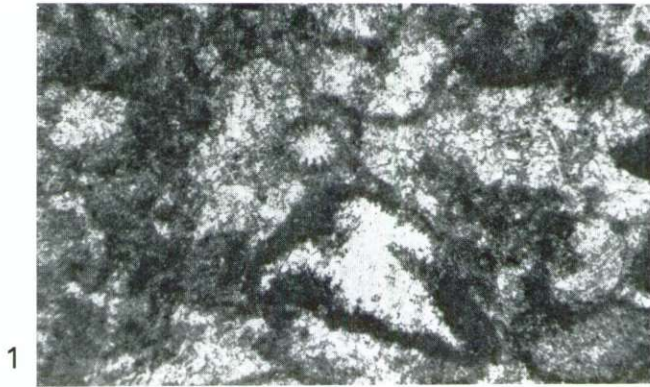
Fig. 1. Dismicrite including fossil remains; Vransko limestone from Kozica mountain. Transmitted light, 35 ×.

Sl. 2. Intrasparit, vložek v vranskem apnencu južno od Lok. Presevna svetloba, 35 ×.

Fig. 2. Intrasparite, intercalated in the Vransko limestone south of Loke village. Transmitted light, 35 ×.

Sl. 3. Mikrit (m) prehaja v intrasparit (is); vranski apnenec vzhodno od Motnika. Presevna svetloba, 35 ×.

Fig. 3. Transition of micrite (m) into intrasparite (is); Vransko limestone east of Motnik village. Transmitted light, 35 ×.



V severnem krilu sinklinale je vranski apnenec razkrit v okolici Jakovega dola južno od Merince, od koder se nadaljuje v grebenu Zahomce (700 m) proti Loki. Tu se zaradi prečnega preloma, ob katerem je bilo območje vzhodno od potoka Konjšice dvignjeno, združi z južnim pasom vranskega apnenca; zaradi erozije so bile namreč mlajše, skrilave psevdoziljske plasti odnesene. Zahodno od Ločice je vranski apnenec razkrit v ožji proggi na dnu sinklinale ob vzdolžnem prelomu.

Najlepše golice vranskega ploščastega apnenca so na Jasovniku, Kozici in ob cesti na Presedle (tabla I, sl. 2), ter v dolini Konjšice in Marije Reke. V severnem pasu pa je ta apnenec dobro razkrit jugozahodno od Vranskega ob stari cesti v bližini škarpe in v hribu Zahomce.

Vranskemu ploščastemu apnencu prištevam tanko plastovit in ploščasti laporni apnenec sive, rumenkaste in ponekod rdečkaste barve, ki po Folkovi klasifikaciji (1959, 1 do 38) ustreza mikritu. Posamezne plasti so tudi temno sive, zlasti v zgornjem delu, kjer prehajajo v zgornji horizont, sestavljen iz glinastega skrilavca.

Med lapornim apnencem so plasti sivega drobnokristalastega apnenca, ki po Folkovi klasifikaciji pripada dismikritu, redkeje intrasparitu in biomikritu.

Na južnem pobočju Goljave in jugovzhodno od Prebolda opazujemo neposredno na spodnjem horizontu sprva nekoliko dolomita. Zaradi porušnosti, ki se kaže v milonitizaciji tufa, je možno, da je dolomit prišel v ta položaj tektonsko.

Sivkasti laporni apnenec sestavlja okoli 80 % vseh plasti, ki jih prištevam srednjemu horizontu psevdoziljskih skladov. Posamezne plasti so debele nekaj mm do 30 cm. Zanimivo je, da se ponekod morejo ločiti v določeni plasti še tanjše plasti, nakazane s stilolitskimi šivi brez jasno izražene prekinitve v sedimentaciji.

Plasti zrnatega apnenca so makroskopsko podobne peščenemu apnencu. Običajno so debelejšje od lapornega apnenca in presežejo 30 cm.

Za večino vranskega apnenca so značilni školjkasti lom, redke leče roženca in običajno rumenkaste kalcitne žilice.

Makroskopsko je mogoče primerjati ta apnenec s ponikvanskim, škofje-loškim in z volčanskim apnencem. Verjetno ta podobnost kaže le na enake pogoje sedimentacije.

Mikropaleontološke raziskave niso dale zadovoljivih rezultatov. Ugotovili smo redke radiolarije in neznčilne foraminifere. Konodonte smo našli samo v enem vzorcu iz kamnoloma pri Mariji Reki.

Bolj zanimivi so podatki mikropetrografskih raziskav, ki tudi ob pomanjkanju fosilov omogočajo korelacijo posameznih horizontov apnenca.

Pojem mikrofaciesa je predlagal Brown (1943) za sliko zbruska pod mikroskopom. Cuvillier (1952, 1958, 1961) je mikrofacies definiral kot paleontološke in petrografske značilnosti sedimentov, ugotovljene v zbruskih. Podobne definicije so podali tudi drugi avtorji, ki so se podrobno ukvarjali z mikrofaciesi.

Najpopolnejša je Folkova (1959, 1 do 38) klasifikacija mikrofaciesov apnenca, ki so jo drugi avtorji le dopolnjevali (Wolff, 1961, 236 do 250,

Leighton in Pendexter 1962, 33 do 60, E. Flügel, 1963, 205 do 228).

Folk loči v apnencu tri osnovne komponente: alokemična zrna, mikrokristalno kalcitno osnovo in bolj debelo zrnati kalcitni cement.

Razlikujemo štiri vrste alokemičnih zrn, ki predstavljajo skelet kamenine, enako kot pri peščenjaku peščena zrna:

- intraklaste (prenesene drobce karbonata znotraj sedimentacijskega bazena)
- oolite
- fosile
- peiete (kroglasta zrna v velikosti peska in melja).

Mikrokristalni kalcit in zrnati kalcit sta analogna z glinastim in kemičnim cementom peščenjakov.

Po količini osnovnih komponent ločimo več skupin apnencev, ki jih Folk imenuje družine. Če v apnencu prevladujejo alokemična zrna, cementirana z zelo čistim zrnatim kalcitom, se imenuje zrnati alokemični apnenec. Ta apnenec je analogen dobro sortiranemu peščenjaku.

Druga skupina apnencev sestoji iz različne količine alokemičnih zrn v mikrokristalni kalcitni osnovi. Te kamenine primerjamo z glinastim, slabo sortiranim peščenjakom.

Tretja skupina apnencev so mikrokristalni apnenci, nastali iz apnenga blata.

Prvo skupino apnencev deli Folk glede na vrsto alokemičnih zrn v intrasparit, oosparit, biosparit in pelsparit. Drugo skupino deli po istem kriteriju v intramikrit, oomikrit, biomikrit in pelmikrit. V tretjo skupino šteje homogeno apneno blato — mikrit. Nepravilne zapolnitve votlin v mikritu s kalcitom pa imenuje dismikrit. Poleg teh treh skupin razlikuje Folk še tako imenovane biolitite, ki jih sestavljajo apnenci organskega izvora.

Upoštevač Folkovo (1959) klasifikacijo smo vranski apnenec razdelili na naslednje mikrofacialne vrste: mikrit, dismikrit, intrasparit in biomikrit.

Kot mikrit smo po megaskopskem videzu imenovali lapornati apnenec, ki po Pettijohnovi (1957) klasifikaciji ustreza kalcilitutu.

V vranskem apnencu prevladuje mikrit (tab. III, sl. 1, 2).

Za naš mikrit je značilna mikrokristalna kalcitna osnova s kroglastimi in igličastimi vključki; nekateri med njimi pripadajo radiolarijam in foraminiferam. Povprečna velikost teh vključkov je okoli 0,1 mm.

V sestavi apnenca so še posamezna limonitizirana zrna, ki so pripadala verjetno piritu. Zanimivo je, da v vranskem apnencu nismo nikjer našli mikrita v neposrednem stiku z rožencem; vmes je povsod sparit (tab. III, sl. 2).

Dismikritu pripada prek 10% vranskega apnenca. Megaskopsko je to drobnokristalasti sivi apnenec, podoben peščenemu apnencu.

Dismikrit je precej širok pojem in zajema različne apnence. V glavnem sestoji iz mikrokristalnega kalcita, vsebuje pa različno oblikovane vložke zrnatega — kristalnega kalcita. Lep primer dismikrita kažeta sl. 3 na tabli III in sl. 1 na tabli IV.

Intrasparitu pripada manj kot 10 % vranskega apnenca. Megaskopsko je to sivi drobnokristalasti apnenec, ki ga je težko ločiti od dismikrita.

Intrasparit je apnenec, ki sestoji iz intraklastov, kalcitnega veziva in mikrokristalne osnove (tab. IV, sl. 2).

Posebno zanimiva je slika 3 na tabli IV, kjer se v isti plasti stikata mikrit in intrasparit. V zbrusku se dobro vidi, da intrasparit vsebuje kot intraklaste drobce mikrita, ki jih povezuje čisti kalcit.

Od drugih vrst apnenca vsebujejo psevdofiljski skladi na Celjskem gradu še biomikrit, ki je že močno rekristaliziran.

Mikrofacialni opis vranskega apnenca še ni popoln, posebno manjkajo kvantitativni podatki o razmerjih med posameznimi komponentami. Kljub temu pa smo dobili boljši vpogled v sestavo in strukturo kamenine kot s klasičnim načinom raziskav.

Pomen mikrofacialnih raziskav apnenca je zlasti v tem, da po mikro-fosilni sestavi sklepamo na genezo kamenine.

Mikrit dokazuje, da se je apneno blato usedalo v mirni, sorazmerno plitvi vodi na večjem območju. Za mikrit v psevdofiljskih skladih je značilno, da ne vsebuje drobcev psevdofiljskega drobnika in črnega skrilavca, ki sta bila odložena pred vranskim apnencem. To pomeni še eno potrditve mirne sedimentacije apnenca brez pomembnejših tektonskih premikanj in vulkanske dejavnosti.

Posamezne plasti intrasparita med mikritom opazujemo približno na vsakih 10 m do 15 m.

Nastanek intrasparita razlaga Folk (1959, 22) na ta način, da se je najprej usedalo apneno blato v mirnem, verjetno sorazmerno plitvem zaprtem morju. Ko je bilo blato že delno konsolidirano, je prišlo znotraj sedimentacijskega bazena do hitre klimatske spremembe in znižanja cone valovanja, ki je zajelo delno konsolidiran sediment. Njegove odlomke so valovi prenašali na druge dele sedimentacijskega bazena. Vmesne prostore med fragmenti je zapolnil kristalasti kalcit.

Debelina vranskega apnenca je okoli 350 m; kaže, da je največja med Marijo Reko in Motnikom, vzhodno in zahodno od tod pa je manjša.

### **Zgornji horizont psevdofiljskih skladov črni glinasti skrilavec**

Zgornji, najmlajši litološki člen psevdofiljskih skladov sestoji do 90 % iz črnega glinastega skrilavca, ki je podoben karbonskemu glinastemu skrilavcu, vendar ne vsebuje sljude. Med skrilavcem spodnjega in zgornjega horizonta v severnem pasu psevdofiljskih skladov ni razlike. V njem ni tufskih vložkov, kakršni so pogostni v spodnjem horizontu južnega pasu.

Sedimenti zgornjega horizonta so ohranjeni predvsem med Loko in Ločico, od koder se nadaljujejo proti zahodu. Vzhodno od Loke je glinasti skrilavec ohranjen le v ozki progi ter popolnoma izgine med Sternikom in Reško planino. Manjše ostanke tega skrilavca opazujemo na vranskem apnencu tudi v okolici Zabukovice.



Za horizont glinastega skrilavca so značilni vložki in pole peščenega in lapornega apnenca, ki pa ne presegajo 10% celotne debeline tega horizonta. Ponekod glinasti skrilavec prehaja v laporni skrilavec, navadno v bližini vložkov lapornega apnenca.

Sedimenti zgornjega horizonta imajo značilnosti redukcijskega okolja, na kar kažejo organske primesi in pirit. Gre za tako imenovano euksinsko okolje, v bolj ali manj izoliranih delih morja s slabo cirkulacijo vode.

Fosilni dokazi za starost tretjega korizonta manjkajo. Po medsebojni legi plasti sklepamo, da se je skrilavec sedimentiral na vranski apnenec.

Debelina tretjega horizonta ni ugotovljena, ker med Celjem in Vranskim skrilavec ni nikjer prekrit z mlajšimi triadnimi skladi.

## PALEOGEOGRAFSKE IN TEKTONSKE RAZMERE

Psevdoziljski skladi so nastajali v eugeosinklinalnem delu geosinklinale. Kamenine spodnjega horizonta — drobnik, tuf in skrilavec kažejo na vulkansko delovanje, ki se je ponavljalo. Vulkani so dajali kisle vulkanske produkte. Med njimi prevladujejo piroklastične kamenine. Erupcije so bile linearne, vezane na prelome. Smer teh prelomov je bila najverjetneje vzhod-zahod. Po odložitvi spodnjega psevdoziljskega horizonta se je sedimentacijsko območje umirilo, vulkanska dejavnost je prenehala, na kar kažejo sedimenti srednjega in zgornjega horizonta.

Kakšne so bile razmere v času med začetkom zgornje triade in terciarjem, nimamo sigurnih podatkov. Po analogiji s sosednjimi ozemlji je bilo verjetno območje med Celjem in Vranskim kopno v juri in spodnji kredi. V zgornji kredi se je pričela ponovna sedimentacija, za kar pa ni dokazov na raziskanem ozemlju.

Na meji eocen-oligocen se je orogenetsko delovanje v zahodnem delu Slovenije javljalo kot narivanje in luskanje, v vzhodnem pa so, kot kaže, prevladovala gubanja. V tem času je po vsej verjetnosti nastala sinklinalna zasnova psevdoziljskih skladov med Celjem in Vranskim. Pred začetkom usedanja oligocenskih sedimentov je bilo ozemlje ob vzdolžnih prelomih grudasto razkosano. V nastale depresije je od vzhoda vdrlo Panonsko morje. Nekako istočasno se je pričelo tudi vulkansko delovanje, ki je dajalo v glavnem andezitni tuf. Panonsko morje je v oligocenu prekrilo med drugim tudi južno obrobje Celjske kotline.

Tektonska premikanja so se nadaljevala še po odložitvi oligocenskih kamenin. To sklepamo iz tega, ker je bil prvotno več ali manj enoten terciarni bazen razkosan po vzdolžnih in kasnejše prečnih prelomih.

Med najpomembnejše vzdolžne prelome moramo šteti Celjski prelom na južnem obrobju Celjske kotline, ki poteka od Teharij prek Celja in Migojnic proti Vranskemu. Ta prelom je ugotovil tudi Ravnik pri geofizikalnih raziskovanjih Celjske kotline. Verjetno je ob njem meja med Posavskimi gubami in prednožjem vzhodnega podaljška Kamniških Alp. Temu paralelen je marijareški prelom, ki poteka od Pečovnika prek Marija Reke proti zahodu. Ob tem tektonskem kontaktu so v stiku s severne strani psevdoziljski skladi in erozijski ostanki oligocenskih se-

dimentov, z južne pa različni triadni in permokarbonski skladi, v katerih je nahajališče živega srebra Marija Reka. Prelom je subvertikalen in prav tako kot prelom na meji Posavskih gub in Celjske kotline regionalen, proti zahodu se najbrž podaljšuje v savskega. Na tektonski kontakt je tu sklepal že *Winkler*, imel pa ga je za nariv paleozoika trojanske anti-klinale proti severu. Prelom vpada zelo strmo proti severu in ne proti jugu, kot je domneval *Winkler* (1923). Od prečnih prelomov so najbolj izraziti prelomi po dolini Bistrice, Kolje, Konjšice, dalje prelom Krva-vica—Podlog, Zlokarje—Motnik.

V zahodnem delu je izrazit diagonalni prelom v smeri NW-SE, ki poteka od Špitaliča prek Trojan in Medijskih toplic; lahko bi ga imenovali medijski prelom. Po *Tellerjevi* geološki karti Celje—Radeče in avionskih posnetkih se verjetno nadaljuje proti jugovzhodu.

### POVZETEK

Raziskave moremo strniti v naslednje ugotovitve:

1. Psevdoziljski skladi na južnem obrobju Celjske kotline se vlečejo od zahoda proti vzhodu in so omejeni s celjskim prelomom na severu in marijareškim na jugu.

2. Psevdoziljski skladi se litološko ločijo v tri horizonte, spodnjega, srednjega in zgornjega. V teh horizontih opazujemo določene facialne spremembe v vzdolžni in prečni smeri. Posebno velja to za spodnji horizont, ki sestoji iz drobnika, keratofirskega tufa in glinastega skrila-vca.

Srednji horizont, imenovan vranski apnence, sestavlja sivi in rumen-kasti, ploščasti lapornati apnence (mikrit) z redkimi lečami roženca in vložki sivega drobnozrnatega apnenca (intrasparita in dismikrita).

Zgornji horizont je sestavljen v glavnem iz črnega glinastega skrila-vca.

V bistvu kažejo psevdoziljski skladi sinklinalno zgradbo. Os sinklinale tone proti zahodu. Prvotna sinklinalna zgradba je razkosana s prelomi.

3. Psevdoziljski skladi so siromašni s fosilnimi ostanki. V apnencu je najdena nepomembna mikrofavna. Starost sedimentov je določena le s fosili, ki jih je *Teller* našel na Celjskem gradu; gre za wengenski oddelek, tj. langobardsko podstopnjo srednje triade.

## PSEUDO-ZILIAN BEDS BETWEEN CELJE AND VRANSKO

*Karel Grad*

With 4 plates and 1 geologic map

The pseudo-Zilian beds have been divided into three lithological horizons. The lower and upper horizons built up of soft shaly beds differ clearly from the middle horizon consisting of the so called Vransko platy limestone. Fig. 1 Plate I shows clearly the relation between this geological

structure and geomorphological features. In these horizons certain lateral and vertical changes have been observed. This is especially true of the lower horizon.

It should be pointed out however, that no profile has been found in which both the hanging wall and the footwall of the pseudo-Zilian beds could be determined. The entire southern contact, where one could expect their footwall, is decidedly tectonic.

The lower horizon is the oldest and consists of graywacke, tuff (Plate II, figs. 1, 2, and 3), and black shale. Eastward the sediments become increasingly tuffaceous. In the Celje area even keratophyre and quartz porphyry have been observed to occur. Northward the tuff begins to decrease and shale to increase. By and large, however, shale predominates over graywacke and the tuff. The thickness of the individual bed ranges from a few centimeters to one meter.

In the light of imprints of *Daonella lommeli* Wism. found by Teller (1889, 210) at Celje Castle, the beds of the lower horizon may be referred to the Wengen stage, exactly to the Langobard substage of the Middle Triassic.

The thickness of the lower horizon cannot be determined since its footwall does nowhere crop out.

The middle horizon consists of platy marly limestone (Plate I, fig. 2) which, according to Folk's classification, corresponds to micrite with dismicrite and intrasparite intercalations. In the following discussion Teller's term "Vransko platy limestone" will be used for this rock.

The characteristic features of the most Vransko platy limestone are conchoidal fracture, sporadic lenticular chert intercalations, and yellowish calcite veins.

Macroscopically this limestone may be compared to those of Ponikve, Škofja Loka, and Volče platy limestones. This similarity, however, seems to point only to identical sedimentary conditions.

Micropaleontological investigations yielded unsatisfactory results. Nothing but some radiolarian and insignificant foraminiferal remains were found. Conodonts were determined only in one rock sample from the quarry at Marija Reka.

Much more interesting are the results of microfacial investigations. According to Folk's classification the Vransko limestone consists of the following microfacial types: micrite, dismicrite, intrasparite, and biomicrite. As micrite, we consider the marly limestone corresponding according to Pettijohn's classification to calcilitite. The micrite is the dominant constituent of Vransko limestone (Plate III, fig. 1). The micrite under discussion is characterized by a microcrystalline calcite matrix with globular and acicular inclusions, some of which are radiolarian and foraminiferal remains. The average size of these inclusions is about 0,1 mm.

In addition the limestone contains single limonitized grains which seem to have been originally pyrite. It is interesting to note that micrite was nowhere found in direct contact with chert but was always separated from the latter by sparite (Plate III, fig. 2).

Dismicrite presents over 10 percent of the Vransko limestone. Macroscopically this constituent is similar to the gray calcarenite. It consists dominantly of microcrystalline calcite with variously shaped inclusions of diverse origin. The dismicrite varieties are shown in Fig. 3, Plate III, and Fig. 1, Plate IV.

Intrasparite constitutes less than 10 percent of Vransko limestone. It consists of intraclasts embedded in a finely crystalline matrix and is hard to distinguish from dismicrite (Plate IV, Fig. 2). Interesting is the Fig. 3 of the Plate IV, showing micrite associated with intrasparite. The thin section reveals very well the interclastic micrite fragments cemented with pure calcite. Besides of other limestone types the pseudo-Zilian beds at Celje Castle contain also strongly recrystallized biomicrite.

Micrite indicates that sedimentation must have taken place in calm relatively shallow water covering a considerably large area. A characteristic feature of the pseudo-Zilian micrite is the absence of the pseudo-Zilian graywacke and black shale fragments, both of which have been deposited prior to the Vransko limestone.

The intrasparite layers are inserted in micrite at each ten to fifteen meters.

The thickness of the Vransko limestone is about 350 meters, and seems to be greatest along the line Marija Reka—Motnik and smallest in the west and east of it.

The youngest lithological member of the pseudo-Zilian beds consists of up to 90 percent black clay shale resembling the Carboniferous clay shale, but without mica. There is no difference between the shale of the lower and that of the upper horizon in the northern pseudo-Zilian belt. These shales contain no tuff intercalations such as are frequently found in the lower horizon of the southern belt.

The sediments of the upper horizon are preserved primarily between Loka and Ločica where they extend westward. East of Loka only a narrow strip of shale is preserved, which thin out between Sternik and Reška Planina. Relicts of this shale are found also over the Vransko limestone in the Zabukovica area. A characteristic feature of the clay shale horizon are intercalations and sheets of sandy and marly limestone, which, however, do not exceed 10 percent of the entire thickness of this horizon. In places the clay shale passes into marly shale, usually in the neighborhood of the marly limestone intercalations.

The presence of organic matter and pyrite in the sediments of the upper horizon indicate that the environment favored reduction. The sedimentation of the upper horizon beds took place under euxinic conditions.

Fossils, in the light of which the age of the upper horizon might be determined are missing. The position of the beds leads to the assumption that shale was deposited over the Vransko limestone.

The thickness of the upper horizon could not be determined because between Celje and Vransko shale is nowhere overlain by younger Triassic strata.

The pseudo-Zilian beds show a synclinal structure. The synclinal axis plunges to the west at a low inclination. The original structure is rather faulted. The most important longitudinal fault is that of Celje at the southern margin of Celje Basin. The fault extends from Teharje past Celje and Migojnice towards Vransko. The existence of this fault was established also on the basis of the geophysical data obtained by Ravnik during his study of Celje Basin. The fault in all probability represents the boundary between the Sava folds and the foothills of the eastern spur of the Kamnik Alps. Parallel to it runs the Marija Reka fault extending from Pečovnik past Liboje and Marija Reka mercury mine towards west. Along this fault meet, on the northern side, the pseudo-Zilian beds and the erosion remnants of Oligocene sediments, and, on the southern side, various Triassic and Permocarboniferous strata in which the mercury deposit Marija Reka is located. The fault is subvertical and, like the one forming the boundary between the Sava folds and Celje Basin, regional. The existence of this tectonic contact was surmised already by Winkler, who, however, held it to be a northward overthrust of the Paleozoic Trojane anticline. The fault dips at a very steep angle northward and not southward as assumed by Winkler (1923).

The most notable transversal faults are those along the Bistrica Valley, the Kolja Valley, the Konjšica Valley, further the fault Krvavica-Podlog. and the fault Zlokarje-Motnik.

In the west is a pronounced diagonal NW-SE fault running from Špitalič to Trojane and Medijske Toplice. According to Teller's geological map Celje-Radeče and aerial photographs the fault seems to continue in the southeast direction.

#### LITERATURA

- Bittner, A. 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. Geol. R. A. Wien.
- Brown, J. S. 1943, Suggested use of the word mikrofacies. Econ. Geol. 38, New Haven.
- Cuvillier, J. 1952, La notion de mikrofaciès et ses applications. VII. Congr. Naz. Metano Petrolio, Rom.
- Cuvillier, J. 1958, Micropaléontologie moderne Rev. Micropaléont. 1. Paris.
- Cuvillier, J. 1961, Étude et utilisation rationnelle de mikrofaciès. Rev. Micropaléont. 4. Paris.
- Flügel, E. 1963, Zur Mikrofazies der alpinen Trias. Jb. Geol. B. A. Bd. 106. Wien.
- Folk, R. L. 1959, Practical Petrographic Classification of Limestones. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 43, Tulsa.
- Germovšek, C. 1959, Triadne predornine severovzhodne Slovenije. (Disertacija.) Dela SAZU 11 — Inšt. za geol. knj. 1, Ljubljana.
- Grad, K. 1961, Obvestilo o raziskavah krednih sedimentov v Posavskih gubah. Geologija, knj. 6, Ljubljana.
- Höfer, H. 1868, Skizze der geologischbergmännischen Verhältnisse von Hrastnigg-Sagor. Verh. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1905, Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verh. Geol. R. A. Wien.

- Kossmat, 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Wien.
- Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. Mitt. der Geolog. Ges. VI, Wien.
- Kossmat, F. 1936, Paläogeographie und Tektonik. Berlin.
- Kuščer, D. 1962, Psevdoziljski skladi v okolici Zagorja. Geologija, knj. 7, Ljubljana.
- Leighton, M. W. and Pendexter, C. 1962, Carbonate rock types. Amer. Ass. Petrol. Geol. Tulsa.
- Morlot, A. 1853, Einige Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse von Untersteier. Zweiter Bericht des geogn.-mont. Ver. f. Steiermark.
- Pettijohn, F. J. 1957, Sedimentary Rocks. New York.
- Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestn. XVIII, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geogr. vest. XXII, Ljubljana.
- Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark. Graz.
- Teller, F. 1885, Ein neuer Fundort triadischer Cephalopoden in Südsteiermark, Verh. Geol. R. A. Wien.
- Teller, F. 1889, Daonella Lommeli in den Pseudo-Gaithalerschiefern von Cilli. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Teller, F. 1897, Jahresbericht des Direktors, Verh. Geol. R. A. Wien.
- Teller, F. 1907, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli—Ratschach, Wien.
- Teller, F. 1910, Jahresbericht des Direktors für 1909, Verh. Geol. R. A. Wien.
- Zollikofer, Th. V. 1859, Die geologischen Verhältnisse von Untersteiermark. Jhrb. Geol. R. A. Wien.
- Winkler, A. 1924, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. d. geol. Ges. Wien. XVI.
- Wolf, K. H. 1961, An introduction to the classification of limestones. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, 5. Stuttgart.

# EKSPLOATACIJSKO RAZISKOVANJE V URANOVEM RUDIŠČU ŽIROVSKI VRH

*Veljko Omaljev*

Z 22 slikami med tekstom

## VSEBINA

Uvod . . . . .	107
Kratek opis geološke zgradbe rudišča . . . . .	108
Stratigrafija . . . . .	108
Tektonika . . . . .	110
Orudenenje z uranom . . . . .	112
Geološko tektonski zlog . . . . .	113
Projekt eksploatacijskega raziskovanja . . . . .	115
Odkopna polja . . . . .	115
Odpiralna in pripravljalna dela . . . . .	115
Odkopavanje rude . . . . .	121
Eksploatacijsko raziskovanje rudišča . . . . .	122
Odpiralni in pripravljalni hodniki . . . . .	124
Odkopavanje rudnih leč . . . . .	127
Odkopno polje A . . . . .	129
Odkopno polje B . . . . .	134
Odkopno polje C . . . . .	141
Dokumentacija o eksploatacijskem raziskovanju . . . . .	145
Povzetek . . . . .	148

## UVOD

V začetku novembra 1963 smo v Trebiji pri Gorenji vasi na skupni seji strokovne komisije zvezne komisije za jedrsko energijo in strokovnega sveta zavoda za jedrske surovine — sektorja za raziskovanje jedrskih in drugih mineralnih surovin pregledali uspešnost metod detajlnih raziskav v uranovem rudišču Žirovski vrh.

Osnovna metoda detajlnega raziskovanja prvega rudonosnega paketa je bil izkop prečnikov v razmikih 50 do 100 m. Iz prečnikov smo nato na vsakih 5 metrov vrtali udarne vrtine. Prevrtane rudonosne plasti so

bile debele povečini pod 1 m, odstotek urana pa se je spreminjal v zelo širokih mejah. Kontinuirnost prevrtanih rudnih teles ni bila jasno izražena niti po smeri niti po vpadu. Posamezne rudne nivoje v vrtinah je bilo možno različno povezovati. Zato smo morali bolj nadrobno raziskati obliko in velikost rudnih teles.

Obliko in velikost posameznih rudnih teles bi bili mogli nadrobneje raziskati na dva načina:

1. z zgostitvijo prečnikov in vrtin,
2. z delnim ali popolnim odkopom posameznih rudnih teles.

Prevladalo je mišljenje, da bomo po drugem načinu dobili nove podatke, brez katerih rezultati zgoščenih raziskovalnih del ne bi bili zadovoljivi. Zato so na seji v Trebiji sklenili, da se poleg detajlnih raziskav, ki bodo v bogatejših delih rudišča obsegale tudi zgostitev del, izdelata načrt za eksploatacijsko raziskovanje prvega rudonosnega paketa.

Odkopavanje rudnih teles naj bi se izvedlo v dveh ali treh delih jame na obzorju 580 m. Prva lokacija je bila predvidena v tistem delu jame, ki je bil takrat že raziskan, druga na območju vrtine B-11, kjer smo pričakovali bogata rudna telesa, in tretja na območju vrtine B-7, kjer je stopnja orudenosti najnižja.

Za eksploatacijsko raziskovanje smo izbrali območje vrtine B-1 med prečnikoma H-11 in H-21, veliko okrog 100 m × 100 m (sl. 3). Projekt rudarskih del je izdelal Ignac Gornik s sodelovanjem V. Jakanovića in V. Omaljeva. Med izvajanjem del je V. Omaljev prilagajal projekt geološkim razmeram — smeri in vpadu rudonosnih plasti ter obliki rudnih teles. Jamomerska dela je opravil S. Perović. Na čelih raziskovalnih hodnikov in na odkopih so vzorčevali in omejevali rudo geološki tehniki G. Mijač, R. Nedeljković in A. Šurdić. Odkopano rudo je masovno vzorčeval V. Arsenović. Pri izdelavi geološke dokumentacije o rezultatih eksploatacijskega raziskovanja in pri statistični obdelavi podatkov o vzorčevanju rude mi je veliko pomagal geološki tehnik R. Nedeljković, ki se mu lepo zahvaljujem.

## KRATEK OPIS GEOLOŠKE ZGRADBE RUDIŠČA

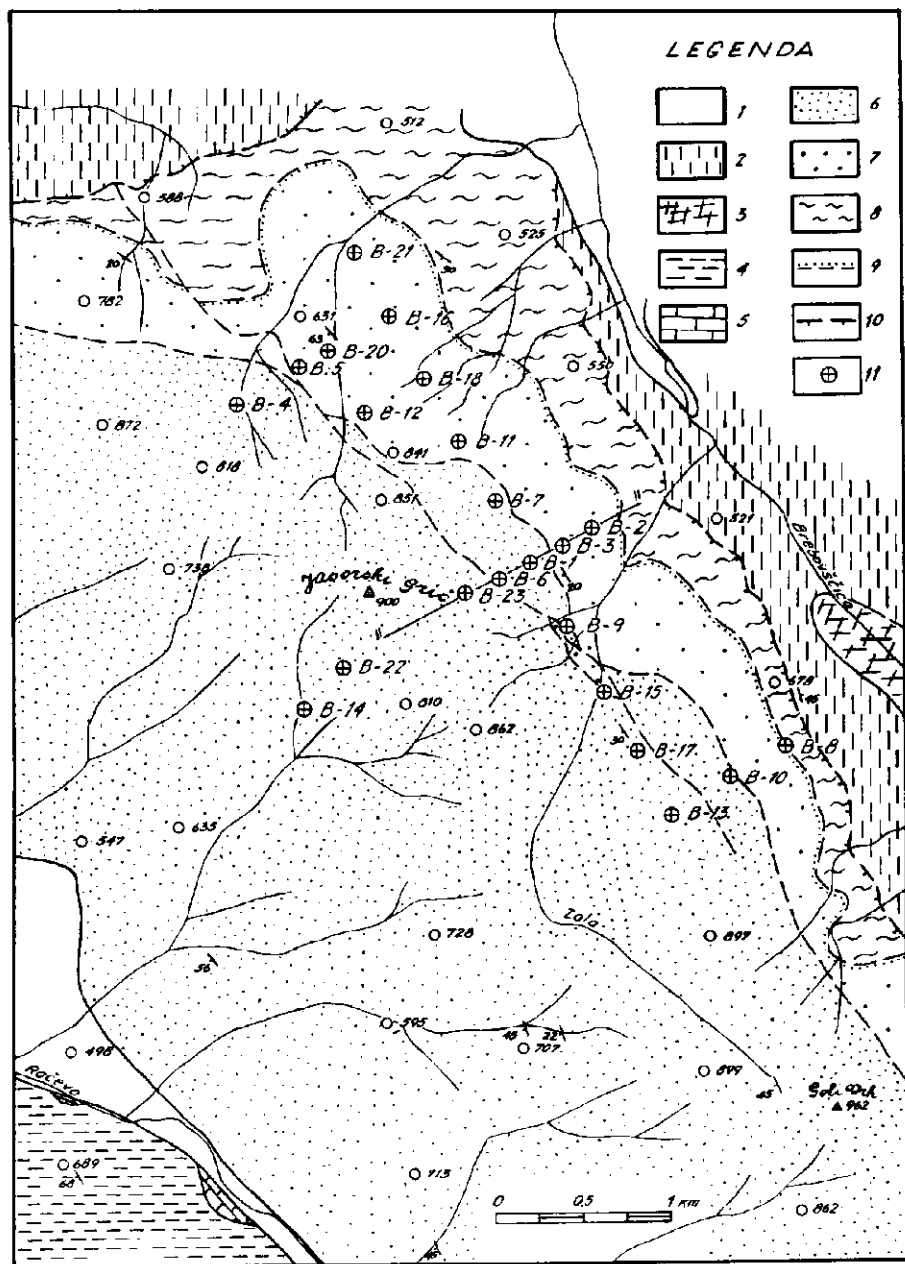
### Stratigrafija

Žirovski vrh se nahaja okrog 30 km zahodno od Ljubljane in nekaj kilometrov južno od Gorenje vasi. Na njegovem severovzhodnem pobočju so leta 1960 našli orudenjenje z uranom (Ivanović, 1961). Odkar je bila na Žirovskem vrhu odkrita povečana radioaktivnost, se neprekinjeno izvajajo raziskovanja v uranovem rudišču.

Prve geološke podatke o tem območju najdemo v tolmaču h geološki karti Škofja Loka—Idrija (K o s s m a t, 1910).

Potem ko je bilo najdeno uranovo orudenjenje, so o njegovem območju pisali v poročilih in objavljenih delih številni raziskovalci. Najpomembnejša dela so: Ivanović, 1961; Jakanović, 1962, 1963 in 1964;





Sl. 1. Geološka karta uranovega nahajališča Zirovski vrh po P. Marinkoviču in V. Omaljevu

Fig. 1. Geologic map of uranium deposit of Zirovski Vrh after P. Marinković and V. Omaljev

1 Aluvij, 2 zgornja triada, 3 srednja triada, 4 spodnja triada, 5 zgornji perm, 6 rdeče gródenske plasti (srednji perm), 7 sive gródenske plasti (srednji perm), 8 glinasti skrilavec, 9 erozijska diskordanca, 10 nariv, 11 vrtina

1 Alluvium, 2 Upper Triassic beds, 3 Middle Triassic beds, 4 Lower Triassic beds, 5 Upper Permian beds, 6 Red Gróden beds (Middle Permian), 7 Gray Gróden beds (Middle Permian), 8 Clay slate, 9 Nonangular unconformity, 10 Overthrust, 11 Borehole

Omaljev, 1963, 1964, 1965, 1966 in 1967; Vukasović, 1963; Radusinović, 1967 ter Simić, 1967.

Podlaga rudišča sestoji iz sivega do črnega glinastega skrilavca, ki je doslej veljal za srednjekarbonskega. Paleontoloških dokazov o njegovi starosti nimamo, možno pa je, da je mlajši, kot smo mislili do sedaj. Ponekod vsebuje skrilavec vložke črnega ali sivega peščenjaka in konglomerata. Debelina teh plasti ni znana, vsekakor znaša več kot nekaj 100 m.

Na glinastem skrilavcu leže grödenske plasti peščenjaka in konglomerata, redkeje tudi skrilavca. Fosilni ostanki v njih niso ohranjeni, po korelaciji z enakimi skladi v Karavankah pa jih štejemo v srednji perm. Neposredno na grödenskih plasteh ležita belerofonski apnenec in dolomit zgornjepermske starosti. Grödenske plasti so različno debele, najpogosteje nad 500 metrov.

Grödenske plasti so sive in rdeče (sl. 1). Sive leže neposredno na glinastem skrilavcu, vmes verjetno manjka del spodnjepermskih skladov, vendar geološke razmere v tem pogledu niso dovolj jasne. Litološko sestojijo v glavnem iz sivega peščenjaka in konglomerata s tankimi vložki rdečega peščenjaka in skrilavca (sl. 2). Sive plasti so debele 200 do 400 metrov. Uranovo orudnenje je v genetski zvezi s sivim peščenjakom in konglomeratom.

Rdeče plasti v glavnem sestojijo iz rdečega peščenjaka, konglomerata in skrilavca, ki predstavljajo krovino rudonosnih sivih plasti. Iz njih je zgrajen največji del Žirovskega vrha.

Na grödenskih skladih ležita belerofonski apnenec in dolomit z bogato favno, ki dokazuje zgornjepermsko starost. Belerofonske plasti se pojavljajo med grödenskimi in werfenskimi skladi, vendar niso kontinuirane.

Proti jugozahodu se zaporedje plasti normalno nadaljuje (spodnja triada), proti severu, severovzhodu in vzhodu pa je stik paleozojskih in triadnih sedimentov tektonski (srednja in zgornja triada).

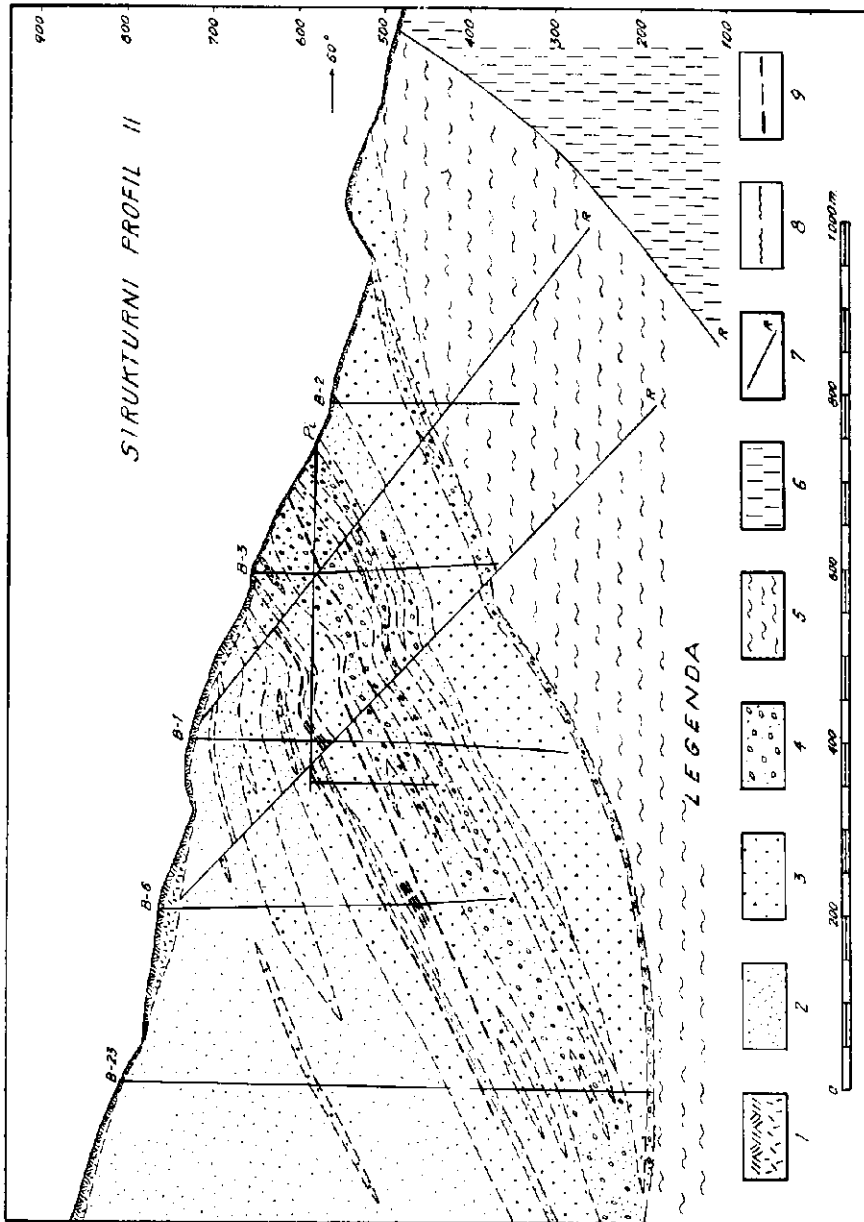
### Tektonika

Žirovski vrh z okolico leži v območju velikih narivov in lusk; zato je njegova tektonska zgradba zamotana. Paleozojske plasti, v katerih se nahajajo rudišča, so odtrgane od svojega korena in narinjene na zgornjetriadne sedimente (sl. 1 in 2). Del porušenega rudišča v narivu so odnesle površinske vode, ostanek pa se je ohranil na Žirovskem vrhu. Sklepamo, da je bil na sedanjem raziskovalnem prostoru erodiran obodni, siromašnejši del rudišča.

Osnovna struktura rudišča je bila najprej interpretirana kot potopljena sinklinala (Omaljev, 1964). Raziskave so to interpretacijo delno potrdile (prevrnjena sinklinala na obzorju 580 m).

V dosedanjih rudarskih delih smo opazili pokončne, poševne in prevrnjene gube.

Močni pritiski na plasti rudišča so povzročili disjunktivne strukture, od katerih je najpomembnejši nariv. Prelomi v rudarskih prostorih najpogosteje vpadajo proti severovzhodu. Enako vpada tudi diferencialna skrilava klivaža (Omaljev, 1967), ki je najznačilnejši strukturni ele-



Sl. 2. Prečni profil rudišča Žirovski vrh

Fig. 2. Cross section of Žirovski Vrh ore deposit

- 1 deluvij, 2 rdeči peščenjak, 3 sivi peščenjak, 4 sivi konglomerat, 5 glinasti skrilavec, 6 rabeljski skrilavec (zgorjnjetriadni), 7 prelom, 8 erozijska diskordanca, 9 uranova ruda  
 1 Deluvium, 2 Red sandstone, 3 Gray sandstone, 4 Gray conglomerate, 5 Clay slate, 6 Rabelj slate (Upper Triassic), 7 Fault, 8 Nonangular unconformity, 9 Uranium ore

ment rudišča. Premiki ob klivažnih ploskvah so povečini normalni, redkeje reverzni; to verjetno velja tudi za prelome istega sistema. Amplitude premikov ob klivažnih ploskvah imajo milimetrške in centimetrške dimenzije, ob prelomih v jami pa decimetrške in metrske. Na obzorju 580 m je prelom z amplitudo nad 10 metrov.

### Orudenenje z uranom

Uranovo orudenenje je samo v sivem psamitu in psefitu, tako da siva barva pomeni njegovo geokemično kontrolo. V rdečem peščenjaku nismo opazili povečane radioaktivnosti.

Uranovo orudenenje je monomineralno, če izvzamemo oksidacijsko cono s sekundarnimi, barvnimi uranovimi minerali. Od uranovih mineralov je razvita samo drobnozrnata smolnata ruda v lepilu sivega peščenjaka in konglomerata (Radusinović, 1967). Orudenenje z uranom je vzporedno s plastovitostjo (Omaljev, 1965 in 1967). Smolnato rudo spremljajo pirit, halkopirit, galenit in sfalerit. Ti sulfidi so pogostni tudi v sterilnih delih peščenjaka in konglomerata, posebno v zvezi z antracitom.

Koncentracija urana v rudi ni enakomerna, temveč se spreminja v zelo širokih mejah. Najpogosteje je tako majhna, da na oko orudenega peščenjaka ne ločimo od jalovine. Izjemno je koncentracija tako velika, da orudene dele spoznamo po črni barvi, ki pomeni zelo bogato rudo. V rudišču pa je pogost tudi sterilni črni peščenjak, zato je potrebna instrumentalna detekcija rude.

Oblika rudnih teles je tako komplicirana, da se niti z detajlnimi raziskavami ne da zadosti natančno določiti (Omaljev, 1966). Posamezno rudno telo je možno omejiti le na podlagi vzorčevanja. Ker je bilo rudišče v glavnem raziskano le z vrtnjem in merjenjem žarkov gama, le majhen del pa tudi z rudarskimi deli, prave oblike rudnih teles niso bile znane. Rudna telesa so sicer vzporedna s plastovitostjo, toda stopnja neenakomernosti rudne koncentracije v orudeni plasti je visoka, povečini nad  $\pm 150\%$ , znotraj konture, kjer odstotek urana presega  $0,03\%$ , pa  $\pm 80$  do  $150\%$ . Ta rudna kontura v rudonosni plasti, debeli več metrov, ima pogosto zamotano obliko, ki jo je treba raziskati.

Rudno telo sestoji iz več rudnih leč različnih dimenzij; pri tem lahko vmesne prostore zanemarimo le, če so majhni. Da omejimo takšno rudno telo, potrebujemo mnogo podatkov in vzorcev.

Struktura rudnih leč je ponekod trakasta, drugod masivna. Rudne koncentracije v trakovih predstavljajo tanke plasti. Dimenzije orudenh trakov so različne, njihova velikost se računa v metrih.

Oblika in velikost rudnih leč ter odstotek urana v njih so odvisni od velikosti in gostote orudenh trakov. Kjer so obstajali pogoji za enakomerno mineralizacijo, tam je nastala masivna ruda.

Velikost posameznih rudnih leč je različna, znaša nekaj metrov do več deset metrov. Detajlna raziskovanja so pokazala, da so dimenzije rudnih leč, in posebno rudnih teles, večje po smeri kot po vpadu. Razmerje dimenzij po vpadu in smeri se spreminja v širokih mejah od 1:2 do 1:10.

V vertikalnem stratigrafskem profilu zazvzema uranovo orudenenje določen prostor, ki ga imenujemo orudeni pas (Omaljev, 1967). Njegova debelina je različna, znaša 60 do 150 metrov. Uranovo orudenenje je najpogostejše v II. in III. sedimentacijskem ritmu gródenskih plasti.

Najvišji stratigrafski nivo orudenega pasu smo označili, kot I. rudonosni paket. Njegove rudonosne plasti so na površini  $1400 \times 70$  do 150 metrov (Omaljev, 1966) detajlno raziskane z rudarskimi deli in jamskim vrtnjem neenakomerne gostote. Nekateri deli raziskovalnega prostora vsebujejo bogato uranovo rudo, v drugih pa je ruda siromašna.

Na območju površinske vrtine B-1 (sl. 1, 2 in 3) so detajlno raziskane rudne plasti I. paketa s sorazmerno velikimi in bogatimi rudnimi telesi. Rudna telesa so v glavnem raziskana z vrtinami, manjši del pa tudi z rovi. Ta prostor je bil primeren za poskusno odkopavanje.

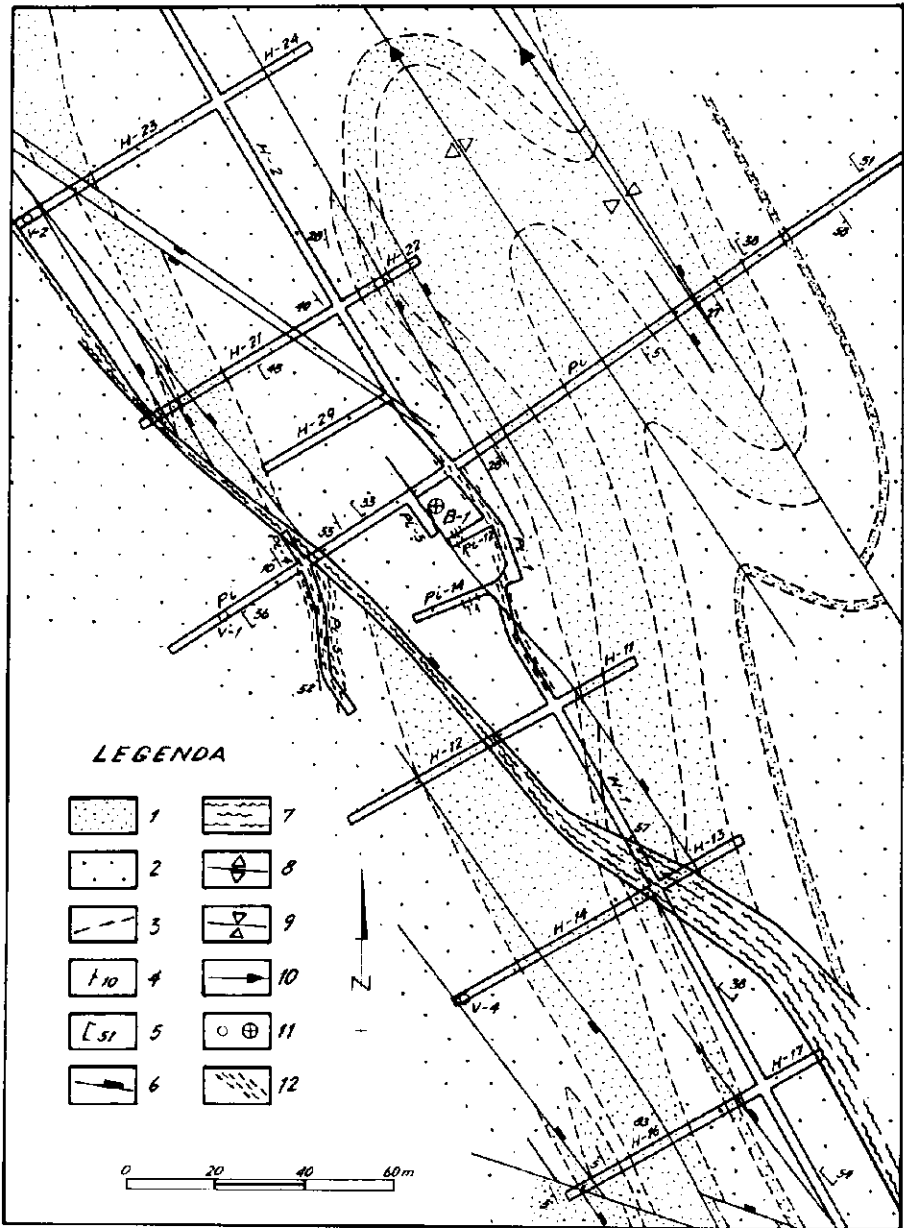
### Geološko tektonski zlog

Sivi peščenjak III. sedimentacijskega ciklusa je na prostoru, določenem za raziskovanje, litološko jasno omejen s talninskim in krovninskim rdečim peščenjakom (sl. 2 in 3). Rudne plasti I. paketa se nahajajo v spodnji polovici tega litološkega člena. Rudne leče so po smeri raziskane z rudarskimi deli na obzorju 580 m. Uranovo rudo so sledili na skupni dolžini nad 60 m v raziskovalnih hodnikih Pi-1, H-1, H-2, Pi-4 in Pi-5. Po vpadu so rudo sledili s hodniki Pi, Pi-12 in Pi-14 v nivoju obzorja, medtem ko so rudo nad obzorjem in pod njim raziskovali z jamskim udarnim vrtnjem v rovu Pi in v prečnikih, delno tudi v smernem hodniku H-1. Rudna telesa so vzporedna s plastovitostjo in vpadajo proti jugozahodu pod kotom  $20^\circ$  do  $40^\circ$ . Rudna telesa so po vpadu kontinuirana na dolžino 5 do 25 metrov. Kontinuirnost po smeri pa ni jasno ugotovljena; z rudarskimi deli smo orudenenje sledili na razdalji 10 do 30 metrov, predpostavljali pa smo dolžino 10 do 100 metrov. Predvidevali smo, da posamezne rudne leče vsebujejo 100 do 1000 ton rude, rudna telesa, ki vsebujejo le tanke vmesne jalove plasti, pa več tisoč ton rude.

Rudonosne plasti so prekinjene z večjim diagonalnim prelomom, ki ima nasprotni vpad kot skladi. Amplituda premikov ob njem znaša nad 10 metrov. Zaradi tega preloma smo na obzorju 580 m z rudarskimi raziskovalnimi deli dvakrat zadeli na rudonosne plasti.

Debelina prelomne cone znaša 1 do 5 metrov. Stopnja milonitizacije pada z naraščanjem debeline prelomne cone. Drugi prelomi so manjši; amplitude premikov ob njih znašajo le nekaj decimetrov. Teh prelomov v geoloških načrtih ni treba upoštevati. Ponekod je v kameninah močno razvita skrilava diferencialna klivaža. Prek 80 % prelomov in razpok ter celotna klivaža vpada proti severovzhodu, torej v nasprotni smeri kot plasti.

Poroznost kamenin obstoji iz razpok. Podzemeljska voda se nahaja v razpokah, le redko v prelomih. Prelomne cone so navadno neprepustne za vodo (vključno večji prelom). V sorazmerno neporušenem krilu pod prelomom je voda pod pritiskom (izvira iz nekaterih udarnih vrtin v hodnikih H-12, H-14 in H-16).



Prelomi, razpoke in klivaža so nastali po mineralizaciji in ne vsebujejo uranovega orudenjenja, ponekod se najdejo v njih sulfidi.

Odstotek urana v rudi se skokovito spreminja že na kratke razdalje. Prehod iz jalovine v rudo je prav tako skokovit, meja je pogosto sorazmerno ostra. Ruda se na oko ne razlikuje od jalovine, odkriti jo je možno samo z instrumenti.

## PROJEKT EKSPLOATACIJSKEGA RAZISKOVANJA

### Odkopna polja

Na podlagi geološko tektonskega zloga smo del rudišča, določen za eksploatacijsko raziskovanje, razdelili na odkopna polja. Vsako odkopno polje ima svoja odpiralna in pripravljalna rudarska dela. Odkopna polja so naslednja:

Odkopno polje A (sl. 4, 5, 12),

Odkopno polje B (sl. 4, 6, 8, 17),

Odkopno polje C (sl. 4, 7, 19).

Odkopno polje A je v sorazmerno neporušenem krilu preloma pod obzorjem 580 m. Raziskano je z jamskimi udarnimi vrtinami iz rova *Pi* (sl. 5). Prevrtane rudne leče so sorazmerno debele, a imajo nizek odstotek urana.

Odkopno polje B je v sorazmerno porušenem delu krila preloma pod obzorjem 580 m. Raziskano je z jamskimi udarnimi vrtinami iz rova *Pi* in hodnikov *H-1* in *H-29* (sl. 5, 6 in 8). V nekaterih profilih je odstotek urana povprečen (*H-1*), v nekaterih nadpovprečen (*Pi*, pri manjši debelini), a drugod nižji (*H-29*, pri večji debelini).

Odkopno polje C je na obzorju 580 m in sega do + 10 m nad to obzorje. Ruda je raziskana z rudarskimi deli *Pi-1* in *H-1* ter z jamskimi udarnimi vrtinami iz hodnikov *H-1* in *H-11* (sl. 7 in 8). Rudna telesa imajo precejšnjo debelino in povprečno vsebnost urana.

### Odpiralna in pripravljalna dela

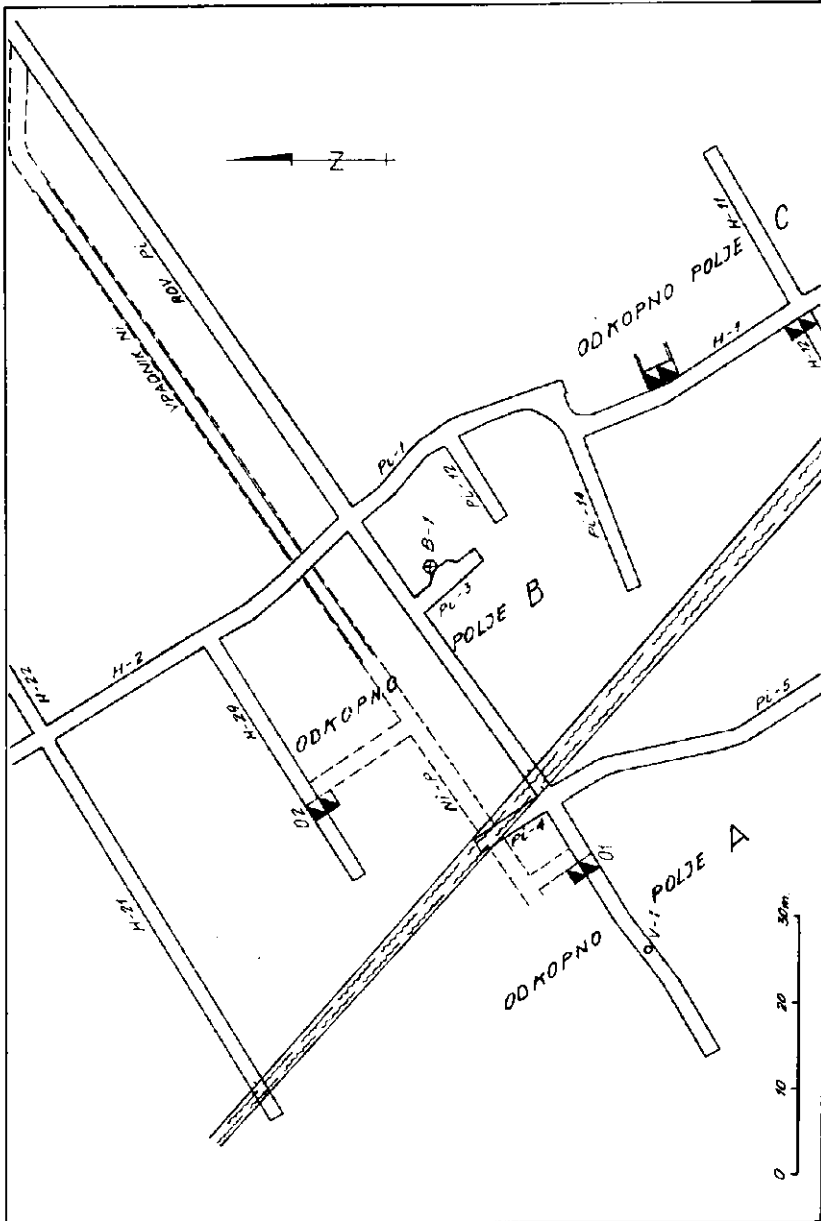
Odkopni polji A in B sta odprti z vpadnikom do nivoja 555 m (25 m pod obzorjem), kjer s hodniki odpirajo odkopna polja. Na tem horizontu je projektirana črpalna postaja z zbiralnikom. Zmogljivost črpalke je 250 l/min pri tlačni višini 25 m. Vpadnik je opremljen z vitlom za izvoz jamskih vagončkov.

Sl. 3. Geološka karta horizonta 580 m

Fig. 3. Geologic map of the level 580 meters

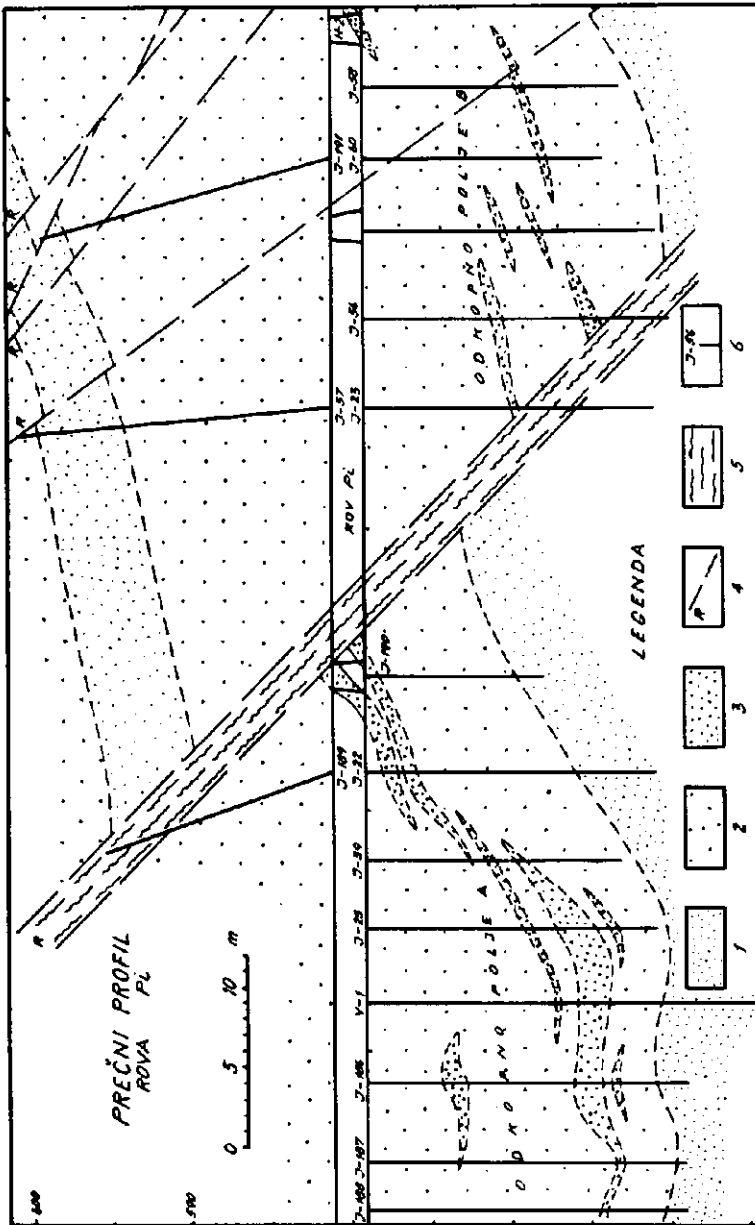
1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 meja plasti, 4 smer in vpad plasti, 5 smer in vpad klivaže, 6 prelom, relativno spuščeni blok, 7 prelomna cona, 8 os antiklinale, 9 os sinklinale, 10 vpad osi gub, 11 vrtina, 12 uranova ruda

1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Boundary plane separating the beds, 4 Strike and dip of beds, 5 Strike and dip of cleavage planes, 6 Fault, relatively downthrown block, 7 Fault zone, 8 Anticlinal axis, 9 Synclinal axis, 10 Dip of fold axis, 11 Borehole, 12 Uranium ore



Sl. 4. Načrt pripravljalnih del in odkopnih polj (po I. Gorniku)  
 Fig. 4. Project of mine development and of stopping areas (after I. Gornik)



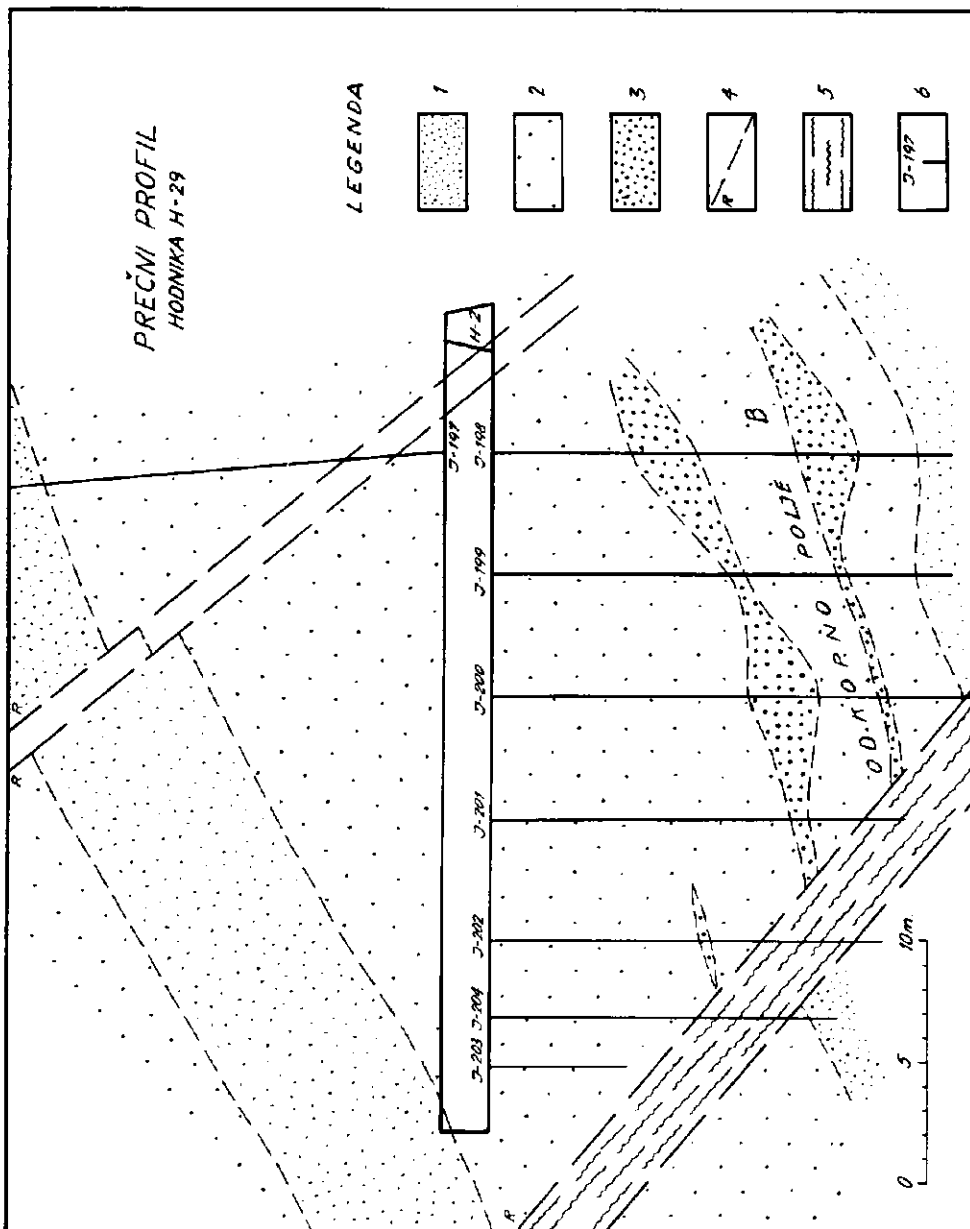


Sl. 5. Prečni profil raziskovalnega rova Pt

Fig. 5. Cross section of the Pt main adit

1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 uranova ruda, 4 prelom, 5 prelomna cona, 6 vrtina

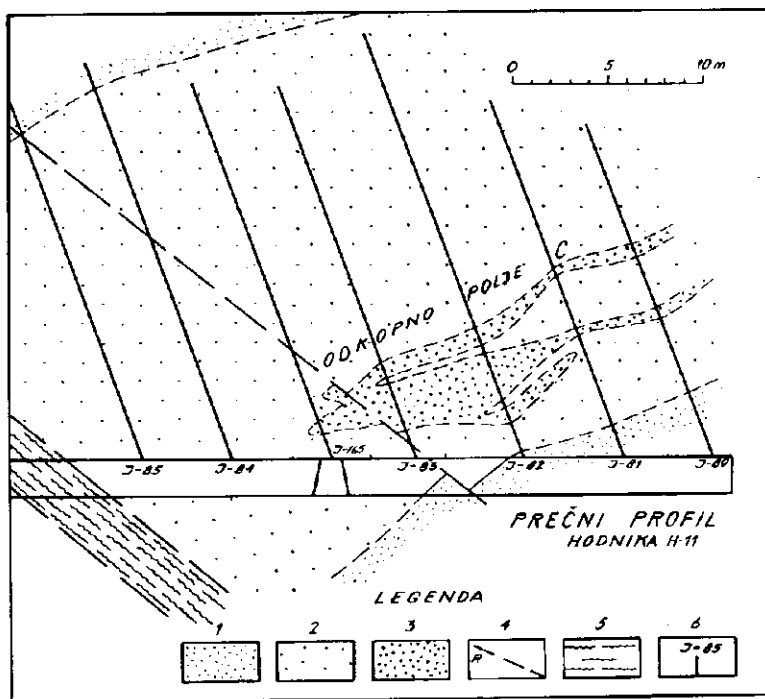
1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore, 4 Fault, 5 Fault zone, 6 Bore hole


R
r
J-197

Sl. 6. Prečni profil hodnika H-29

Fig. 6. Cross section of the gallery H-29

- 1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 uranova ruda, 4 prelom, 5 prelomna zona, 6 vrtina  
 1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore, 4 Fault, 5 Fault zone, 6 Bore hole



Sl. 7. Prečni profil hodnika H-11

Fig. 7. Cross section of the gallery H-11

- 1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 uranova ruda, 4 prelom, 5 prelomna cona, 6 vrtina  
 1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore, 4 Fault, 5 Fault zone, 6 Bore hole

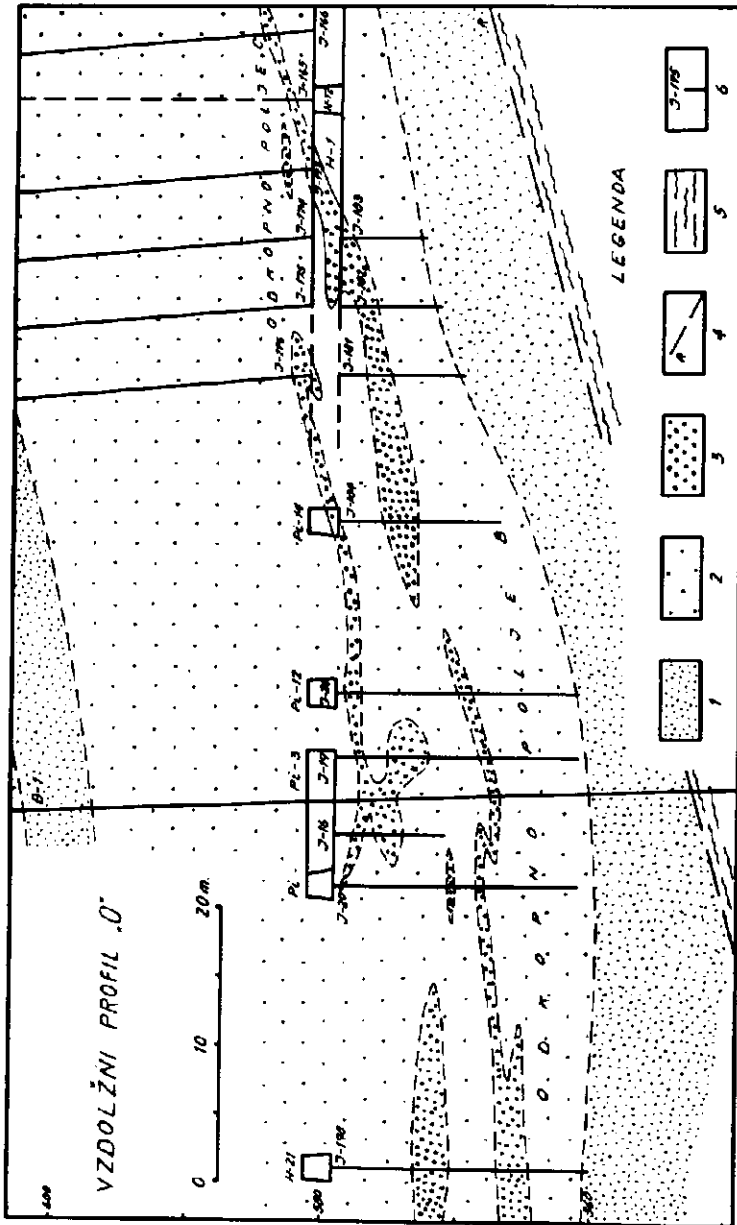
Odkopno polje A je odprto z majhnim jaškom, globokim 10 metrov (do kote 565 m), ki poteka skozi prelomno cono. Dno jaška je v talninskem rdečem peščenjaku, v rudonosne plasti pa vodi hodnik v smeri vpada pod rovom  $P_i$ . Ko preseka rudonosne plasti, se hodnik konča.

Iz odpiralnega hodnika  $O_1-P$  kopljejo pripravljalne hodnike vzporedno s smerjo rudnih teles.

Zaradi zračenja in drugih izhodov je vmesno obzorje 565 m z nadkopom  $U-1$  zvezano z obzorjem 580 m. Nadkop je speljan v hodnik  $P_i-5$ .

Odkopno polje B je odprto z majhnim jaškom  $O_2$ , globokim 10 metrov, ki se konča v prelomni coni na koti 565 m. V rudonosne plasti vodi hodnik  $O_2-P$ , ki preseka rudne nivoje.

Iz odpiralnega hodnika so speljani pripravljalni hodniki za odkop rude. Do obzorja 580 m vodi nadkop  $U-29$ , ki poteka delno v rudi in se odpira v hodnik  $H-29$ . Iz nadkopa gre tudi pripravljalni hodnik vzporedno s smerjo rudnih plasti.



Sl. 8. Detajl vzdolžnega profila "O"

Fig. 8. Detail of longitudinal section "O"

- 1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 uranova ruda, 4 prelom, 5 prelomna cona, 6 vrtna  
 1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore, 4 Fault, 5 Fault zone, 6 Bore hole

Odkopno polje C je odprto z nadkopom iz hodnika H-12. Iz nadkopa vodita smerni pripravljalni hodnik (vzporedno s H-1) in nadkop (nad hodnikom H-11).

V odpiralnih in pripravljalnih rudarskih delih je projektirana separatna tlačna ventilacija, za odvajanje izrabljenega zraka pa so v vpadniku in v jaških instalirane cevi  $\phi$  300 mm. Po izkopu nadkopov U-1 in U-29 pa se bo vzpostavil naravni vlek. Za pripravljalna dela in odkope je predvidena separata ventilacija do naravnega vleka. Zračenju se posveča posebna pozornost zaradi radioaktivnega sevanja.

V projektu so obdelana tudi druga tehnična rudarska dela za izkop prog in odkopavanje rude. S temi problemi se v našem članku ne bomo podrobneje ukvarjali, temveč le z geološko tektonsko zgradbo rudišča, z obliko in položajem rudnih teles ter z njihovim raziskovanjem in odkopavanjem.

### Odkopavanje rude

Kamenina, ki vsebuje uranovo orudenenje, je zelo trda in jedra. Zato je s projektom predvideno odkopavanje brez zasipa. Zaradi varnosti praznih jamskih prostorov so projektirani varnostni stebri. Na vsakih 100 m<sup>2</sup> odkopane površine je predviden po en varnostni steber s površino 4 m<sup>2</sup>. Varnost bodo povečale jalovinske plasti in neodkopani deli s siromašnejšo rudo (pod 0,03 ‰ U). Če pa bi odkopavali tudi jalovino in siromašnejše orudene dele, bi s tem materialom zasipavali prazne prostore odkopov.

Da bi med odkopavanjem mogli ločiti rudo od jalovine, uvajamo poseben sistem dela v zaporedju posameznih faz odkopavanja:

— Pred vsakim odstreljevanjem odkopno čelo radiometrično vzorčujemo in na podlagi vzorčevanja omejimo orudene dele. Rudo označimo z odstotnimi izolinijami, izolinija z 0,03 ‰ U razmejuje rudo in jalovino, oziroma siromašno orudenenje. O vzorčevanju izdelamo dokumentacijo v ustreznem merilu.

— Iz podatkov o radiometričnem vzorčevanju izračunamo povprečni odstotek in količino rude, ki pride v poštev za odkopavanje. Rezultate vpišemo v posebne obrazce.

— Po odstrelitvi kontroliramo količino in kvaliteto rudne izkopine in ju primerjamo s prejšnjimi podatki. Na ta način ugotovimo osiromašenje rude z jalovino.

— Siromašno orudenedih delov, ki so pokazali manjši odstotek od 0,03 odstotka U, ne odkopavamo. Druge dele odkopavamo po frakcijah z 0,03 ‰ U do 0,05 ‰ U in nad 0,05 ‰ U.

— Odkopano rudo prevažamo do sipke. Vso rudo z odkopnih polj A in B pustimo na obzorje 555 m, od koder jo po vpadniku s pomočjo vitla izvažamo na obzorje 580 m in od tam na površje.

Vso odkopano rudo masovno kemično vzorčujemo po 20 ton, da ugotovimo kvaliteto rudne izkopine po izvozu iz jame. Primerjava podatkov tega vzorčevanja z rezultati radiometričnega vzorčevanja v jami bo pokazala stopnjo osiromašenja rude po njenem odstreljevanju in izvozu iz jame.

Poseben problem predstavlja predelava rude v tehnični koncentrat. Po laboratorijskih tehnoloških poskusih ima prednost kisli hidrometalurški postopek. Vzporedno z masovnim vzorčevanjem smo na kraju samem na Žirovskem vrhu izvedli tudi poskusno obogatitev rude z radiometrično separacijo.

## EKSPLOATACIJSKO RAZISKOVANJE RUDIŠČA

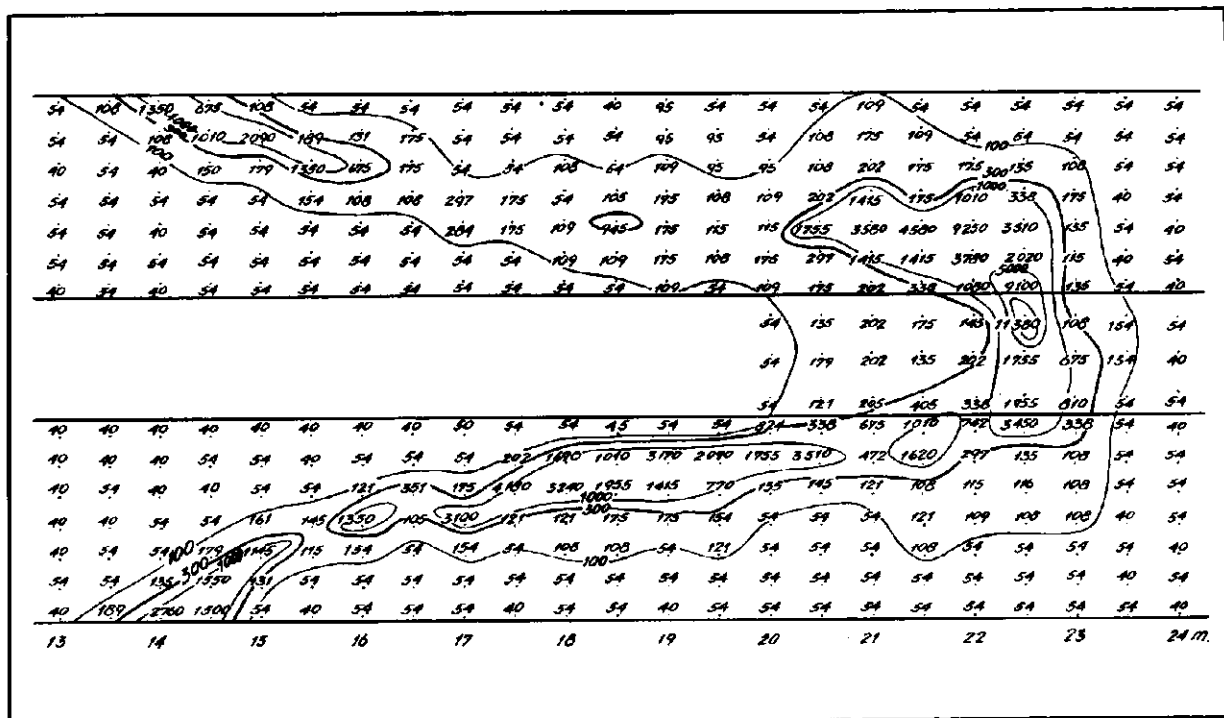
Ko sta v maju 1964 oddelek za rudarske upravne zadeve republiškega sekretariata za gospodarstvo in rudarski inšpektorat SR Slovenije odobrila raziskovalni projekt, smo pričeli z odpiralnimi rudarskimi deli. Najprej smo izkopali vpadnik, uredili izvoz materiala, odvodnjavanje in zračenje. Vpadnik smo dokončali v avgustu istega leta. Iz njega smo nato na obzorju 555 m izdelali odpiralni hodnik  $NiP$  in dva prečnika z jaškoma  $O_1$  in  $O_2$ . Ta hodnik smo pozneje podaljšali za 60 m, kjer smo nadaljevali z raziskovalnim vrтанjem. Jaška smo dokončali v novembru in decembru 1964. Nato smo na vmesnem obzorju 565 m pričeli z izkopom odpiralnih rudarskih del  $O_1-P$  in  $O_2-P$ . Vsako čelo smo med izkopom pred odstreljevanjem redno geološko in geofizikalno kontrolirali, da bi ugotovili, ali je odkopni material sterilen ali oruden.

Z geološkim kartiranjem smo zbirali petrografske, strukturne in teksturne podatke. Plastovitost je le redko tako razvita, da jo je možno spremljati na večji razdalji. Fina stratifikacija se pojavlja najpogosteje brez izrazite delitve na plasti (Omaļev, 1967). Porudni strukturni elementi so pomembni zato, ker so porušili kompaktnost rudnih plasti in prekinili njihovo kontinuirnost.

Čela in boke raziskovalnih hodnikov smo sistematično kontrolirali z Geiger-Müllerjevimi števci. Radioaktivnost smo merili v točkah kvadratne mreže z gostoto okrog  $20 \times 20$  cm. Intenziteto radioaktivnosti v mikroröntgenih smo vnašali na geološki načrt čela hodnika. Za to izmero so najuporabnejši radiometri  $PR-3 A$ , ker hitro reagirajo tudi na najmanjše povečanje radioaktivnosti, ki ga neposredno odčitamo v enoti  $\mu R/h$ . V isti namen je možno uporabiti tudi radiometre  $GMT-14$ , vendar moramo v tem primeru rezultate po kalibrirani krivulji preračunavati v enote  $\mu R/h$ .

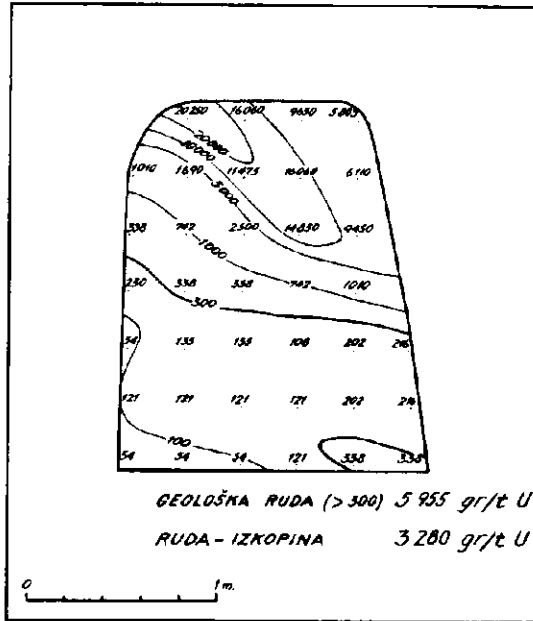
Da bi ugotovili kvaliteto odkrite rude na čelu in v bokih raziskovalnih hodnikov, smo v tem rudišču prvič preskusili in uporabili metodo merjenja v točki. Na čelih smo točke razporedili v mreži  $30 \times 30$  cm, v bokih pa  $50 \times 30$  cm in  $100 \times 30$  cm.

Za pridobivanje rude iz odpiralnih in pripravljalnih rudarskih del smo uvedli enak delovni postopek, kakor je po projektu predviden na odkopih. Uporabili smo tudi isti kriterij za ločitev jalovine od rude po razmčitvenem odstotku  $0,03\% U$ . V hodnikih ni bilo možno selektivno odstreljevanje; zato smo najprej označili kot rudo celotno izkopino, ki je vsebovala povprečno vsaj  $0,03\% U$  (vključno jalovino in siromašno rudo). To rudo smo tudi masovno vzorčevali; posamezni vzorci so tehtali okrog 20 ton.



Sl. 9. Mreža točkovnega radiometričnega vzorčevanja v hodniku O<sub>2</sub>-P. Gostota mreže 50 × 30 cm. Ruda se izklinja v bokih hodnika; mejna rudna kontura je 300 g U/t rude; po konturi 100 g U/t rude je oruđenjenje neprekinjeno (po Mijaču)

Fig. 9. Radiometric point sampling pattern of the gallery O<sub>2</sub>-P. Grid density 50 × 30 cm. The ore body thin out in the gallery walls along the marginal contour line 300 g U/t ore. Regarding the contour line 100 g U/t ore uranium occurrence is continuous (after Mijač)



Sl. 10. Mreža točkovnega radiometričnega vzorčevanja na čelu hodnika H-291. Gostota 30 × 30 cm  
 Fig. 10. Radiometric point sampling pattern of the gallery face H-291. Grid density 30 × 30 cm

### Odpiralni in pripravljalni hodniki

V odkopnem polju A smo prišli v rudo s hodnikom  $O_1-P$ . Rudna plast je blago vpadala v smeri  $240^\circ$  (v čelo hodnika), tako da smo rudo sledili na dolžini 14 m (sl. 11). Ta hodnik smo z nadkopom U-1 povezali z obzorjem 580 m. Po krajšem presledku smo hodnik nadaljevali skozi jablovino; ruda je izginila delno zaradi vpada, delno pa se je izklinila. Zaradi lokalne antiklinalne zgradbe je hodnik ponovno prišel v rudo in potekal v njej na dolžini 30 do 36 metrov.

Na 15 metru hodnika  $O_1-P$  smo pričeli v levem boku kopati pripravljalni hodnik  $O_1-P_1$ , v desnem boku pa  $O_1-P_2$ . S tema hodnikoma smo nameravali smerno slediti rudo, tj. približno v generalni smeri plasti. Čeprav smo s hodnikom  $O_1-P_2$  zavili proti jugozahodu, se je rudna plast v njem stalno dvigala in je končno pri 19. metru izginila v stropu. Tako je bila lokalna smer skoraj pravokotna na generalno; enako bi bili morali torej spremeniti tudi smer hodnika, kar pa ne bi bilo smotno.

Hodnik  $O_1-P_2$  smo usmerili proti eni izmed udarnih jamskih vrtin po generalnem vpadu plasti. Rudo smo sledili do 14. metra, kjer se je izgubila pod hodnikom. Pozneje smo ugotovili, da se rudna plast v tej smeri izklini. Ponovno pa smo jo presekali v nadkopu U-21. S tem nadkopom se



hodnik *O<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>* konča neposredno pod prelomom. Ruda se po vpadu izklini na kratko razdaljo.

V odkopnem polju *B* je pripravljalni hodnik *O<sub>2</sub>-P* presekala prvo rudno plast takoj ko je prišel iz preloma v relativno spuščeno krilo. Naprej smo rudo sledili z nadkopom *U-29*. Prečni profil tega hodnika kaže sl. 6. Z vertikalnim delom nadkopa smo prišli v hodnik *H-29*.

Ko je bil vzpostavljen naravni vlek, smo hodnik *O<sub>2</sub>-P* nadaljevali in smo pri tem zadeli na talninsko rudno plast (sl. 9).

V nadkopu *U-29* se po padu debelina rude zelo hitro spreminja (odebelitve v obliki molkovih jagod). Zato ni mogoče točno določiti srednje debeline rudne leče. Z naraščanjem debeline ponekod raste tudi povprečni odstotek urana v rudi. Pri eni izmed odebelitev smo pričeli kopati smerni pripravljalni hodnik *H-291*. Z nadkopom smo rudno plast sledili na dolžini okrog 18 metrov.

Smerni pripravljalni hodnike smo izkopali na dveh vmesnih obzorjih: na 565 m hodnik *H-292* v stratigrafsko višji rudni plasti ter hodnika *H-293* in *H-294* v stratigrafsko nižji rudni plasti. Na vmesnem obzorju 569 m pa je pripravljalni hodnik *H-291*.

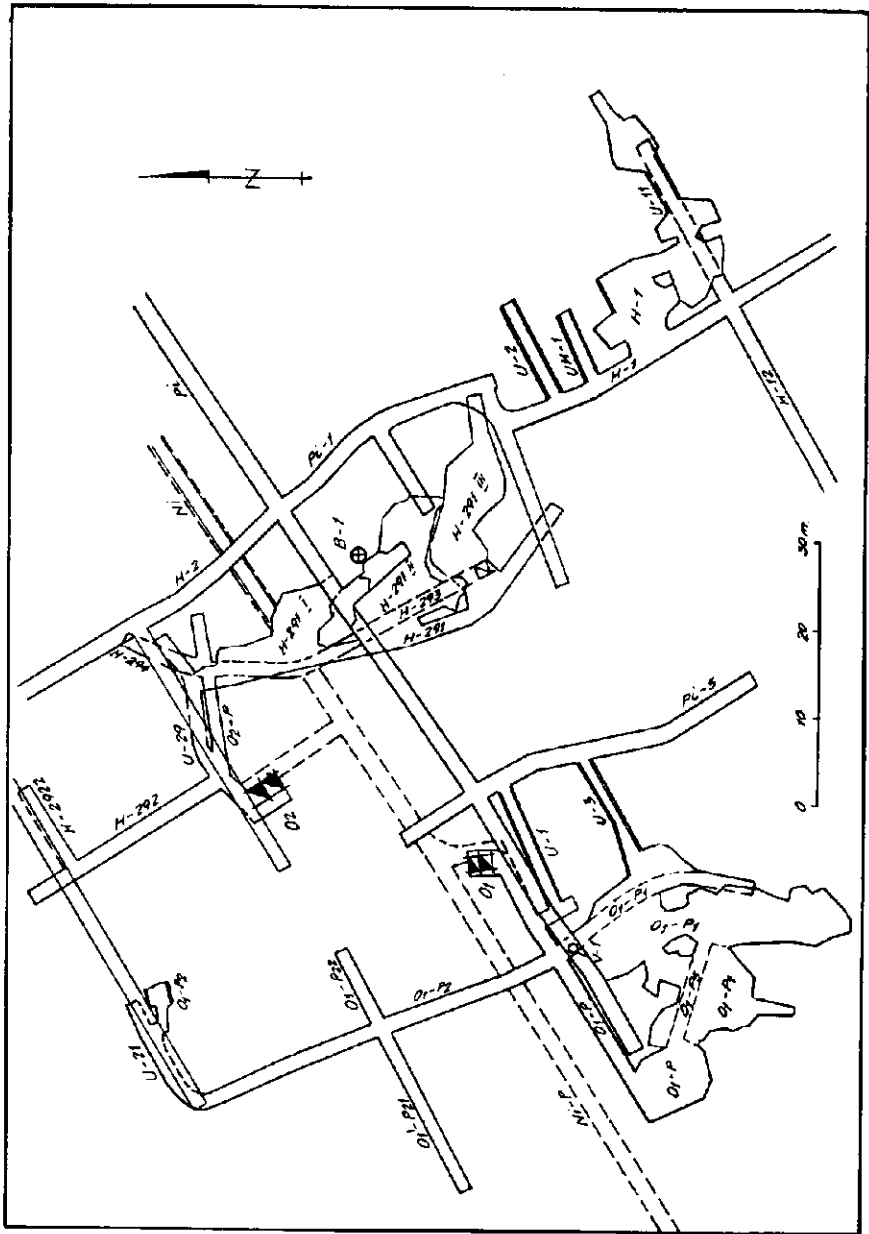
Izkop teh pripravljalnih hodnikov je trajal zaradi prekinitev skoraj dve leti. V marcu 1965 smo pričeli hodnik *H-291* in ga končali v maju istega leta. Istočasno smo pričeli kopati *H-293* in *H-294*. Dela v *H-294* smo normalno dokončali, v *H-293* pa smo jih kmalu ustavili; nadaljevali smo jih šele konec leta 1965, končali pa v letu 1966. Tudi hodnik *H-292* smo izkopali v letu 1966.

Hodnik *H-291* je bil usmerjen proti udarni vrtini *J-56* in je trikrat zadeli na rudo. Pričakovali smo, da bo v celoti potekal skozi rudo, ki pa se je večkrat izklinila in ponovno pojavila. Debelina rude se je spreminjala od 0,5 m do 2 m, odstotek pa je bil ponekod visok.

S hodnikom *H-292* smo sledili isto rudno plast kot s *H-291*, vendar v nasprotni smeri. V *H-292* je bila rudna plast precej tanjša, kjer pa se je debelina povečala, je narasel tudi odstotek urana. Rudo smo sledili na dolžini 25 m, vmes so bile le krajše prekinitve.

O spodnji rudonosni plasti odkopnega polja *B* smo že prej vedeli, da je tanka in da vsebuje visok odstotek urana (z izjemo profila *H-29*). Prva rudarska dela so potrdila le manjšo debelino, ne pa tudi visokega odstotka. Šele pri 15. metru hodnika *H-293* se je pojavila ruda z visokim odstotkom pri veliki debelini, ki smo jo nato sledili 10 m do odkopa *H-291* na vmesnem obzorju 569 m. Hodnik *H-294* je usmerjen proti vrtini *J-198*, ki je zadela na debelo rudno plast. Prvi metri hodnika so bili v jalovini, toda v neposredni bližini vrtine smo prišli v rudo, o kateri smo dobili vtis, da se izklinjuje. Odstotki urana in debeline rude okrog vrtine so bili v hodniku in v vrtini približno enaki (po rezultatih merjenja žarkov gama).

Odkopno polje *C* je odprto s hodniki, ki so bili izkopani že v letu 1962. Tedaj smo radiometrično kontrolirali premer čela; metoda radiometričnega vzorčevanja v točki takrat še ni bila znana. Boke hodnikov *Pi-1* in *H-1* smo vzorčevali po metodi radiometrične brazde, od časa do časa pa tudi z brazdanjem. Sklepali smo, da smo s tema hodnikoma sledili isto rudno



Sl. 11. Situacijski načrt odkopov in pripravljalnih rudarskih del  
 Fig. 11. Situation plan of stoping and mining development works

telo, ki se je v hodniku *Pi-1* pri 25. metru začelo dvigati in je nato izginilo v stropu. Prečnik *Pi-14* je ponovno presekala rudna plast. Smerno sledenje smo nadaljevali s hodnikom *H-1*. Rudna plast se je še dvigala in pri 10. metru izginila v stropu. Do 26. metra smo v tem hodniku že večkrat zadeli na uranovo rudo; med 20. in 25. metrom je radioaktivnost dosegla  $300 \mu\text{R/h}$ . Z udarnim vrtnjem smo nato raziskali orudjenje po profilih in v bokih hodnika. Na ta način smo ugotovili, da hodnik poteka nad rudonosnimi plastmi in pod njimi (sl. 8).

Od pripravljajalnih del v polju *C* smo izvedli samo nadkop; z njim smo sledili siromašno rudo na dolžini okrog 10 metrov. Izkop smernega hodnika, vzporednega s *H-1*, smo opustili in smo pričeli z odkopavanjem v boku.

### Odkopavanje rudnih leč

Petmesečna odpiralna in pripravljajalna dela so prinesla izkušnje, na podlagi katerih smo rešili številna nejasna vprašanja glede odkopavanja rude.

Po profilih jamskih udarnih vrtnin smo rudne nivoje dobro povezali (sl. 5, 6, 7 in 8) in jih interpretirali na podlagi geoloških podatkov, da je orudenjenje vzporedno s plastovitostjo. Ponekod se med dvema vrtninama (*U-29*) rudna plast izklinjuje, če rudno konturo označimo z  $0,03\% \text{U}$ , medtem ko kontinuirnost rude pri konturi  $0,01\% \text{U}$  ni prekinjena. Podobne razmere smo našli tudi v drugih hodnikih (sl. 9). Opazili smo, da se ruda na kratkih razdaljah izklinjuje tudi po smeri plasti (*H-291*). V rudi se pogosto pojavljajo tanki vložki jalovine in siromašne rude. Rudne konture, kakor tudi druge izoprocentne črte imajo na čelih hodnikov pogosto zelo komplicirane oblike. To je posledica koeficienta velike variabilnosti rudne koncentracije. Odstotek urana se v posameznih točkovnih vzorcih zelo hitro menjava od minimalnih do zelo visokih vrednosti. Gradienti naraščanja odstotka so močnejše izraženi po vpadu plasti, manj pa po njihovi smeri. Prehod rude v jalovino je ponekod postopen, drugod skokovit.

Metoda radiometričnega vzorčevanja v točki je pokazala več prednosti pred drugimi metodami vzorčevanja. Uporaba drugih metod na čelih hodnikov (vključno metodo radiometrične brazde), bi povzročala pogoste prekinitve v izkopu hodnikov. Jedra in trda kamenina ter pogostna skrilava klivaža zahtevajo precej časa, da se površje kamenine in rude poravnava in pripravi za vzorčevanje po drugih metodah. Priprava površja za točkovno vzorčevanje pa je kratka: treba je odbiti le labilne in izbočene dele, da se lahko prisloni sonda radiometra.

Poleg operativnosti ima ta metoda še druge prednosti. Za razliko od odbojno točkaste metode nam da ta način vzorčevanja odstotek urana v vsaki merjeni točki. Na čelu hodnika izmerimo 20 do 40 točk, ki so enakomerno razporejene po površju. S takšnim razporedom dobimo plastično sliko rudne leče ter porazdelitev bogatih in siromašnih delov rude znotraj nje, vključno večje ali manjše jalove vložke, ki jih z drugimi metodami ne bi mogli registrirati. Število vzorcev na posameznem čelu hodnika je dovolj veliko, da zagotovi statistično točnost metode; pri tem

seveda ne upoštevamo sistematične napake radiometričnega vzorčevanja, ki nastane zaradi neravnotežja med uranom in radijem.

Gostota točk na odkopnih čelih bo podobna kot na čelih in bokih hodnikov. Če ima čelo majhno površino, je mreža točk 30 cm × 30 cm, na večjih čelih pa 50 cm × 30 cm ali 100 cm × 30 cm. Na zelo velikih odkopnih čelih lahko uporabimo tudi mrežo 100 cm × 50 cm. Do te ugotovitve smo prišli po analizi redkejše mreže vzorcev v hodnikih. Povprečje urana v bokih hodnika se le malo spremeni, če mrežo razredčimo na polovico ali tretjino vzorcev; vendar mora biti preostalo število vzorcev le še dovolj veliko.

Razmejitvena vrednost za ločitev rude in jalovine ostane nespremenjena (0,03 % U).

Po podatkih, zbranih med odpiralnimi in pripravljalnimi rudarskimi deli, je bilo sklenjeno, da se kot ruda vzame celotna izkopina s povprečjem 0,03 % U, vključno jalovino, ki se odkoplje z rudo v njeni neposredni okolici.

Izoprocentne črte na vzorčevanih čelih so pogosto zelo komplicirane in se spreminjajo od čela do čela. Zato je takoj postalo jasno, da ni smotrno odkopavati rudo po frakcijah, kakor je bilo predvideno s projektom. Kriterij za odkopavanje sta lahko samo minimalni povprečni odstotek urana in rudna kontura.

Orudnih delov, ki vsebujejo tanke rudne plasti in ne dosežejo minimalnega povprečja, ne odkopavamo, temveč jih pustimo kot varnostne stebre. Kjer pa siromašne rude ni na večji površini, tam je treba pustiti varnostni steber v rudi.

Debelina rudnega telesa, merjena po konturi, se spreminja tako po vpadu kakor tudi po smeri plasti. Debelina se po vpadu navadno bolj spreminja. Zaradi sprememb debeline smo se odločili, da obenem z rudo odkopljeno tudi določeno količino jalovine in siromašne rude (do 0,5 m). Na ta način je bilo možno stalno spremljati rudne konture.

Tako smo prišli do dveh pojmov rude: geološko rudo omejuje izoprocentna črta 0,03 % U, rudna izkopina (ali krajše: izkopina) pa je odkopana ruda z določeno količino jalovine in siromašne rude (sl. 10).

V odpiralnih in pripravljalnih hodnikih in nadkopih smo v posameznih vzorcih dobili ekstremno visoke odstotke urana (sl. 10). Vzorci ekstremnih vrednosti so ponekod osamljeni, drugod pa ima več točk na čelu hodnika procentne vrednosti urana, ki so 10- do 15-krat, včasih celo nad 20-krat višje od povprečja v rudi. Ekstremno visoke vrednosti posameznih vzorcev so posledica visoke koncentracije urana na določenem manjšem ali večjem prostoru. Posamezen vzorec predstavlja majhno količino rude, ki verjetno ni mnogo večja od elementarne količine rude, katere radioaktivno sevanje smo izmerili kot radiometrični vzorec. Statistično je količina izredno bogatih vzorcev tako majhna v primerjavi s skupno količino vzorcev, izmerjenih v rudnem telesu, da jo lahko zanemarimo; pogosto je tudi zadosti majhna v primerjavi s številom vzorcev na odkopnem čelu. Odločili smo se, da vzorce s procentno vsebnostjo urana preliminarno upoštevamo v računih povprečja.

Dokumentacija o vzorčevanju na odkopnih čelih je enaka kot za hodnike. Kot novost smo že med izkopom pripravljalnih hodnikov uvedli statistično obdelavo vzorcev (sl. 10). Veliko število podatkov o odkopnem čelu je nepregledno, zato jih moramo izraziti v preglednih vrednostih oziroma v povprečju geološke rude in izkopine.

Po podatkih vzorčevanja lahko izračunamo, koliko se je izkopina osiromašila zaradi odstreljevanja določene količine jalovine z rudo. To osiromašenje je posledica poskusnega odkopavanja (načrtno osiromašenje) in ne predstavlja osiromašenja celotne izkopine.

Med odkopavanjem se ruda na splošno osiromaši bodisi zato, ker se rudno telo v smeri odkopa izklinjuje, bodisi zato, ker se odstrelji preveč jalovine ali pa se ruda pomeša z jalovino med transportom od odkopa do kraja vzorčevanja (slučajno osiromašenje). V vsakem določenem primeru je celotno osiromašenje rude vsota načrtnega in slučajnega osiromašenja.

Širina odkopnega čela je znašala povečini 2 do 10 metrov, le redko je bilo čelo širše. Prizadevali smo si, da bi bilo odkopno čelo vzporedno s smerjo rudonosnih plasti. Njegova višina je znašala 1,6 do 3 metre, izjemno je bila manjša, kadar so odstreljevali na bokih odkopov. Debelina etaže pri odstreljevanju je bila navadno 1 meter, le izjemno tudi več.

Selektivnega poskusnega odkopavanja nismo izvedli. Prvotno je bilo predvideno, da se takšen poskus izvede iz hodnika H-293 v talninski rudni plasti odkopnega polja B. Po podatkih vrtin je tam sorazmerno tanka, toda zelo bogata rudna plast (sl. 8).

Ko so bili poskusi z radiometrično separacijo ustavljeni, smo za odstreljevanje rude uporabljali bolj brizantno razstrelivo. Na ta način smo dobili mnogo bolj zdrobljen material za potrebe masovnega kemičnega vzorčevanja, ki je zajelo celotno količino odkopane rude.

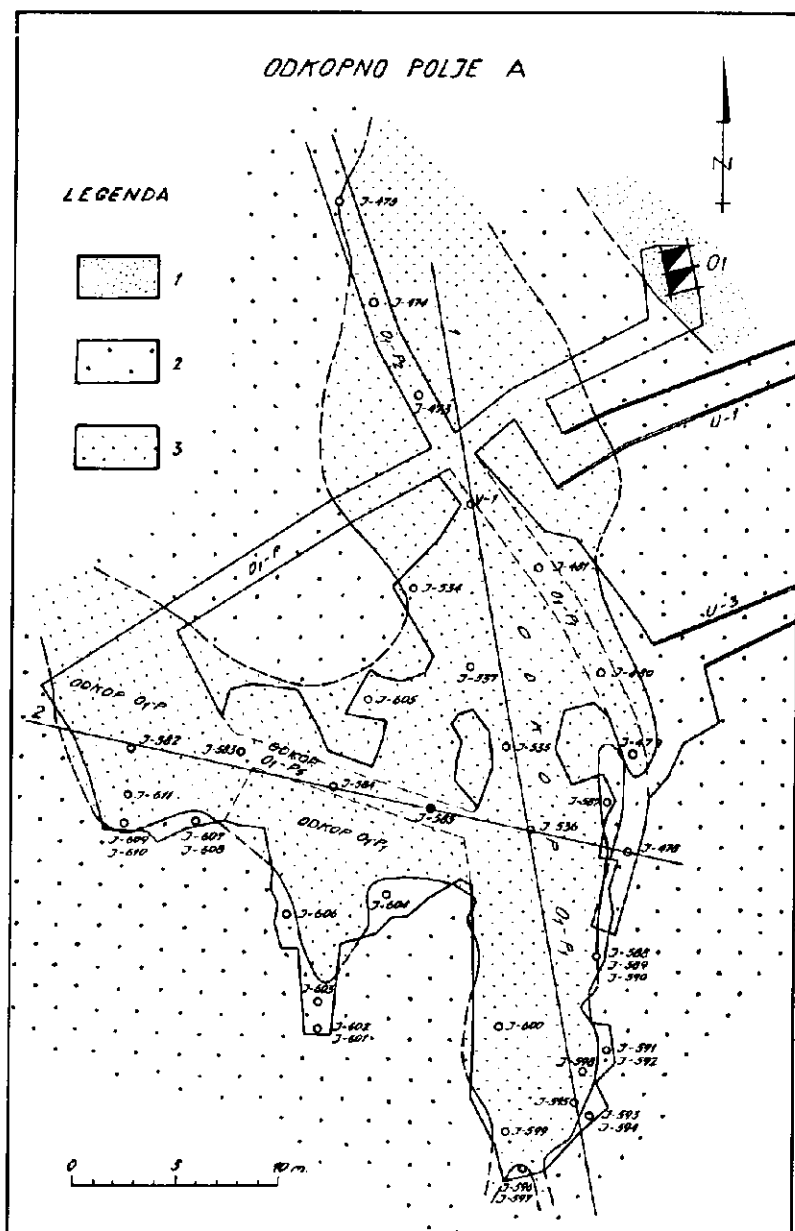
Ker se ruda makroskopsko ne loči od jalovine, plastovitosti, po kateri lahko sklepamo na orudenjenje, pa navadno ni videti, smo uvedli poseben postopek za omejitev rude na odkopnih čelih, da bi mogli rudarji bolje razporediti vrtine za odstreljevanje. Na podlagi točkovnega radiometričnega vzorčevanja na odkopnem čelu z minijem omejimo rudo, seveda poenostavljeno. Zadnja vrsta lukenj za odstreljevanje se zvrta zunaj rudne konture.

Rezultate odkopavanja bomo podali z opisom odkopov po odkopnih poljih. Situacijo odkopov kaže slika 11.

### Odkopno polje A

Odkopno polje A leži v veliki rudni leči (sl. 12), ki smo jo pripravili za odkopavanje s hodniki  $O_1-P$ ,  $O_1-P_1$ ,  $O_1-P_2$  in pozneje še  $O_1-P_3$ . Rudo smo odkopavali v dveh odkopih, ki imata isti označbi kot hodnika, iz katerih smo pričeli z odkopavanjem. Izjema je  $O_1-P_2$ , ki leži 50 m proti severozahodu in nima neposredne zveze z navedenima odkopoma (pod prelomom smo odkopali okrog 40 t rude).

Odkop  $O_1-P$  smo pričeli v levem boku med 32. in 36. metrom istoimenskega hodnika. V začetku odkopa je bila rudna plast debela 1 m. Odkopna višina je bila 1,6 m. Rudo smo odkopavali v 9 etažah, dokler se ni izklinila.



Sl. 12. Odkopno polje A  
 1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 ruda  
 Fig. 12. Stope area A  
 1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore

Tedaj smo v levem boku odkopa odstrelili dve etaži z odkopno višino, manjšo od 1 m (v tej smeri vpada rudna plast). To je bil prvi odkop, ki smo ga dokončali v juniju 1965; zaradi svoje velikosti je napravil dober vtis.

Rudno lečo smo odkopavali v etažah, razvrščenih približno v smeri plasti. Pozneje smo ugotovili, da je tu razvita majhna antiklinala. Rudno telo blago vpada proti severovzhodu in zelo strmo proti jugozahodu (podatek iz hodnika  $Ni-P$  na koti 555 m). Rudno telo se lepo postopno dviga v smeri napredovanja odkopa (SSE); zato nismo nadaljevali odkopavanja v desnem boku hodnika  $O_1-P$  (proti NW).

Odkop  $O_1-P_1$  smo pričeli v levem in desnem boku istoimenskega hodnika. Rudo smo nameravali odkopavati v etažah po smeri navzgor in končno ta odkop združiti s hodnikom  $Pi-5$  na obzorju 580 m (sl. 11). Toda ruda je bila le v varnostnem stebri in že po prvem odstreljevanju smo prišli v jalovino (sl. 12). Poznejša rudarska dela v tej smeri, izvedena zaradi zračenja (nadkop  $U-3$ ), so pokazala, da je ta del rudišča sterilen.

Odkopavanje smo nadaljevali po vpadu navzdol v desnem boku hodnika v generalni smeri plasti, ker smo pričakovali, da rudno telo vpada v tej smeri. Odkopno čelo smo zožili na 6 m. Po tretjem odstreljevanju v tej smeri smo opazili, da se rudna leča dviga proti jugu; zato smo odkopavanje nadaljevali v tej smeri. Konec leta 1965 smo odkopavanje začasno ustavili. Tedaj smo izkopali hodnik  $O_1-P_2$ . Z njim smo, sledeč rudo, povezali odkopa  $O_1-P$  in  $O_1-P_1$  in tako dokazali, da sta oba odkopa v istem rudnem telesu.

Leta 1966 smo odkopavanje nadaljevali proti jugu, dokler se ruda ni izklinila. Istočasno smo odkop  $O_1-P_1$  razširili iz hodnika  $O_1-P_2$  v oba boka. Na ta način smo spojili dva odkopa. Odkopavanje proti jugu smo ustavili, ko se je ruda izklinila, proti severu pa, ko se je toliko znižala po vpadu, da v njej ni bilo več možno delati.

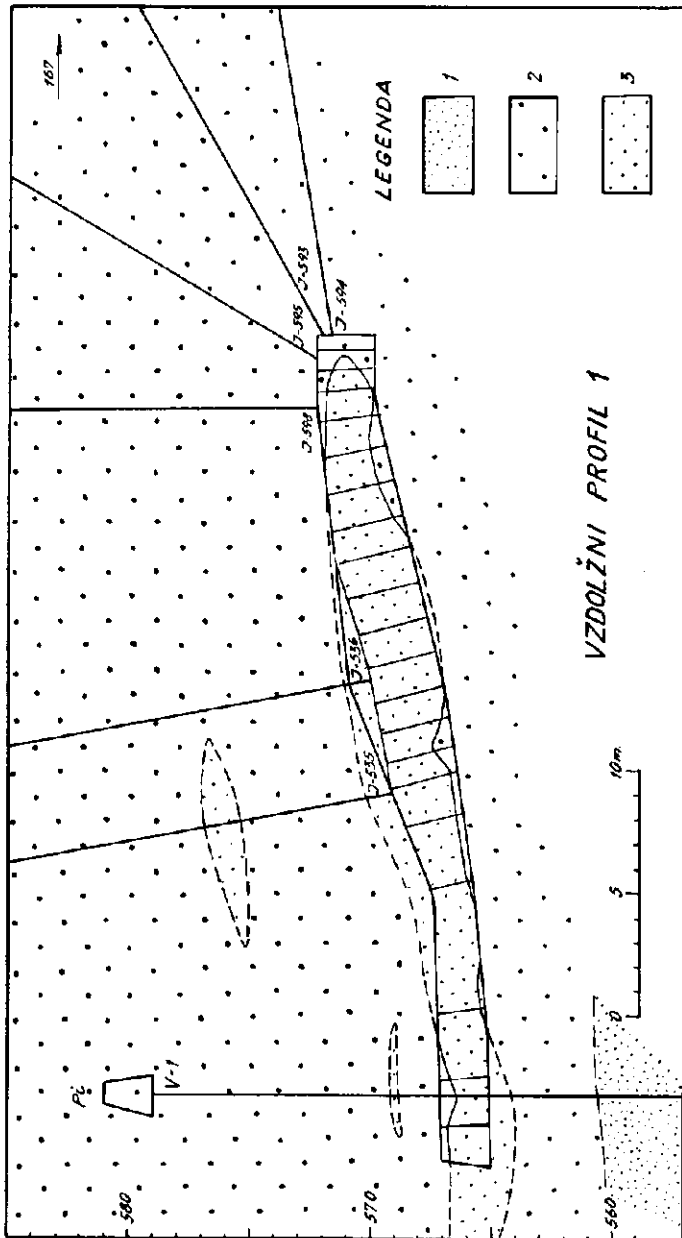
V hodniku  $O_1-P_2$  je bila ta rudna leča nedotaknjena, ker smo po količini izpolnili načrt odkopavanja.

V rudi smo pustili 6 varnostnih stebrov, kjer je bilo to potrebno za zavarovanje stropa; kjerkoli pa je bilo možno, smo varnostne stebre puščali v jalovini.

Odkopna čela so bila v tem odkopu dolga 2 do 14 metrov. Orientacija odkopnih čel se je tudi spreminjala glede na smer in vpad rude. Na tem prostoru je razvita popolna guba, katere os vpada proti NW, vzporedno z gubami višjega reda (Omaljev, 1966); zato se lokalna smer plasti pogosto menjava. Oblika rudnega telesa pa je zaradi tega še bolj komplicirana.

Odstotek urana v rudni leči v obeh odkopih variira v širokih mejah tako v določenem odkopnem čelu kakor tudi od čela do čela. Povprečje urana na odkopnih čelih hodnikov in na odkopih so bila sorazmerno nizka, redko so preseгла 0,1 % U. Povprečje geološke rude je bilo prav tako nizko, navadno pod 0,1 % U.

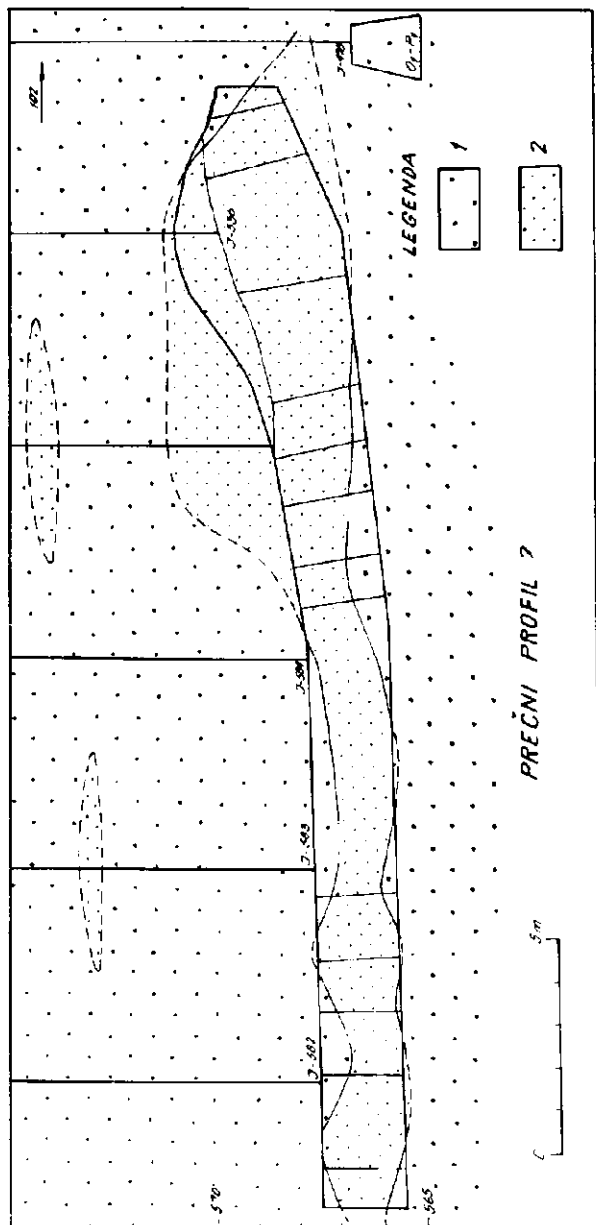
Vzorcev z ekstremno visokimi odstotki (nad 1 % U) je bilo zelo malo. Ruda te leče je radiometrično srednje kontrastna; zato bi radiometrična



Sl. 13. Vzdolžni profil odkopnega polja A  
 1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 ruda

Fig. 13. Longitudinal section of the stoping area A  
 1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore





Sl. 14. Prečni profil odkopnega polja A  
 1 rdeči peščenjak, 2 uranova ruda  
 Fig. 14. Cross section of the stoping area A  
 1 Red sandstone, 2 Uranium ore

separacija verjetno dala zadovoljive rezultate. Ker je ruda kompaktna, dobivanje debelejših frakcij ne bi predstavljalo problema.

Debelina rudne leče se je spreminjala. Ponekod je ruda vsebovala vložke jalovine in siromašne rude. Kjer ni bilo jalovih vložkov, je bila rudna leča debela več kot 1 meter, ponekod celo prek 2 metra (sl. 13 in 14). Odstotek urana v rudi ni bil odvisen od debeline leče.

Kolikor lahko razberemo iz načrta (sl. 12), je vzdolžna os rudne leče usmerjena proti jugu. Ta smer pa se ne ujema niti z generalno niti z lokalno smerjo plasti. Odcep leče na odkopu  $O_1P$  je usmerjen proti SE. Če bi sledili rudo še naprej po smeri hodnika  $Ni-P$  (kota 555 m), bi prevladovala smer NNW-SSE.

Rudno lečo smo raziskali v dolžini 50 m in širini do 30 m. V srednjem delu načrta (sl. 12) rude v hodniku  $O_1-P$  ni, pač pa je pod njim (po podatkih vrtn iz  $P_1$  in  $Ni-P$ ), tako da kontinuirnost rudne leče ni prekinjena.

### Odkopno polje B

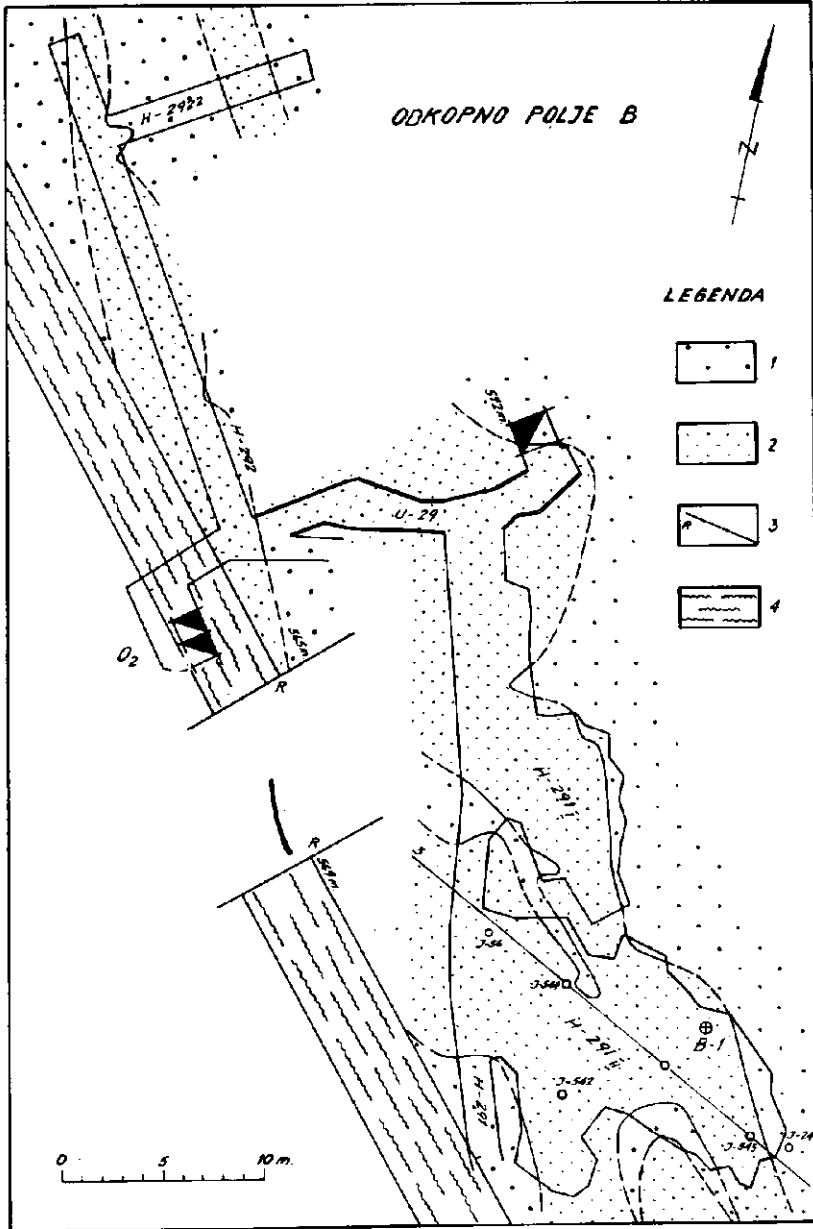
Odkopno polje B predstavlja podaljšek odkopnega polja A po vpadu navzgor. Med obema poljema je prelom (sl. 11). Odkopno polje B se nahaja v pogreznjenem krilu preloma in obsega prostor od prelomne ploskve do obzorja 580 m. Odprto je z jaškom  $O_2$ , iz katerega smo izkopali odpiralne in prapravljalne hodnike ter nadkope  $O_2-P$  in  $U-29$  po vpadu,  $H-292$ ,  $H-293$  in  $H-294$  na obzorju 565 m in  $H-291$  na nivoju 568 m. V tem odkopnem polju sta razviti dve rudni plasti neposredno ena nad drugo, kar je omogočilo raziskave na dveh vmesnih obzorjih. Talninsko plast smo presekali s hodnikom  $O_2-P$ , smerno pa smo jo raziskali s hodnikoma  $H-293$  in  $H-294$ .

Rudo smo odkopavali v treh odkopih iz hodnika  $H-291$ ; vsi trije imajo označbo  $H-291$  z indeksi I, II in III. Ko smo pričeli z odkopavanjem, smo mislili, da so vsi trije odkopi v krovinski rudni plasti, ki vsebuje jalove dele. Pozneje se je pokazalo, da je odkop  $H-291_{III}$  v talninski plasti.

Odkop  $H-291_I$  smo pričeli v levem boku hodnika med 3. in 13. metrom. Debelina rudne plasti je bila povečini manjša od 1 metra. Odstotki urana so bili sorazmerno visoki, a so upadali po vpadu navzgor. Odkopna višina je znašala 1,6 m do 1,8 m. Odkopnih etaž je bilo 8. Rudna plast se je proti SE postopno dvigala in v tej smeri smo jo sledili z odkopom. Zaradi majhne odkopne višine in nizkih odstotkov urana je delo le počasi napredovalo, tako da smo na tem odkopu delali s prekinitvami v letih 1965 in 1966. Ruda je imela smer proti večjemu odkopu  $H-291_{II}$ , vendar zveze med obema odkopoma leta 1966 nismo vzpostavili, ker smo po obsegu prej izpolnili načrt.

Odkopne etaže so bile približno vzporedne z lokalno smerjo plasti in rudnega telesa, pozneje pa smo v desnem boku odstreljevali rudo približno pravokotno na smer plasti.

Odkop  $H-292_{II}$  smo pričeli v levem boku hodnika med 20. in 26. metrom. Rudna plast je imela v začetku odkopa veliko debelino, majhno dolžino po smeri in visoke odstotke urana. Odkopna višina je bila 2 do 2,5 metra. Rudna plast se je proti SE postopno dvigala. Z odkopom smo



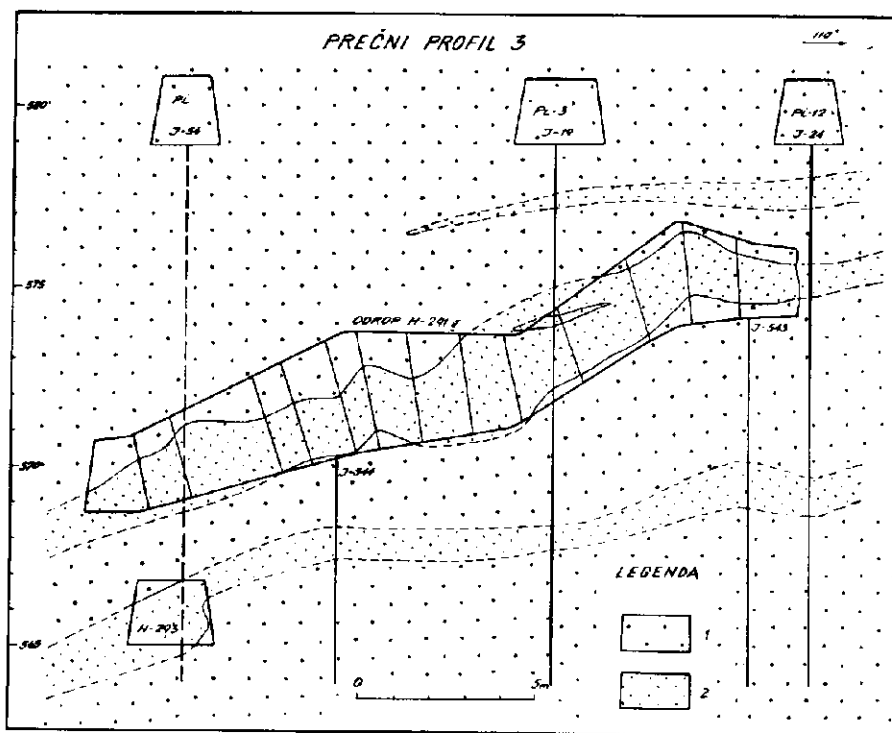
Sl. 15. Odkopno polje B, krovinska rudna plast  
 1 sivi peščenjak, 2 ruda, 3 prelom, 4 prelomna cona

Fig. 15. Stopping area B, hanging wall ore bed  
 1 Gray sandstone, 2 Uranium ore, 3 Fault, 4 Fault zone

jo sledili, dokler se ni izklinila ali se tako stanjšala, da je ni bilo več mogoče odkopavati (sl. 15 in 16).

Odkopavali smo v 13 etažah, približno vzporedno s smerjo plasti. Pozneje smo z odstreljevanjem v bokih odkop razširili. Napredovanje po smeri je znašalo počini 1 do 1,5 metra. Ruda in prikamenina sta bili zelo kompaktni, brez klivaže in razpok. Zaradi velike trdnosti prikamenine v rudi ni bilo treba puščati varnostnih stebrov.

Ta odkop je omogočil, da smo na večjem prostoru spremljali rudno konturo 0,03 ‰ U v vseh treh dimenzijah. Rudno telo je zelo razvejano, kar se dobro vidi po obliki odkopa, zlasti še, ker smo z rudo odkopavali določeno količino jalovine. Rudna leča je ležala diagonalno glede na lokalno smer plasti in rude. V smeri plasti potekata dva »izrastka«, prvi proti odkopu H-291<sub>I</sub>, a drugi v nasprotni smeri (ta je delno odkopan). Rudna leča se je v podolžni smeri stanjšala, vendar je verjetno kontinuirna v smeri hodnika Pi-1 na obzorju 580 m. Rudno telo ima okrog vrtine B-1 značilno obliko črke V; zato vrtina na odkopu ni zadela rude.



Sl. 16. Prečni profil odkopa H-291<sub>I</sub>  
1 sivi peščenjak, 2 ruda

Fig. 16. Cross section of the H-291<sub>I</sub> stope  
1 Gray sandstone, 2 Uranium ore

Nad stropom odkopa je v vrtini *B-1* rudni nivo z navidezno debelino 2,5 m in s povprečjem 0,0596 ‰ U, medtem ko ima ustrezno odkopno čelo po 82 vzorcih povprečje 0,0834 ‰ U (geološka ruda, 47 vzorcev, 0,1372 ‰ U). Podobne razmere kaže jamska vrtina *J-19*, ki je imela na 2,8 m navidezne debeline povprečje 0,546 ‰ U, odkopno čelo v bližini pa na podlagi 59 vzorcev 0,290 ‰ U (geološka ruda, 45 vzorcev, 0,3744 ‰ U). Iz teh podatkov vidimo, da vrtine sorazmerno dobro predstavljajo svojo ožjo okolico.

Povprečja urana v rudi na odkopnih čelih so bila sorazmerno visoka, navadno nad 0,1 ‰ U, le redko pod to vrednostjo. Povprečja geološke rude so bila nad 0,1 ‰ U, pogosto celo nad 0,2 ‰ U.

Na tem odkopu smo izmerili največ vzorcev z ekstremno visokimi odstotki urana (nad 1 ‰). Ti vzorci so bili v skupinah (sl. 10) in so se pojavljali tudi na naslednjih odkopnih čelih v smeri odkopavanja. Na tem odkopu zavzema ruda z ekstremno visokimi odstotki urana sorazmerno velik prostor, količina pa znaša več ton (ponekod celo več deset ton). Ekstremno bogata ruda je omejena z ostalo rudo; v teh prostorih so bili procesi mineralizacije najmočnejši. V ekstremno bogati rudi so zrna smolnate rude debela desetinko milimetra (ponekod več sto mikronov).

Na odkopih *H-291<sub>I</sub>* in *H-291<sub>II</sub>* je ruda radiometrično zelo kontrastna. Ker je ruda zelo kompaktna, je z ustreznim načinom odstreljevanja možno dobiti debele frakcije. Oba odkopa sta v istem rudnem telesu, ki ima zelo komplicirano obliko. V hodniku *H-291* se ruda hitro izklinjuje.

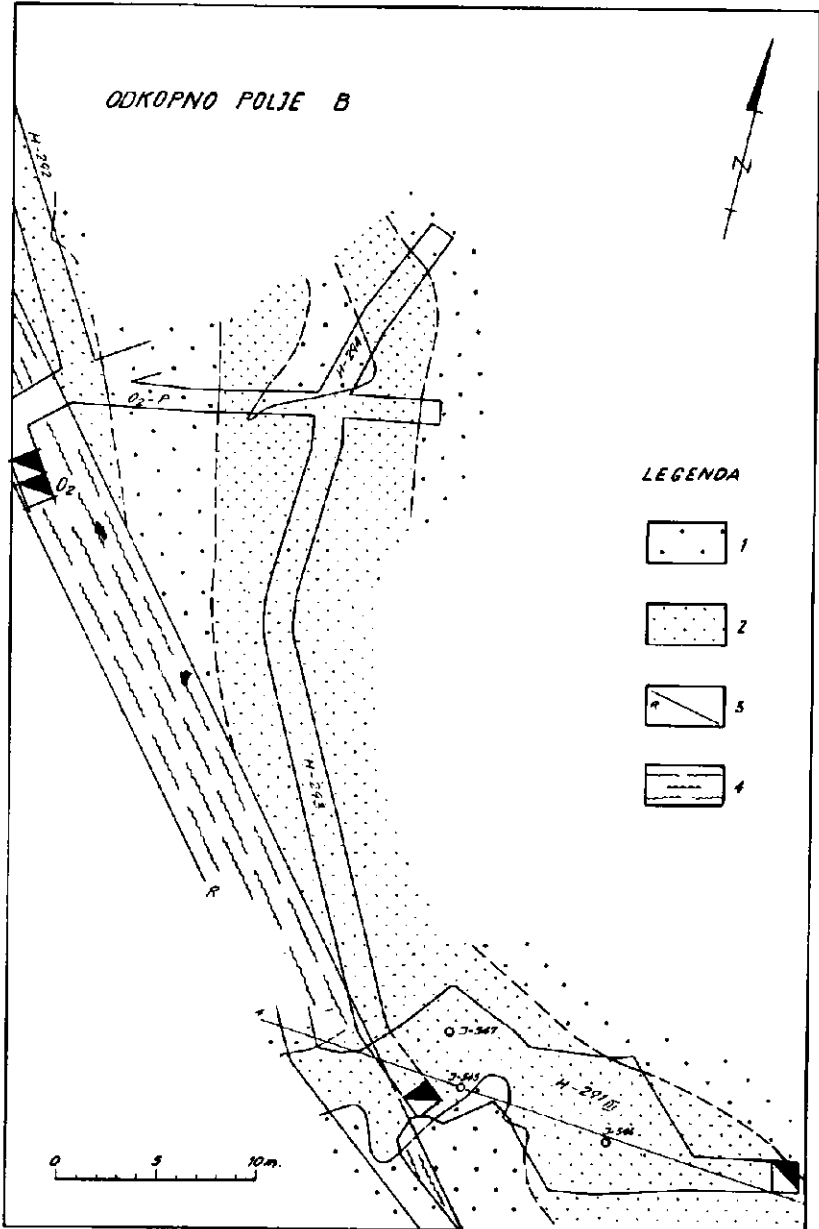
S tema odkopoma, z nadkopom *U-29* in s hodnikom *H-292* smo raziskali rudno telo, sestavljeno iz več leč, ki so v medsebojni zvezi. Smerno smo rudo raziskali na dolžini prek 60 m. Z nadkopom in s smernima hodnikoma na dveh vmesnih obzorjih smo rudo delno raziskali tudi po vpadu (okrog 20 m).

Za to rudno telo (rudonosni nivo) je značilno, da leže v njem rudne leče diagonalno na smer plasti in rude. Na odkopih je diagonalna smer očitna, verjetno pa ista struktura prevladuje tudi proti severozahodu. V hodniku *H-292* se rudna plast ponekod izklinjuje, kar kaže na to strukturo.

V vsem raziskovalnem prostoru so odstotki urana v rudi znotraj konture 0,03 ‰ U povečini sorazmerno visoki s pogostimi pojavi ekstremno bogate rude. Debelina rudne plasti zelo variira, oziroma nastopajo odebelitve po smeri in vpadu. Opazili smo, da so odebelitve večje proti jugovzhodu (kjer so odkopi). Odebelitve so verjetne tudi proti severovzhodu, vendar to ni dokazano, ker tam ni odkopov.

Odkop *H-291<sub>III</sub>* smo pričeli v levem boku hodnika med 35. in 41. metrom. Še preden smo presekali rudo, smo zaradi preloma spremenili smer hodnika *H-291*. V začetku odkopavanja smo mislili, da je ta odkop v isti rudni plasti kot prva dva. Zaradi nevsklajenih zmogljivosti odkopavanja in masovnega kemičnega vzorčevanja smo vso rudo z označbo *H-291* vskladiščili skupaj. Ko smo pozneje ugotovili, da je odkop *H-291<sub>III</sub>* v talninski plasti, rude pri masovnem vzorčevanju nismo mogli več ločiti.

Da je odkop *H-291<sub>III</sub>* res v stratigrafsko nižji rudonosni plasti (sl. 17 in 18), je dokazano s hodnikom *H-293*. Z njim smo sledili talninsko rudno



Sl. 17. Odkopno polje B, talninska rudna plast  
 1 sivi peščenjak, 2 ruda, 3 prelom, 4 prelomna cona  
 Fig. 17. Stope area B, the footwall ore bed  
 1 Gray sandstone, 2 Uranium ore, 3 Fault, 4 Fault zone

plast v lokalni smeri plasti. Ko smo pa zadeli na prelom, smo smer spremenili proti severovzhodu in sledeč rudo prišli leta 1966 s hodnikom v odkop *H-291<sub>III</sub>*.

V tem odkopu smo pričeli z odkopavanjem junija 1965. Usmerili smo se proti severovzhodu, da bi dosegli *H-291<sub>II</sub>*. Rudna plast se je dvigala pod majhnim kotom; zato smo postopno zajeli njeno celotno debelino (v začetku smo odkopavali samo krovniški del rudne leče). Po odstreljevanju sedmih etaž se je pokazalo, da je ta odkop v drugi rudni leči, ki leži v nižjem stratigrafskem nivoju. V smeri odkopavanja se je ruda izklinjevala. Postalo je očitno, da moramo odkop preusmeriti proti jugovzhodu. V tej smeri smo v letu 1966 odkopali 8 etaž in pri tem dvakrat odstrelili desni bok, da bi razširili čelo odkopa. Rudna leča se je konstantno dvigala in končno smo z nadkopom *U-291* prišli v hodnik *Pi-14* na obzorju 580 m. Tam, kjer preide nadkop v vertikalno lego, se rudna leča izklini.

Odkopne etaže so bile navadno visoke okrog 2 m, odstreljevali pa smo v pasovih po 1 m do 1,5 m. V rudi in prikamenini so bile pogoste razpoke (v bližini preloma) in klivaža. Krovniška plast peščenjaka je bila ponekod zelo tanko stratificirana. V takšnih delih se je strop odkopa zarušaval, ker so se po razpokah, vzporednih klivaži, oddeljevale plošče peščenjaka.

Povprečja urana so bila sorazmerno visoka. Odstotki so bili redko pod 0,1 ‰ U, včasih pa nad 0,2 ‰ U. Geološka ruda je bila bogata. Ekstremno visoki odstotki so bili precej pogostni; po številu teh vrednosti je odkop *H-291<sub>III</sub>* takoj za *H-291<sub>II</sub>*.

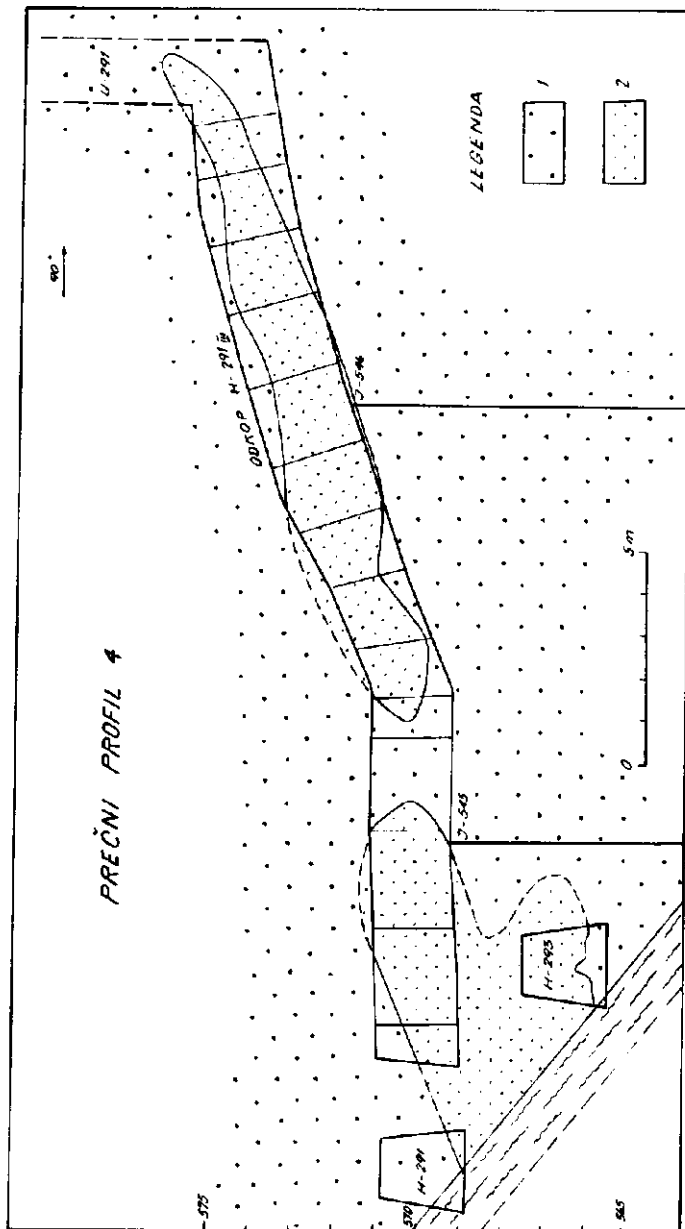
Podobni odstotki urana so tudi v hodniku *H-293*, kjer smo zadeli na najbogatejšo rudo preden smo prišli do odkopa. Najdebelejši in najbogatejši del rudne leče je ostal neodkopan v desnem boku hodnika *H-293* (sl. 18).

To rudno lečo smo raziskali s hodniki *O<sub>2</sub>-P*, *H-294* in *H-293* ter z odkopom *H-291<sub>III</sub>*. Njena ruda je radiometrično zelo kontrastna, podobno kot krovniška rudna plast. Skrilava klivaža pa otežuje pridobivanje debelih frakcij rude in s tem zmanjšuje možnost radiometrične separacije.

S hodnikom *H-2922* smo zadeli na rudo, ki najverjetneje pripada tej rudonosni plasti. Odstotki urana v njej so podobni kot v drugih hodnikih talninske plasti. Po teh podatkih sklepamo, da se ruda v začetku hodnika *H-294*, s katerim smo že prej presekali rudno plast, ne izklini; izgubili smo jo zato, ker smo s hodnikom krenili na desno — proti vrtini *J-198*. Tudi ta primer kaže, da moramo rudarska dela usmerjati po geoloških podatkih (plastovitost), zbranih na večjem prostoru. Sledenje rude samo po radiometričnih podatkih pomeni tavanje, kar se je pokazalo zlasti v hodniku *Pi-5* leta 1962.

Talniska plast se razprostira podobno kot krovniška. V južnem delu polja je delno odkopana. Tam je dobro izražena diagonalna lega rudne leče glede na smer plasti.

Po podatkih površinskih in jamskih vrtin se talniska plast v južnem delu odkopnega polja *B* dviga (sl. 8). Znano je, da so povprečja urana v nekaterih vrtinah zelo visoka. Proti jugu od odkopa pa povprečje po podatkih vrtin pada, debelina pa raste (sl. 8).



Sl. 18. Prečni profil odkopa H-291<sub>III</sub>  
 1 sivi peščenjak, 2 ruda

Fig. 18. Cross section of the H-291<sub>III</sub> stope  
 1 Gray sandstone, 2 Uranium ore



Tega prostora nismo raziskovali z rudarskimi deli, vendar je verjetno, da so povprečja urana tudi tu visoka. Rudna plast se v tej smeri dviga na obzorje 580 m; zato smo jo dalje raziskovali v odkopnem polju C.

Talninska rudna leča vsebuje več tisoč ton rude z najvišjim odstotkom urana, ki je doslej znan v prostoru eksploatacijskega raziskovanja.

V odkopnem polju B sta pod obzorjem 580 m do preloma dve rudni plasti neposredno ena nad drugo. Rudne leče v rudonosni plasti leže diagonalno na smer plasti. Rudna kontura ima zelo komplicirano obliko, debelina se pa zelo spreminja.

### Odkopno polje C

Odkopno polje C je neposredni podaljšek odkopnega polja B. Obsega prostor nad obzorjem 580 m. Na tem horizontu smo rudo najprej raziskovali v letih 1961 in 1962. Takratna rudarska dela so pozneje rabila kot pripravljalna dela za odkopavanje.

Odkopavali smo po vpadu navzgor. Z vrtnanjem smo ugotovili, da se rudna leča, raziskana s hodnikom *Pi-1*, izklinjuje bodisi v hodniku, bodisi že v boku. Hodnik *H-1* je zadel na siromašno orudjenje, obstajala pa je možnost, da najdemo bogatejšo rudo. Vsa eksploatacijska raziskovalna dela v tem polju smo izvedli v levem boku hodnika *H-1*.

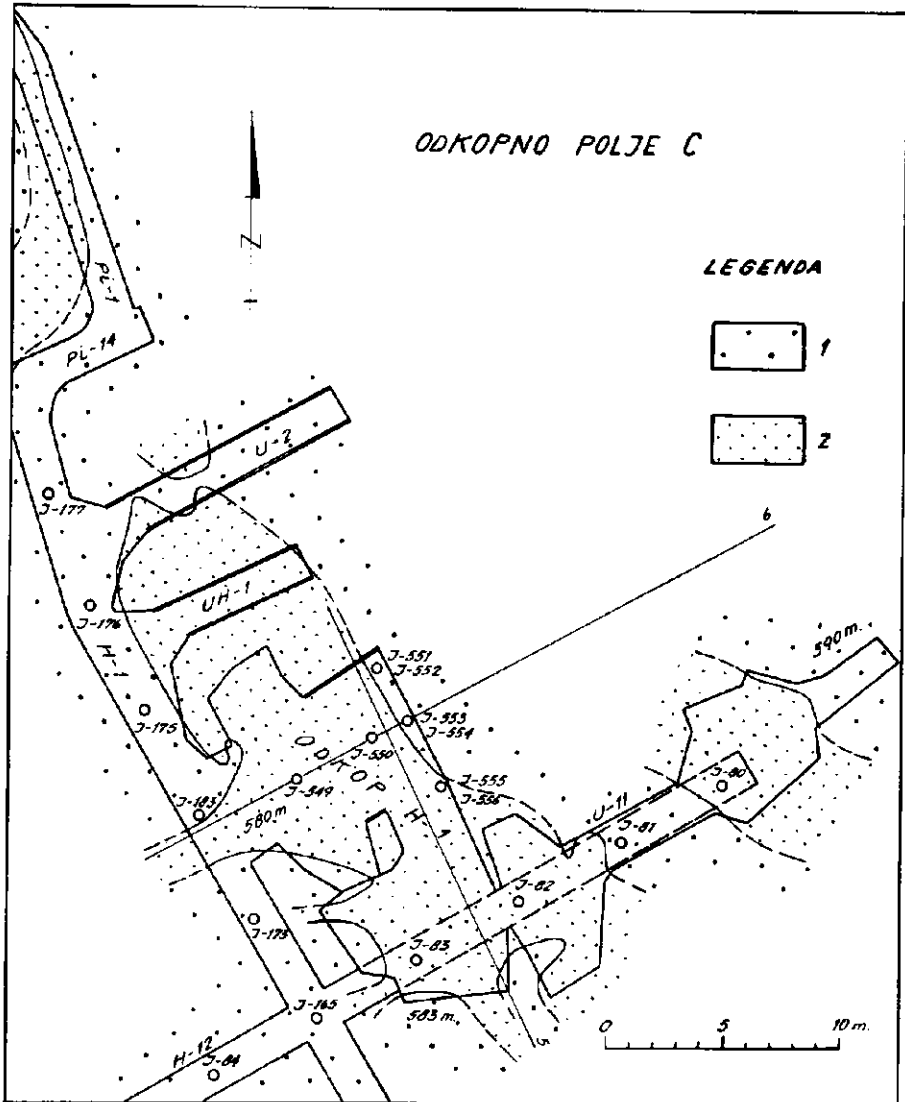
Z deli smo pričeli v maju 1965. Med 5. in 22. metrom smo odstreljevali siromašno rudo; povprečje urana je bilo na meji minimalnega. Tudi po odstreljevanju prve etaže se ruda ni izboljšala. Zato smo odkopavanje prekinili in pričeli z izkopom dveh nadkopov. Nadkop *U-2* je na prostoru, kjer se krovninska rudna leča izklinjuje v levem boku nadkopa, talninska pa v desnem. V nadkopu *UH-1* je bilo okrog 10 m bogatejše uranove rude.

Odkop *H-1* smo nadaljevali junija istega leta, potem ko smo dokončali nadkop. V začetku je bilo odkopno čelo ozko, 2 do 3 m, pozneje smo ga razširili na 5 do 6 m. Ob večjem riziku pa bi ga bili mogli razširiti na 10 m.

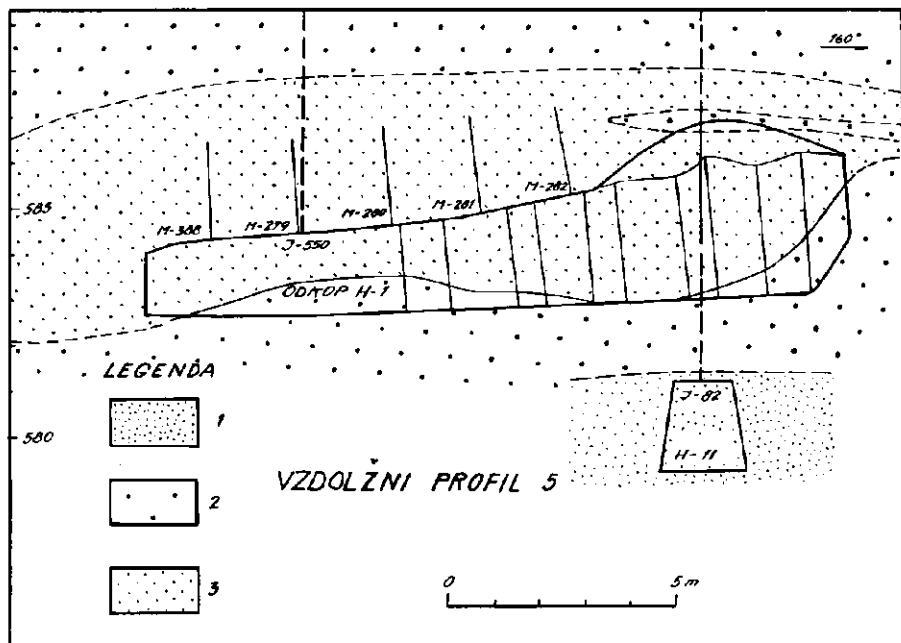
Rudo smo odkopavali po vpadu navzgor proti severovzhodu. V tej smeri se je ruda po 10 metrih izklinila (kot v nadkopu). Nato smo odkopavanje usmerili proti jugojugovzhodu — proti hodniku *H-11* (sl. 7). Po profilu jamskih udarnih vrtn smo z nadkopom *U-11* rudo raziskali po vpadu. V tem nadkopu se je ruda od časa do časa izklinila, podobno kot drugod, kjer smo sledili rudo po vpadu. Tudi v tem prostoru smo našli značilne odebelitve rudne leče z visokim odstotkom urana. Odkopavali smo tudi v bokih *U-11*. Dela smo končali leta 1965.

Zaradi razvejanega in kompliciranega sistema odkopnih čel je bila odkopna višina zelo različna; povečini je znašala 1,8 do 2,5 m. Kot navadno, je bila rudna kontura tudi tu komplicirana; značilno pa je, da se je v glavnem kontrolirala le spodnja kontura, ruda pa je povsod segala do stropa odkopa. V tem odkopu smo nekoliko »tavalili« pri izbiri smeri. Takrat še nismo vedeli, da leže rudne leče diagonalno na smer plasti, in smo odkop usmerjali po vpadu in smeri plasti. Če bi bili odkop usmerili diagonalno, kot v polju B, bi odkopavanje zelo poenostavili (sl. 19).

Ruda in prikamenina sta bili zadosti trdni. Ponekod je bila klivaža močnejše razvita, vendar je bilo možno dobiti zadosti debele frakcije rude za radiometrično separacijo. Boki in strop odkopa so bili stabilni, kljub



Sl. 19. Odkopno polje C  
 1 sivi peščenjak, 2 ruda  
 Fig. 19. Stope area C  
 1 Gray sandstone, 2 Uranium ore



Sl. 20. Vzdolžni profil odkopa H-1  
1 rdeči peščenjak, 2 sivi peščenjak, 3 ruda

Fig. 20. Longitudinal section of the H-1 stope  
1 Red sandstone, 2 Gray sandstone, 3 Uranium ore

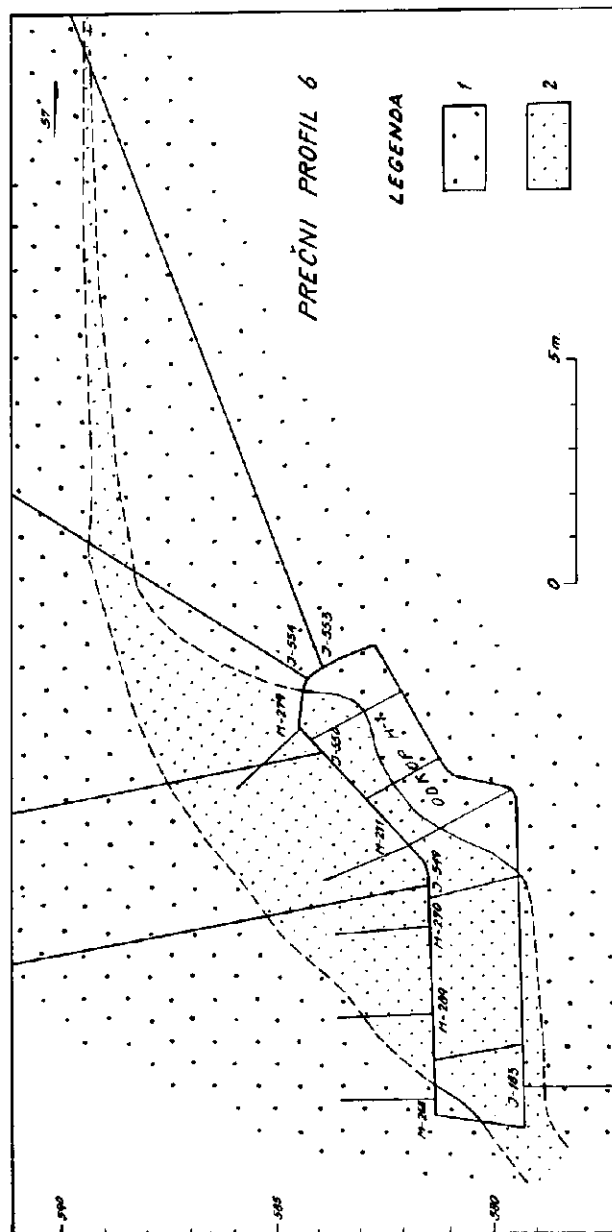
temu smo zaradi velike površine pustili 4 varnostne stebre v rudi in enega v jalovini.

Povprečja urana v rudi na odkopnih čelih so bila nizka, redko so presegla 0,1 % U. Tudi povprečja geološke rude so bila nizka, povečini pod 0,1 % U, posebno na odkopu.

Ekstremno visokih vrednosti urana je bilo malo, izmerili smo jih v nadkopih UH-1 in U-11; v odkopu tako bogate rude ni bilo.

Radiometrična kontrastnost rude je bila tu najnižja v raziskanem delu rudišča. Odkopana ruda iz odkopa H-1 ima enakomerno radiometrično kontrastnost (najnižjo) in je manj primerna za radiometrično separacijo kot ruda v odkopnem polju A. V nadkopu U-11 in hodniku Pi-1 smo odkopavali po celi debelini rudne leče. Zato je bila ruda radiometrično visoko kontrastna. Z odkopom H-1 pa smo zajeli samo spodnji del rudne leče.

Z odkopom H-1 nismo dosegli krovninske konture geološke rude in prav tako ne v drugih odkopih (O<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>, H-291<sub>II</sub>) in hodnikih. V takšnih primerih smo v strop vrtali udarne vrtine. Kot v hodnikih, smo tudi tu vrtali na razdaljo po 5 m, luknje za odstreljevanje pa so bile v mreži na 2 m. Vrtanje v stropu odkopa H-1 je dalo zelo dobre rezultate, ki so bistveno spremenili podatke, dobljene z odkopavanjem (sl. 20 in 21). Odkop



Sl. 21. Prečni profil odkopa H-1  
 1 sivi peščenjak, 2 ruda  
 Fig. 21. Cross section of the H-1 stope  
 1 Gray sandstone, 2 Uranium ore

*H-1* se nahaja v odebeljenem delu rudne leče, ki je ponekod debela celo 5 m (od talninske do krovinske konture). Vzorčevanje vrtn z merjenjem žarkov gama je pokazalo, da je v odebeljenem delu leče bogata ruda, kot npr. v odkopnem polju *B*. Z vrtnami smo našli tudi ekstremno bogato rudo. Odkopali pa smo samo talninski, siromašnejši del rudne leče; zato je bilo povprečje urana v odkopani rudi nizko. V tistih delih leče, kjer so rudarska dela zajela njeno celotno debelino, je bilo povprečje urana sorazmerno visoko, pogosto celo ekstremno visoko (*Pi-1* in *U-11*).

V odkopnem polju *C* je ruda radiometrično zelo kontrastna in je primerna za radiometrično separacijo.

Proti jugu se talninska rudna leča odkopnega polja *C* izklinjuje v hodniku *Pi-1* in v nadkopu *U-2*. V tem stratigrafskem nivoju verjetno obstajajo še druge rudne leče.

Del rudnega telesa, ki smo ga raziskovali z odkopom *H-1* in sosednjimi rudarskimi deli, lahko imamo za podaljšek rudne leče iz odkopa *H-291<sub>III</sub>* na obzorje 580 m. Tudi ta podaljšek ima diagonalno smer. Predpostavljamo, da je rudna leča dolga nad 50 m in široka 10 m do 20 m. Ta del rudnega telesa verjetno vsebuje več tisoč ton rude.

### Dokumentacija o eksploatacijskem raziskovanju

Kot osnovno dokumentacijo eksploatacijskega raziskovanja smo izdelali skice čel in bokov rudarskih del. Vsako odkopno čelo smo geološko kartirali in preiskali radiometrično. Kjer smo našli uranovo rudo, smo čelo radiometrično vzorčevali po metodi vzorčevanja v točki. Rezultate smo vpisali na geološki načrt odkopnega čela.

K osnovni dokumentaciji spadajo tudi rezultati masovnega vzorčevanja odkopane rude. Vzorci so bili težki povečini 20 do 40 ton, izjemoma so tehtali več ali manj. Odstotek urana smo določili z radiometrično in kemično analizo reducirane laboratorijske količine materiala. Radiometrično smo vzorce analizirali v bazi geološke službe v Gorenji vasi. Prednost te metode je, da smo hitro dobili podatke o odstotku urana, ki smo jih nato uporabili za neposredno kontrolo delovnih postopkov pri odkopavanju in masovnem vzorčevanju rude. Po radiometrični metodi moremo s posebnimi meritvami določiti ekvivalentne odstotke radija v rudi (O m a l j e v, rokopis).

Kemično pa so vzorce analizirali v laboratoriju Inštituta za tehnologijo jedrskih in drugih mineralnih surovin v Beogradu. Rezultate kemičnih analiz smo prejemale prepozno in jih zato nismo mogli upoštevati v delovnem postopku.

V dokumentaciji o poskusnem odkopavanju smo obdelali samo kemične analize masovnih vzorcev. V poročilih smo radiometrične analize primerjali s kemičnimi; rezultati so se v glavnem ujemale, včasih pa so se precej razlikovali, imeli smo celo primere izrazite neskladnosti. S statističnega vidika so bile razlike majhne in smo jih lahko zanemarili. Navadno imamo kemične analize za bolj zanesljive, vendar med delovnim procesom zadostujejo radiometrične analize.

Povprečje urana v odkopani rudi smo računali s pondiranjem po obrazcu:

$$C = \frac{q_1 c_1 + q_2 c_2 + \dots + q_n c_n}{q_1 + q_2 + \dots + q_n} \quad (1)$$

$C$  = povprečje vzorčevane rude

$q$  = teža vzorca

$c$  = odstotek urana v posameznem vzorcu (kemična analiza)

Problem je predstavljalo računanje povprečja urana v odkopani rudi na podlagi podatkov radiometričnega vzorčevanja v točki. Odstotek urana v rudi je zelo neenakomeren; zato smo morali povprečje računati po komplicirani metodi pondiranja:

$$C_s = \frac{C_1 L_1 + C_2 L_2 + \dots + C_n L_n}{L_1 + L_2 + \dots + L_n} \quad (2)$$

$C_s$  = povprečje urana v rudni izkopini

$C$  = povprečje urana v rudni izkopini na odkopnem čelu

$L$  = vplivno polje odkopnega čela (pol razdalje do sosednjih odkopnih čel)

Uporabo tako kompliciranega računa otežuje še dejstvo, da odkopna čela niso vzporedna med seboj.

Najenostavnejša je uporaba metode aritmetične sredine:

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n c_i}{n} \quad (3)$$

$C$  = povprečje urana v rudni izkopini

$c_i$  = odstotek urana v posamezni vzorčevani točki

$n$  = skupno število vzorčevanih točk

Z uporabo formule (3) zanemarimo lokacijo vzorčevanja. Vsi vzorci, izmerjeni v tistem delu rudne leče, ki ga odkopavamo, so enakovredni; to pomeni, da vsak vzorec predstavlja enako količino rudne izkopine. Ta predpostavka sicer ni čisto točna, vendar je pa z vidika statistike zadosti točna, da jo v praksi lahko uporabimo.

Povprečje geološke rude računamo po istih kriterijih kot povprečje v rudni izkopini:

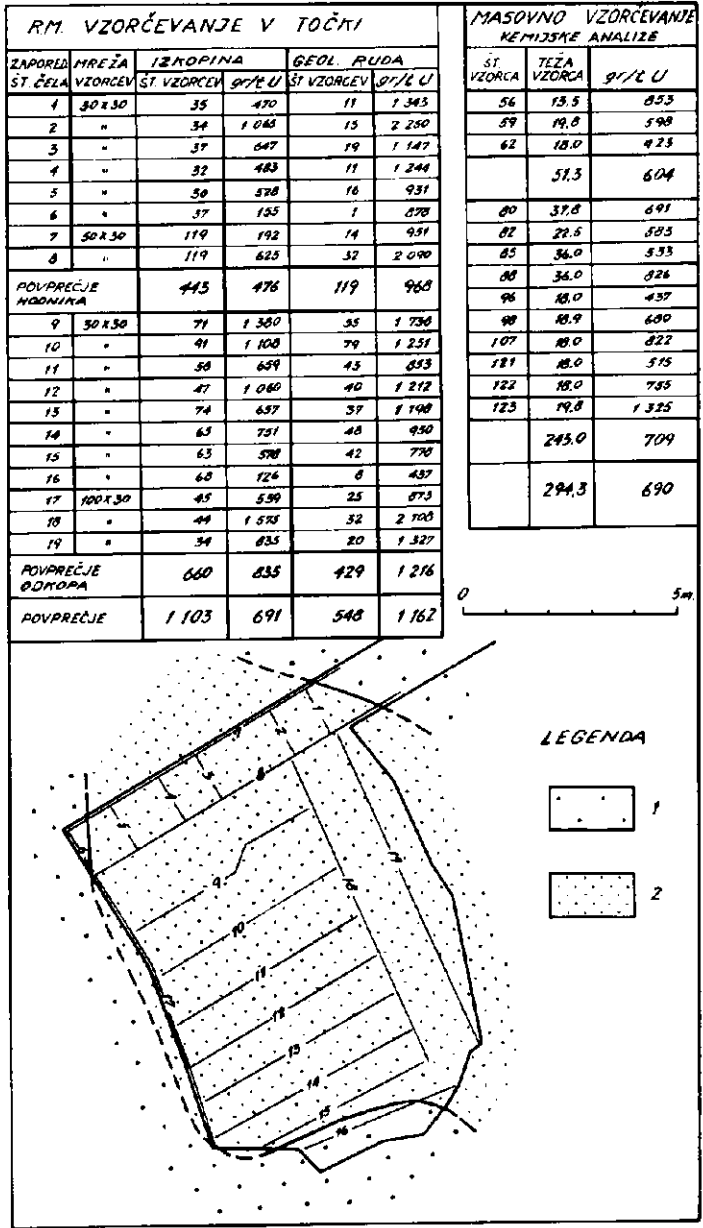
$$C_g = \frac{\sum_{i=1}^m c_i}{m} \quad (4)$$

$C_g$  = povprečje urana v geološki rudi

$c_i$  = odstotek urana v posamezni vzorčevani točki s prek 0,03 % U

$m$  = skupno število vzorcev geološke rude

Slika 22 kaže dokumentacijo o vzorčevanju enega izmed odkopov in najkrajšega hodnika  $O_1-P$ . Na tlorisu hodnika in odkopa so vrisana odkopna čela, označena z zaporednimi številkami 1 do 19. Tabela vsebuje statistične podatke o vzorčevanju odkopnih čel, posebej za rudno izkopino in geološko rudo. Povprečja odkopane rude so podana posebej za hodnik in odkop ter skupno. Radiometrično smo izmerili 1103 vzorcev. Geološka ruda je sorazmerno bogata; pogosto vsebuje nad 0,1 % U. Debelina rudne



Sl. 22. Odkop O<sub>1</sub>-P, dokumentacija eksploatacijskega raziskovanja  
1 sivi peščenjak, 2 uranova ruda

Fig. 22. The O<sub>1</sub>-P stope, records of the mining explorations  
1 Gray sandstone, 2 Uranium ore

leče je bila majhna; zato je bila z rudo odkopana večja količina jalovine, zlasti v hodniku. Na odkopu so odkopno višino zmanjšali, kljub temu pa so zajeli okrog 35 % jalovine in siromašne uranove rude, ker so rudne konture vijugaste.

V tabeli o masovnem kemičnem vzorčevanju rudne izkopine podajamo težo vzorcev in vsebnost urana. Iz hodnika smo vedno dobili manj rudnega materiala za vzorec (pod 20 ton), pogosto pa tudi iz odkopa. Tudi tu smo podali povprečje posebej za hodnik in odkop ter skupno, da bi podatke mogli primerjati z jamo. Značilno je, da je razlika radiometričnega vzorčevanja za hodnik negativna, za odkop pa pozitivna. Povprečja celotne količine rude se ujemajo. Pri drugih odkopih so povprečja radiometričnih vzorcev večja od kemičnih, kar je normalno, ker se ruda pri odkopavanju in med transportom osiromaši.

Z vidika statistike dobimo po metodi radiometričnega vzorčevanja točnejše povprečje urana v rudi, ker večje število vzorcev več prispeva k točnosti vzorčevanja kot natančni vzorci v manjšem številu (Jankovič, 1957). Radiometričnih vzorcev je bilo 85-krat več kot kemičnih. Na vsak masovni vzorec odpade povprečno 22,6 tone rudne izkopine, na radiometrični vzorec pa komaj 0,27 tone.

V dveh letih poskusnega odkopavanja v prvem delu I. rudonosnega paketa smo radiometrično izmerili več kot 18 000 vzorcev. Na vsak vzorec odpade prek 0,4 tone izkopine. V istem času smo vzeli 313 masovnih vzorcev; nanje odpade povprečno 24,6 tone rudne izkopine. Gostota radiometričnega vzorčevanja je okrog 60-krat večja kot gostota masovnega kemičnega vzorčevanja.

## POVZETEK

Uranova ruda na Žirovskem vrhu je v sivem grōdenskem peščenjaku in konglomeratu. Rudonosne plasti z višjim odstotkom urana, ki so gospodarsko pomembne, sestojе iz psamitov in psefitov, sedimentiranih v II. in III. sedimentacijskem ciklu. Uranovo orudenenje je vzporedno s plastovitostjo.

Stratigrafsko najvišje rudonosne plasti smo označili kot I. rudonosni paket v peščenjaku III. sedimentacijskega cikla.

Od uranovih mineralov je razvita samo smolnata uranova ruda v vezivu sivega peščenjaka in konglomerata. Ruda in prikamenina vsebujeta malo sulfidov (pirit, halkopirit, galenit in sfalerit).

Prelomi, razpoke in klivaža so porudni in niso rudonosni.

Rudišče raziskujemo z vrtnanjem s površja in iz jame, I. rudonosni paket pa z rudarskimi deli in jamskimi vrtinami v obsegu 1400 m × 70 m do 150 m. Da bi dopolnili podatke o rudnih telesih, smo v delu I. rudonosnega paketa okrog površinske vrtine B-1 uporabili metodo eksploatacijskega raziskovanja. Cilj teh dopolnilnih raziskav je bil, z rudarskimi deli omejiti rudna telesa in raziskati kvaliteto rude.

Za razmejitev rude in jalovine smo preliminarno določili odstotek 0,03 % U.

Siromašno orudenenje pod mejnim odstotkom imamo za jalovino.



Rudo smo definirali na dva načina: rudna izkopina je celotna količina materiala s povprečjem nad 0,03 % U, pri tem je vračunana jalovina na odkopnem želu. Geološka ruda pa je omejena z izoprocentno črto 0,03 % U (z rudno konturo).

Na odkopnih čelih smo uvedli radiometrično vzorčevanje v točki. Odkopano rudo smo vzorčevali po metodi masovnega kemičnega vzorčevanja.

Povprečje urana v rudi, dobljeno radiometrično, je navadno višje kot povprečje po masovnem kemičnem vzorčevanju. To je normalno, ker se ruda pri odkopavanju in med transportom osiromaši. Gostota podatkov po radiometrični metodi vzorčevanja je veliko večja kot po metodi masovnega kemičnega vzorčevanja.

V I. rudonosnem paketu so razvita sorazmerno velika rudna telesa, ki vsebujejo po več tisoč ton rude. Konture rudnih teles so vijugaste, kar kaže na njihovo komplicirano zgradbo. Z jalovimi presledki so rudna telesa razdeljena na rudne leče. Rudna telesa so različno debela, pogoste so odebelitve, nekatera rudna telesa imajo obliko molka.

Rudna telesa so vzporedna s plastovitostjo. Podolžne osi rudnih leč so diagonalne na smer plasti. Uran je v rudi zelo neenakomerno porazdeljen, kar kažejo analize številnih vzorcev z odkopnih čel. Povprečje urana na odkopnih čelih se manj spreminja.

Odstotek urana v geološki rudi je sorazmerno visok. Odebeljeni deli rudnih leč vsebujejo navadno najbogatejšo rudo.

Eksploatacijsko raziskovanje je dalo nove podatke o rudnih telesih in dopolnilo rezultate raziskovalnih del v I. rudonosnem paketu.

## **MINING EXPLORATION IN THE URANIUM ORE DEPOSIT OF ŽIROVSKI VRH**

*Veljko Omaljev*

With 22 textfigures

After several years of prospecting and other detailed works in the exploration of the Žirovski Vrh uranium ore deposit, the planning and the execution of the mining exploration was started, i. e. the exploration of the volume, forms and average values of the useful component of the ore bodies by the so-called trial exploitation. This method of the exploration of the ore bodies is a complement to the detailed exploration.

For the mining exploration, a part of the first ore-bearing packet around the bore hole B-1 has been chosen. The area is relatively small, of about  $100 \times 100$  m.

The first ore-bearing packet lies in the sequence of the grey sandstone beds belonging to the 3<sup>rd</sup> rhythm of sedimentation (Om al j e v, 1967). The hanging wall and the foot-wall of this ore-bearing lithological member are the red sandstone and slate beds. The first ore-bearing packet lies in the lower half of the mentioned lithological member.

The general strike of the beds in the deposit corresponds with the dinaric direction (NW-SE); the beds are dipping SW. The local strike of the beds in the area chosen for the mining exploration shows slight deviation towards NNW-SSE.

The uranium ore is monomineral, represented by the pitchblende developed in the cement matter of the grey sandstone. Besides the pitchblende, in the ore some poor sulphides are also present (pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, etc.). Sulphides are frequent in the barren parts of the sandstones and conglomerates, and sometimes also in the quartz-calcite veins.

In the grey sandstone the organic matter occurs, frequently accompanied by the uranium ore and sulphide minerals. The individualized organic matter has been determined as anthracite approaching to graphite.

The uranium ore is controlled by the grey colour of the sandstone, i. e. by a reduction environment. The structural control of the mineralization is the stratification.

The uranium ore is absent in the ruptures (faults, fissures and cleavage planes), and in the quartz-calcite veins. In the deposit, only the post-mineralization tectonic is represented.

The ore deposit has come to place by the infiltration of the uranium by the ground-waters during the diagenesis of the sediments (O m a l j e v , 1967). The uranium has been deposited from the ground-waters at the geochemical barriers. A later migration of uranium, except in the supergeneous conditions, is not probable.

The ore bodies are of elongated shape. In the consequence of detailed exploration work it has been found that the elongation corresponds to the strike of the stratification.

The uranium ore (with the exception of the oxydized ore) is macroscopically not perceivable, except in the case of extremely rich ores (percentages of more than 1 % U). The detection of the ore is exclusively instrumental, and the delimitation of the ore bodies is executed on the base of the sampling results.

As the separation limit of ore and the barren rock in the trial exploitation of the ore bodies, the average value of 0,03 % U has been preliminarily fixed. As the minimum percentage of the run of mines, the same average value of 0,03 % U has been previously fixed.

The mining exploration of the given part of the ore deposit consisted of the preparatory and development mining works, and of partial or complete stoping of the ore lenses. To attain the delimitation line of 0,03 % U in the rock, a certain quantity of the barren rock has also to be stoped with the ore. Thus two conceptions of the ore had to be established: the geological ore in the limits of the 0,03 % U contour line, and the stoped ore — the run of mines with the average value of more than 0,03 % U.

To distinguish the ore from barren rock in the course of stoping, a special regime in the succession of individual stoping operations had to be established.

1. Before the blasting on the face of the stope, the sampling is executed by the radiometric sampling method in the point, a method worked out by the author in this ore deposit (Omaljev, in print). On the base of the sampling results, the geological ore is delimited on the stope face, and the average values of the geological ore and the run of mines are calculated.

2. According to the results of sampling, the stoped ore is blasted by benches.

3. The run of mines is chemically analysed in bulk samples of minimum weight of 20 tons.

4. The records of the mining exploration consist of the plans of sampling of the stope faces scaled 1:20 to 1:100, and of the results of the bulk chemical analyses.

On the plans of the sampling of the stope faces, the ore is represented by isolines of equal percentage (Fig. 10). On the base of these records, the plans of the exploitation blocks are prepared on an appropriate scale (Fig. 9). On the plans of the exploitation blocks the limits of ore are drawn, and, if necessary, also other isolines of equal percentage.

The ore sampling results are shown in the tables on the plans of the exploitation blocks, separately for each sampling method.

By the mining exploration it has been established that in the explored area relatively big ore bodies and lenses are developed, containing several thousands tons of ore.

The average values of the  $U$  in the ore bodies vary in broad limits, most frequently from 0,05 to 0,02 %  $U$ .

It has been established that the ore lenses are elongated diagonally to the strike of the beds.

The thickness of the ore bodies is very variable. The ore lenses present often thickenings and narrowings on rather short distances. The greatest thickness attained is of 5 m.

The mother rock and the ore are solid and hard. The stopes need not be timbered nor filled. The presence of faults and of intensively expressed cleavage demands somewhere more frequent security pillars in the stopes.

By the mining exploration some qualitatively new knowledge on the ore bodies has been obtained, otherwise not attainable by other exploration methods. The results of it will be useful in the interpretation of the results of the detailed exploration of the first ore-bearing packet, and of the whole ore deposit.

#### LITERATURA

Gornik, I. 1964, Predlog radova na istražnom otkopavanju rudnog ležišta Gorenja Vas. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Ivanović, Đ. 1961, Regionalna i detaljna prospekcija permjskih gredenskih pešćara u okolini Idrije, Cerkna, Žirija i Gorenje Vasi. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Janković, S. 1957, Oprobavanje i proračun rezervi mineralnih sirovina. Beograd.

Jokanović, V., Omaljev, V. i Pavlović, A. 1964. Istraživanje urana u permjskim sedimentima Slovenije u 1963. godini. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

- Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Wien.
- Kreiter, V. M. 1961, Poiski i razvedka mestoroždenij poljeznih iskopaemih, časč 2. Moskva.
- Omaljev, V. 1965, Ležište uranijuma Žirovski vrh. Nuklearna energija broj 3/65. Beograd.
- Omaljev, V. 1966, Detaljno istraživanje I rudonosnog paketa u ležištu uranijuma Žirovski vrh. Nuklearna energija broj 5/66. Beograd.
- Omaljev, V. 1967, Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu urana Žirovski vrh. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, svezka 3. Beograd.
- Omaljev, V. 1967, Kontrasnost uranijumovih ruda. Nuklearna energija broj 6/67. Beograd.
- Omaljev, V. i Ramovš A. 1967, Rudišče urana v Žirovskem vrhu. Loški razgledi XIV. Škofja Loka.
- Omaljev, V., u štampi, Primena nove metode radiometrijskog oprobavanja u tački.
- Omaljev, V., u rukopisu, Oprobavanje uranijumovih ruda.
- Puhalskii L. Č. 1963, Teorija kontrasnosti uranovih rud. Gosatomizdat. Moskva.
- Radusinović D. 1967, Mineraloški sastav i geneza uranskog ležišta Žirovski vrh. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, svezka 3. Beograd.
- Vukasović M. 1963. Sekundarni minerali urana iz oblasti Žirovskog vrha kod mesta Gorenja vas u Sloveniji. Radovi Sektora za istraživanje nuklearnih i drugih mineralnih sirovina. svezka 2. Beograd.
- Simić N. 1967, Matematička obrada podataka radiometrijskog gama oprobavanja, uzroci sistematskih grešaka i način njihovog otklanjanja. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, svezka 3. Beograd.

## GEOELEKTRIČNE RAZISKAVE BOKSITNIH NAHAJALIŠČ

Janez Lapajne

S 3 skicami med tekstom

### Povzetek

Manjša rudna telesa je mogoče z geofizikalnimi metodami neposredno ugotavljati le v sorazmerno majhnih globinah. Včasih je prisotnost oziroma nastanek rudnega telesa v taki meri povezan z nastankom ali spremembo plasti, ki ležijo nad njim, da se opazno spremenijo povprečne fizikalne lastnosti krovnine. Z merjenjem sprememb določene fizikalne količine, ki jih povzročijo plitvo ležeče kamenine neposredno nad rudnim telesom, moremo zato v ugodnih pogojih »posredno« ugotavljati ta telesa. Na območju Karojbe v Istri smo leta 1966 raziskovali boksitna nahajališča po geoelektrični metodi navidezne specifične upornosti. Pri tem smo posredno ugotovili 19 boksitnih teles.

### UVOD

Iskanje rudnih teles in kraških jam pod zemeljskim površjem je pogosta naloga geofizikalnih raziskav. Pri ugodnih geometrijskih pogojih — velikost telesa in oddaljenost od površja — in dovolj veliki razliki med fizikalnimi lastnostmi iskanega objekta in obdajajočih kamenin je mogoče postavljeno nalogo reševati »neposredno«. Termin »neposredno« pomeni, da povzroči rudno telo ali jama v globini merljivo spremembo (anomalijsko) fizikalne količine; pomembno je to, da povzroči spremembo iskano telo samo, ne pa morda plasti, ki ležijo nad njim.

Uporabna sprememba določene fizikalne količine mora ustrezati naslednjemu pogoju:

$$\frac{\Delta U}{U} > 2\delta.$$

Pri tem pomenijo:

$U$  — izmerjena fizikalna količina,  $\Delta U$  — sprememba fizikalne količine zaradi prisotnosti rudnega telesa,  $\delta$  — relativna merska napaka.

Za iskanje raznih teles v globini se kot poceni metoda pogosto uporablja profiliranje po geoelektrični metodi navidezne specifične upornosti. Me-

toda temelji na razlikah v specifični električni upornosti kamenin. Specifična upornost rudnih teles je običajno precej nižja od specifične električne upornosti obdajajočih kamenin. V diagramu navidezne specifične upornosti bo torej rudno telo povzročilo znižanje vrednosti. Prazne kraške jame imajo praktično neskončno specifično upornost in bodo zato povzročile zvišanje navidezne specifične upornosti. Z vodo ali glino zapolnjene jame bodo povzročile podobne spremembe kot rudna telesa, ker imata voda in glina sorazmerno nizko specifično električno upornost.

Rudna telesa je mogoče neposredno ugotavljati le v sorazmerno majhnih globinah. Pri Wennerjevi razvrstitvi elektrod je pri ugodnem elektrodnem razmiku sprememba navidezne specifične upornosti komaj dobrih 10 %, če leži okroglo rudno telo v globini — razdalja od površja terena do središča rudnega telesa —, ki je enaka premeru krogle. Globlje ležečih teles praktično ni več mogoče ugotoviti neposredno, ker je pri metodi navidezne specifične upornosti merska napaka okoli 5 %. Pri zelo razgibanem in nehomogenem terenu spremembe 10 % ne moremo niti kvalitativno vrednotiti.

Kljub temu pa je včasih vseeno mogoče ugotavljati tudi manjša in globlje ležeča telesa. Prisotnost oziroma nastanek rudnega telesa je namreč lahko v taki meri povezan z nastankom ali spremembo plasti, ki ležijo nad njim, da se opazno spremenijo tudi povprečne fizikalne lastnosti krovnine. Z merjenjem sprememb določene fizikalne količine, ki jih povzročijo plitvo ležeče kamenine neposredno nad rudnim telesom, moremo torej v določenih pogojih »posredno« ugotavljati ta telesa.

## PRAKTIČEN PRIMER POSREDNEGA UGOTAVLJANJA RUDNIH TELES

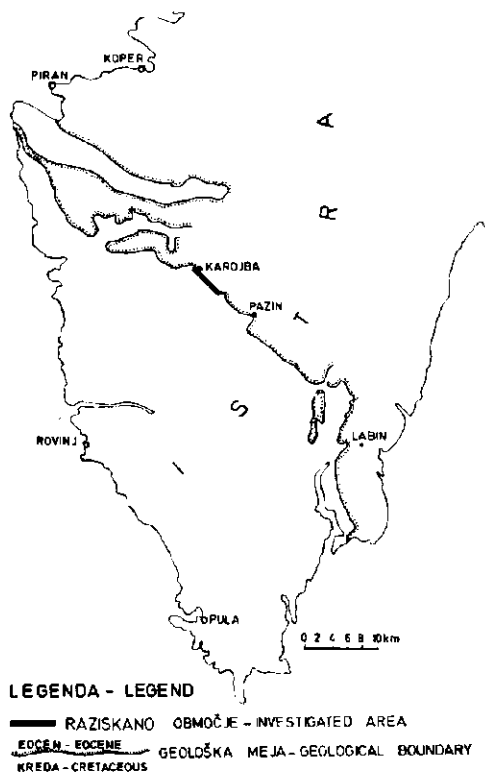
Na območju Karojbe v Istri je Geološki zavod iz Ljubljane leta 1966 raziskal boksitna nahajališča. Geološki študiji ozemlja in boksitov so sledile geofizikalne raziskave. Pravilnost geoloških in geofizikalnih predpostavk pa smo takoj nato kontrolirali z vrtnjem.

### Geologija boksitnih ležišč v Istri

Boksiti v Istri se nahajajo v žepih krednega apnenca, njihova krovovina pa je eocenski apnenec. Prvotno ravne krovninske plasti so se pozneje zaradi diagenoze jerine v boksit in s tem združenega zmanjšanja prostornine skledasto upognile. Eocenski apnenec pokriva kredni apnenec severno od črte Umag—Labin, južno od te geološke meje pa se nahajajo manjše krpe erozijskih ostankov eocenskega apnenca (sl. 1).

### Geoelektrične raziskave

Ker je specifična električna upornost boksitov znatno manjša od specifične upornosti apnenca, je bilo profiliranje po metodi navidezne specifične upornosti primerna raziskovalna metoda. Ugotovili smo naslednje vrednosti specifične električne upornosti:



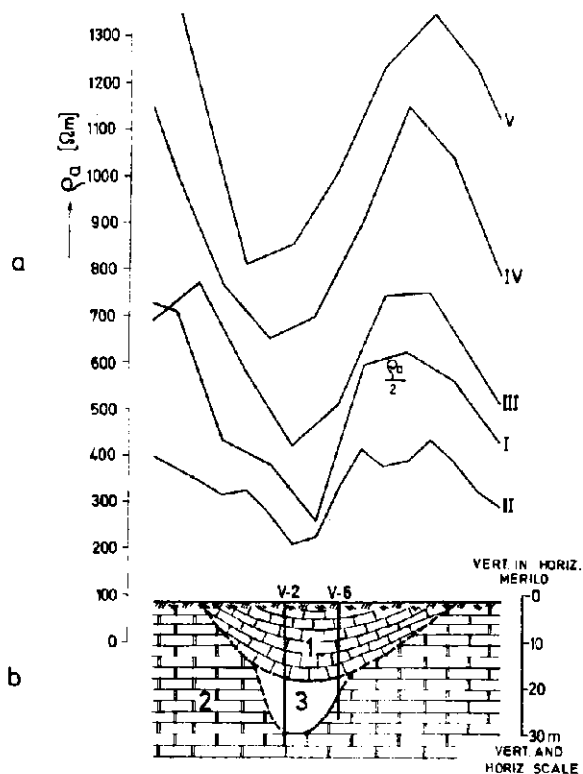
Sl. 1. Situacija raziskanega območja pri Karojbi  
 Fig. 1. Location map of the Investigated Area at Karojba

kredni in eocenski apnenec	1000 do 3000 ohm m
boksit	100 do 300 ohm m
glina, humus, jerina, lapor, voda	10 do 100 ohm m.

Pregled že ugotovljenih boksitnih teles pod krpami eocenskega apnenca je pokazal, da boksita v takšnih geoloških razmerah povečini ni mogoče neposredno ugotavljati, ker so boksitni žepi premajhni oziroma leže pregloboko. Zato smo merili najprej poskusno nad že ugotovljenimi boksitnimi telesi. Slika 2 kaže rezultate teh meritev nad boksitnim telesom, ki leži pod eocensko krpo. Meritve smo izvedli z elektrodo razvrstitvijo po Schlumbergerju (z enim elektrodnim razmikom) ter razvrstitvijo po Wennerju (s štirimi elektrodnimi razmiki). Čeprav povzroči samo boksitno telo spremembo, ki je manjša od merske napake, je na vseh diagramih jasno izraženo znižanje navidezne specifične upornosti.

Podobne rezultate smo dobili tudi na drugih ležiščih. Dobljene anomalije je bilo mogoče pripisati samo eocenski krovlini. Debelina eocenskih plasti je navadno nad boksitnimi telesi nekoliko večja kot drugje, vendar samo to ne bi moglo povzročiti večjih sprememb navidezne specifične

upornosti, ker med specifično upornostjo eocenskega (če ni lapornat) in krednega apnenca ni bistvenih razlik. Važno je to, da je krovina nad boksitnimi telesi skledasto upognjena in zato bolj vlažna, ker zadržuje vodo tanke plasti laporja, ki se nahajajo med posameznimi plastmi eocenskega apnenca. Vodni režim je okoli boksitnih teles in predvsem nad njimi drugačen kot drugje tudi zato, ker je boksit vododržan, če pa je prsten, zadržuje precej vlage. Poleg tega so eocenske plasti pri upogibanju ne-



Sl. 2. Rezultati poizkusnih geoelektričnih raziskav na krpi eocenskega apnenca  
**a** Diagrami navidezne specifične upornosti  $\rho_a$ , I Schlumbergerjeva razvrstitev  $AB = 70$  m,  $MN = 10$  m, II Wennerjeva razvrstitev  $a = 10$  m, III Wennerjeva razvrstitev  $a = 20$  m, IV Wennerjeva razvrstitev  $a = 30$  m, V Wennerjeva razvrstitev  $a = 40$  m

**b** Vertikalni presek raziskanega terena, 1 Eocenski apnenec, 2 Kredni apnenec, 3 Boksit, V-2 in V-6 vrtini

Fig. 2. Results of the Experimental Investigations on the Eocene Limestone Remnant

**a** Diagrams of apparent resistivities  $\rho_a$ , I Schlumberger configuration  $AB = 70$  m,  $MN = 10$  m, II Wenner configuration  $a = 10$  m, III Wenner configuration  $a = 20$  m, IV Wenner configuration  $a = 30$  m, V Wenner configuration  $a = 40$  m

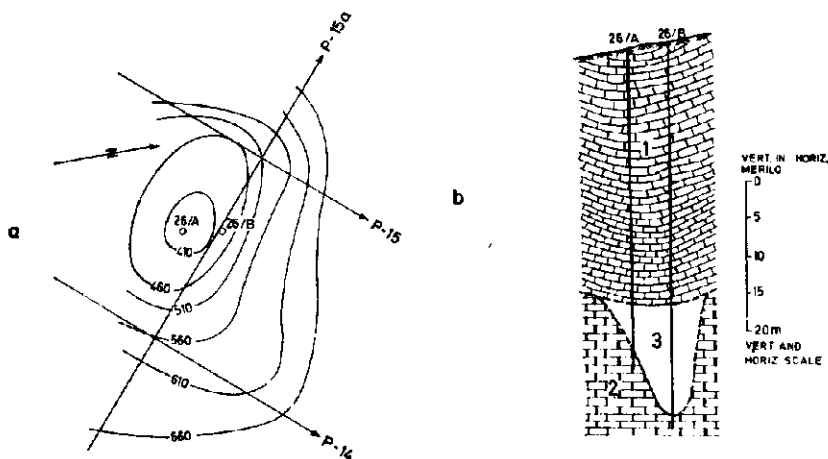
**b** Vertical section of the investigated area, 1 Eocene limestone, 2 Cretaceous limestone, 3 Bauxite, V-2 and V-6 Bore-holes



koliko razpokale, razpoke pa je kasneje zapolnil nizkouporni material — glina. Vlaga, lapor in glina znižajo upornost eocenskega pokrova nad boksitnim telesom. Eocenski pokrov povzroča sam ali skupaj z boksitnim telesom znatno znižanje navidezne specifične upornosti.

Na podlagi takšnega posrednega ugotavljanja smo na 1,5 km<sup>2</sup> velikem raziskovanem območju pri Karojbi izbrali za vrtnje 75 lokacij. Z vrtnjem smo na 19 lokacijah našli boksit, na ostalih pa le glino, ali pa so bile skledaste strukture brez gline in boksita. Slepe anomalije so prispevali tudi lapornati apnenec, humus, jerina ter težko izločljivi topografski vplivi.

Vsa boksitna telesa so bila tako globoko, da niso bila zaznavna neposredno. Na sl. 3 je prikazana ena od 19 pozitivnih lokacij s profili in karto izoohm v tlorisu ter prerezem skozi boksitno ležišče v narisu.



Sl. 3. Rezultati geoelektričnih raziskav pri Karojbi

- a Karta izoohm: izolinije v ohmm, P merski profili, 26/A in 26/B vrtini.  
 b Vertikalni presek raziskanega terena. 1 Eocenski apnenec, 2 Kredni apnenec, 3 Boksit

Fig. 3. Results of the Geoelectrical Investigations at Karojba

- a) Lines of equal apparent resistivities, in Ohm. m., P — measured profiles, 26/A and 26/B Bore-holes. b) Vertical section. 1 Eocene limestone, 2 Cretaceous limestone, 3 Bauxite

Glede na veliko število faktorjev, ki vplivajo na kraških terenih na merske rezultate podobno kot boksitna telesa, so rezultati geoelektričnih raziskav povsem zadovoljivi, saj je imela vsaka četrta vrtana lokacija boksit.

Raziskave na boksitih so tudi lep primer usklajanja geoloških in geofizikalnih raziskav, ki je nujno za pravilno izbiro raziskovalne metode ter za razlago in vrednotenje terenskih podatkov.

## GEOELECTRICAL EXPLORATION OF BAUXITE DEPOSITS

*Janez Lapajne*

With 3 textfigures

Smaller bauxite deposits can be directly ascertained by geophysical methods only in the case if they are situated in relatively shallow depths. Sometimes however the presence or origin of bauxite bodies is connected with the origin or change of the overlying beds to such an extent, that the average physical properties of the hanging wall are considerably changed. In such favourable conditions the bauxite bodies can therefore be recorded indirectly by measuring changes of certain physical quantities caused by shallow lying rocks immediately above the bauxite bodies.

### A PRACTICAL EXAMPLE OF INDIRECT INVESTIGATION OF BAUXITE ORE BODIES

In 1966 the Geološki Zavod Ljubljana investigated bauxite occurrences in Karojba area, Istria. The geological and geophysical suppositions were immediately checked by exploration drilling.

#### **Geological Relations of Bauxite Deposits in Istria**

In Istria bauxites occur in pockets in the Cretaceous limestone. Their hanging wall is Eocene limestone. Primarily level, the overlying beds now show characteristic plate-shaped depressions, due to shrinkage of volume of terra rossa during its diagenetic alteration into bauxite. The Cretaceous limestone is covered by Eocene limestone north of the line Umag—Labin, while south of this line only erosion remnants of Eocene limestone occur (Fig. 1).

#### **Geoelectrical Investigations**

The electrical resistivity of the bauxite being considerably lower than that of the limestone, the measuring of apparent resistivities along profiles, using constant electrode spacing, seemed to be the most adequate investigation method.

The average resistivities are:

Cretaceous and Eocene limestone	1000 — 3000 Ohm. m
Bauxite	100 — 300 Ohm. m
Humus, clays, terra rossa, marl, water	10 — 100 Ohm. m.

The survey of already discovered bauxite bodies below remnants of Eocene limestone has proved that under such geological conditions bauxite can generally not be directly proved by geoelectrical investigations, as the bauxite pockets either are too small or lie too deep. Therefore initial experimental investigations were carried out above the beds overlying the

bauxite bodies. Fig. 2 shows the results of these measurements, carried out on the Eocene limestone hanging wall of a bauxite ore body. The Schlumberger electrode configuration with one constant potential distance, and four Wenner configurations with different electrode distances were used. Although the bauxite body itself causes a change in apparent resistivity less than the average error of the measurement, all diagrams clearly show a decrease of the apparent resistivity above the ore body.

Similar results were obtained on other deposits as well. The anomalies could only be attributed to the Eocene limestone cover. The thickness of the Eocene limestone when over bauxite deposits is usually somewhat greater than elsewhere. However, this could not be the reason of greater changes in the apparent resistivity, as there is no essential difference between the specific resistivity of Eocene limestone, provided it is not marly, and the resistivity of the Cretaceous limestone. The author found the overlying beds in the plate-shaped depressions having an increased moisture content, as the thin marly intercalations in the Eocene limestone detain the moisture. The areas surrounding the bauxite bodies, and especially those above them, differ greatly in moisture content from elsewhere. Bauxite itself is impervious, but if it is earthy, it may contain much moisture. It has also been found that the Eocene layers fissured slightly during the bending and depression processes, the fissures being later filled by low resistivity materials, mainly by clay. Moisture, marl and clay reduce the specific resistivity of the Eocene cover above the bauxite ore bodies. Therefore the Eocene cover itself, or together with the bauxite body causes considerable decrease of the apparent resistivity.

After the indirect investigations have been carried out, 75 drilling sites were chosen in an area of 1,5 sq. km. at Karojba, Istria. By drilling, bauxite has been found on 19 sites, whereas on the other locations only clay or plate-shaped structures, containing neither bauxite nor clay, have been recorded. Blind anomalies were also due to marly limestone, humus, terra rossa, and topographical effects, that could hardly be eliminated. All bauxite deposits were so deep under the surface, that they were not perceived directly. Fig. 3 shows one of the 19 positive locations, with a map of lines of equal resistivities, position of the geoelectrical profiles, and a section through the bauxite body.

Regarding the great number of factors which effect the results of measurements on karstic terrains similarly as the bauxite bodies themselves do, the results of the geoelectrical investigations can be considered satisfactory, as bauxite was found on every fourth geoelectrical anomaly.

#### LITERATURA

Buser S., Lapajne J., Lukacs E. 1966-67, Poročilo o geološko-geofizikalnih raziskavah v okolici Karojbe (Istra), Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

R. G. Van Nostrand, 1953, Limitations on Resistivity Methods as Inferred from the Buried Sphere Problem, Geophysics, vol. 18, pp. 423-433.

## **GEOLOŠKA STAROST RUDONOSNIH PLASTI V PUHARJU**

*Miran Iskra*

### **Kratka zgodovina rudnika Puharje**

Na jugozahodnem obrobju Šaleške doline, okrog 1 km zahodno od Šoštanja, so na pobočju na levem bregu Pake pri kmetiji Pušner stara rudarska dela in rudni izdanki. Prvi podatki o rudarjenju v Puharju segajo v začetek 17. stoletja. Leta 1776 je prevzela rudnik državna uprava, ker so bili tedanji lastniki preveč zadolženi. Do konca 19. stoletja so v Puharju večkrat pričeli in nehali z delom, ker so takrat odkopavali le kalamino, ki je je zmanjkovalo. Leta 1877 so zgradili ob Paki topilnico, ker so pričeli pridobivati cink iz sfalerita. Po prvi svetovni vojni so rudnik opustili.

Po sledovih površinskih odkopov z ohranjenimi rudnimi izdanki in dostopnih rovih (Jožefov rov z letnico 1791, Ignacijev in Rollov rov) sklepamo, da so rudo odkopavali v glavnem na površju in v majhni globini. Po podatkih iz leta 1874 je bila rudniška posest razdeljena na 6 enojnih jamskih mer v skupni izmeri 27 ha, ki so segale od Puharja prek Pake do kmetije Pirečnik, kjer je tudi manjši rudni izdanek.

### **Starost rudonosnih plasti**

Jugozahodno obrobje Šaleške doline grade karbonatne kamenine, ki so jih doslej uvrščali v anizično in ladinsko stopnjo (Teller, 1892). Na njih transgresivno ležita oligocenski laporasti apnenec in lapor, ki preideta v andezitni tuf.

Na ožjem območju doslej znanega rudišča so razviti smrekovski andezitni tuf, lapor in v bazalnem delu ponekod proti Šoštanju tudi oligocenski apnenec. Ostalo območje do Pake gradi apnenec in pod njim dolomit, oruden z galenitom in sfaleritom. V nekaterih delih apnenih plasti na območju Skorna ter v apnencu iz vrtin smo našli ostanke mikrofavne in mikroflоре, ki kažejo na njegovo zgornjepermsko starost. Šribarjeva je določila naslednje fosilne ostanke:

- foraminifere: *Hemigordiopsis renzi* Reichel  
*Reichelina media* K. M. Maclay  
*Codonofusiella extensa* Skinner & Wilde,  
*Reichelina cribroseptata* Erk  
*Globivalvulina* sp. in še nekatere druge rodove
- alge: *Permocalculus* cf. *fragilis* (Pia)  
*Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz)  
*Vermiporella nipponica* Endo

Našli smo tudi številne fragmente krinoidov, gastropodov in spongij. Navedeni fosili dovolj jasno dokumentirajo zgornjepermsko starost apnenca. V dolomitu smo našli ponekod prekristalizirane fosilne ostanke. Najbolje ohranjena alga pripada bržkone rodu *Clavaporella* sp., kar bi potrjevalo domnevno permsko starost dolomita. V apnenih plasteh pod dolomitom so ohranjeni nedoločljivi fragmenti radiolarij, krinoidov, spongij in mehkužcev.

Z vrtnjem in tudi na površju smo ugotovili, da prehaja dolomit navzdol in navzgor konkordantno v apnenec. Zato uvrščamo prevrtane sklade apnenca in dolomita v celoti v zgornji perm.

Zaporedje plasti na ožjem območju puharskega rudišča je naslednje:

Oligocenski andezitni tuf, podrejeno tufski lapor in lapor ter laporasti apnenec s prehodom v apnenec	nad 50 m
Zgornjepermski sivi do temno sivi in črni apnenec s skrilavimi vložki. V spodnjem delu je vložek brečastega apnenca, debel do 10 m, ki se lateralno izklinja	nad 100 m
Zgornjepermski sivi, v spodnjem delu temno sivi do črni dolomit, ponekod nekoliko apneni dolomit s prehodi od kompaktnega do brečastega. V zgornjem delu dolomita je vložek temno sivega apnenca, debel okrog 5 m, ki se lečasto izklinja	do 280 m
Sivo zelenkasti spremenjeni keratofir, ponekod z granati in piritom; razvit je le v delu rudišča	do 50 m
Zgornjepermski (?) sivi do svetlo sivi apnenec	nad 45 m

### Tektonika

Območje Puharja pripada severovzhodnemu delu Kamniških Alp. Leži v južnem krilu šoštanjkega preloma. Doslej so imeli ta prelom za mejo med Kamniškimi Alpami in Karavankami. Novejše ugotovitve pa kažejo, da poteka meja ob smrekovškem prelomu na severnem obrobju Šaleške doline. Oba preloma prištevamo med mlajše terciarne tektonske linije, ob katerih je prišlo do horizontalnih premikov tektonskih enot. To kaže tudi ostra sprememba geološke sestave v severnem krilu smrekovškega preloma. Smrekovski andezitni tuf, ki zajema ozemlje južno od šoštanjkega preloma med Smrekovcem in Vojnikom do Savinjske doline in čez njo, najdemo tudi na vzhodu med šoštanjkim in smrekovškim prelomom. Severno od smrekovškega preloma pa andezitnega tufa ni, niti na območjih v neposredni bližini vulkanskih erupcij. (P l e n i č a r, 1967).

## Geneza rudišča

Razen v dolomitu na območjih rudnih izdankov v Puharju in pri kmetiji Pirečnik smo našli orudnenje s sfaleritom in galenitom v delu Jožefovega rova. Doslej smo z vrtnami ugotovili orudnenje v dolomitu pod zgornjepermskim apnencem. V drugih opisanih kameninah cink in svinec ne presegata vsebnosti, običajne za neorudne kamenine.

V različnih delih sivega brečastega zgornjepermskega dolomita so razvite neenakomerne rudne žile. V zgornjih delih dolomita sta količini galenita in sfalerita povečini približno enaki, le ponekod galenit prevladuje nad sfaleritom ali obratno. V spodnjih delih preiskanega dolomita pa prevladuje sfalerit nad galenitom.

Schneiderhöhn (1941) navaja po Claru, da so orudeni spodnjetriadni apnenci in dolomiti na obeh straneh Pake. Rudno cono označuje dolomitna breča, katere vezivo je svetlejši, mlajši dolomit. Hkrati s tem mlajšim dolomitom je nastalo tudi orudnenje s sfaleritom, galenitom, bournonitom in markazitom. Odlaganje rudnih mineralov se je večkrat ponovilo. Orudjenja povezuje Clar s smrekovškim vulkanizmom. To povezavo razlaga Schneiderhöhn tako, da imata ruda in andezit skupen izvor v miocenski magmi v večjih globinah (Schneiderhöhn, 1941).

Mikroskopske raziskave rudnih vzorcev iz vrtn so pokazale, da so pirit, sfalerit in galenit hidrotermalnega izvora. Najstarejši sulfidni mineral je pirit, ki tvori drobne vključke v kamenini. Sfalerit je v splošnem mlajši od karbonatov, delno pa so kalcitna zrna v zadnji fazi spet nadomestila zrna sfalerita, delno tudi galenita. Najmlajši rudni mineral je večinoma galenit. Nastopa v obliki žilic ali v zrnih. (Graffenauer, 1967; M. Drogenik, 1968).

Za zdaj so podatki preskromni, da bi mogli določneje nakazati izvor hidrotermalnih raztopin. Kremenov keratofir, ki je bržkone triadne starosti, v puharskem rudišču ne potrjuje zveze z mineralizacijami. Prav tako ne moremo neposredno povezovati smrekovškega vulkanizma in mineralizacij v Puharju, saj je mlajša terciarna tektonika, ugotovljena v dostopnih rudarskih delih in z vrtnjem, brez sledov sulfidnega orudnenja.

## ZINC AND LEAD ORE DEPOSIT OF PUHARJE (SLOVENIA)

*Miran Iskra*

During the last few years, exploration works have been under way at the abandoned zinc and lead mine of Puharje. The ancient mining works are situated on the slope of the left bank of the Paka river, at about 1 kilometer westward of Šoštanj. The beginnings of the exploitation reach into the 17<sup>th</sup> century. The mine has been abandoned in the first years of the 20<sup>th</sup> century because of shortage of the ore reserves, although the deposit has never been examined by a geologist.

The area of the deposit is built by dark grey limestone alternating at places with marly calcareous schist. In the lower part of these beds

an intercalation of brecciated dolostone occur. In the limestone Upper Permian fossils have been found, consisting of the most frequent alga *Vermiporella nipponica* Endo and the foraminifer *Reichelina media* K. M. Maclay. The limestone beds are conformably underlain by a grey mostly brecciated dolostone showing transitions into the calcareous dolostone. In this dolostone zinc and lead ores occur. Under the brecciated ore bearing dolostone an intercalation of quartz keratophyre has been ascertained by a bore hole, and further below a grey limestone of undetermined age. The quartz keratophyre is developed only locally, so that the ore bearing dolostone is generally underlain by limestone beds.

From the south, this structure is overlain by Oligocene marl and andesite tuff of the Smrekovec.

The Puharje ore deposit belongs to the north-eastern borderland of the Alps of Kamnik. It is situated on the southern side of the young Tertiary Šoštanj fault.

In the grey brecciated dolostone of the Upper Permian age sphalerite, galenite and pyrite of hydrothermal origin are to be found. In the lower parts of the dolostone in question, sphalerite predominates over galenite, whereas in the upper parts their proportions are about equal.

The presence in the ore deposit of the quartz keratophyre of probably Triassic age does not prove its direct connection with the mineralization. The same could be said of the influence possible of the Smrekovec volcanism on the Puharje ore deposit. The data available are still too scarce to enable a more probable determination upon the origin of this deposit.

#### LITERATURA

- Češmiga, I. 1969, Rudarstvo LR Slovenije, Nova proizvodnja.
- Dolar, L.—Mantuani, Piračički tufi, Vesnik Geološkega instituta Kr. Jug. Knj. V.
- Drovenik, M. 1968, Mikroskopska preiskava vzorcev rude in prikamenine iz Puharja, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1967, Mineraloška raziskava rudnih obruskov z območja Puharja, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A., Pleničar, M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf, Geologija 10. knjiga, Ljubljana.
- Iskra, M. 1962, 1965, 1966. Poročila o geoloških raziskavah v Puharju, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije, I. jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.
- Schneiderhöhn, H. 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, I. Band, Jena.
- Sikošek, B. 1958, Tektonski sklop jugoslovenskih južnih Alpi. Zbornik radova G. inst. Jovan Zujović, Beograd.
- Šribar, L. 1967, Mikropaleontološka preiskava vzorcev iz vrtine V-5 Puharje, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Teller, F. 1892, Geologische Spezialkarte Prassberg a. d. Sann, Geol. R.-A. Wien.

# PODTALNICA LJUBLJANSKEGA POLJA IN MOŽNOSTI NJENEGA POVEČANEGA IZKORIŠČANJA

*Marko Breznik*

S 5 slikami med tekstem in z 2 slikama v prilogi

## VSEBINA

1. Uvod . . . . .	165
2. Opis podtalnice Ljubljanskega polja . . . . .	166
3. Pretok podtalnice . . . . .	167
4. Napajanje podtalnice . . . . .	169
5. Vzroki oslabitve podtalnice . . . . .	170
6. Možnost povečanega izkoriščanja podtalnice . . . . .	171
6.1. Zmogljivost in tehnična izvedba vodnjakov . . . . .	171
6.2. Povečanje pretokov podtalnice . . . . .	171
6.3. Povečanje infiltracije iz Save . . . . .	173
6.4. Zmogljivost ponikovalnih objektov . . . . .	175
6.5. Vpliv umetnega ponikovanja na kvaliteto vode . . . . .	177
6.6. Skupno financiranje ponikovalnih objektov . . . . .	178
7. Tuje izkušnje pri umetnem napajanju podtalnice . . . . .	178
8. Zahvala . . . . .	179
9. Povzetek . . . . .	179
9.1. Sedanje stanje . . . . .	179
9.2. Oslabitev podtalnice . . . . .	179
9.3. Možnosti povečanega črpanja podtalnice . . . . .	179
9.4. Nujni ukrepi . . . . .	180

## 1. UVOD

Dobra pitna voda in čista hladna industrijska voda sta že redkost. Velika mesta grade za preskrbo z vodo drage akumulacijske bazene, dolge dovodne cevovode in drage čistilne naprave. Vendar morajo vodo klorirati in je zato slabša od ljubljanske, ki ni klorirana, temveč naravno prečiščena, hladna in primerno mineralizirana.

Povečana potrošnja pitne vode in rastoče potrebe industrije zahtevajo na eni strani vedno več vode, na drugi strani pa je na splošno začelo prevladovati mišljenje, da se zaradi oslabitve ljubljanske podtalnice bližamo zgornji meji njenega izkoriščanja.



Mestni vodovod je ob financiranju Mestnega sveta v zadnjih letih raziskoval Ljubljansko kotlino zaradi preskrbe mesta z vodo v bodočnosti. Po časopisnih vesteh naj bi v ta namen črpali podtalnico Sorškega polja. Stroške izgradnje novega vodovodnega sistema predvidevajo v višini nad 100 milijonov din.

Vemo, da se občinski milijoni težko zbirajo; zato želim podati nekaj svojih pogledov na možnost povečanega izkoriščanja podtalnice v sedanjih črpališčih na Ljubljanskem polju.

## 2. OPIS PODTALNICE LJUBLJANSKEGA POLJA

Ljubljansko polje je mlada tektonska udorina v vododržnem karbonskem skrilavcu in peščenjaku, zasuta v spodnjem delu s pleistocenskim prodrom in peskom, ki sta delno cementirana, in v zgornjem delu z recentnim prodrom, debelim do 10 m. Neprepustna karbonska podlaga ima obliko sklede, ki je v sredini globoka skoraj 100 m (Kleče, Bežigrad?) in ob robu ob Savi 10 do 20 metrov. Sava se pri Brodu in delno pri Tomačevem preliva prek roba sklede v podtalnico Ljubljanskega polja. Glavni tok podtalnice teče od Broda skozi Kleče, Bežigrad in Jarše proti Fužinam in Zalogu, kjer se izliva v Ljubljanico. Po najnovjših podatkih sklepamo, da obstaja tudi manj izdaten tok od juga proti severu skozi globel med Ljubljanskim gradom in Rožnikom.

V vsem južnem delu Ljubljane je v globini okrog 18 m savski prod, ki ni ločen od prodnatega vršaja Gradaščiće. Domnevajo tudi, da je del Save tekel okrog Rožnika in da je ta rokav v globljem delu sedaj zasut s prodrom. Za dotok z južne strani govori tudi zveza savskega proda z vršajem Gradaščiće, prepojenim z vodo. Piezometrična gladina spodnjega horizonta podtalnice v vodnjaku na Ferantovem vrtu v Gregorčičevi ulici, izkopanem leta 1967, kaže na gradient proti severu. S prodrom zasut rokav Save bi lahko pojasnil tudi dotok z draveljske strani, kar kažejo hidroizohipse. Vsekakor pa sta ta dva dotoka količinsko manj pomembna.

V severnem, nezazidanem delu polja se podtalnica obnavlja tudi s padavinami. Gladina podtalnice je v Brodu pri Tacnu na koti 292 m; od tu pada najprej strmo in potem položno do Kleč na koto 282 m. Od Kleč do vodnjakov v Hrastju z gladino 276 m je strmec enakomeren. Za Bežigradom je gladina podtalnice 15 m pod površjem. V Mostah je v globini okrog 10 m, nekaj metrov niže kakor Ljubljanica, ki iz svoje zablatene struge praktično ne pronica v podtalnico. Dalje proti vzhodu je gladina podtalnice vedno plitveje pod površjem.

Prvi izviri podtalnice so ob Ljubljanici pod Fužinskim gradom, močnejši so pri Studencu in dalje ob Ljubljanici v Slapah, Vevčah in Kašlju. Pred desetletji je izvirala podtalnica še na polju vzhodno od Sneberja, sedaj pa so močni izviri še na polju vzhodno od Zaloga. Od teh izvirov tečejo potoki proti Ljubljanici in se vanjo izlivajo blizu sotočja s Savo. Ob potoku, ki teče od najmočnejšega izvira, je bil znani Perležev mlin.

Zaradi velike debeline vodonosne plasti v sredini kotline in zaradi zelo ugodnega koeficienta prepustnosti ima podtalnica Ljubljanskega polja različne lastnosti za izgradnjo globokih vodnjakov velike zmogljivosti.

### 3. PRETOK PODTALNICE

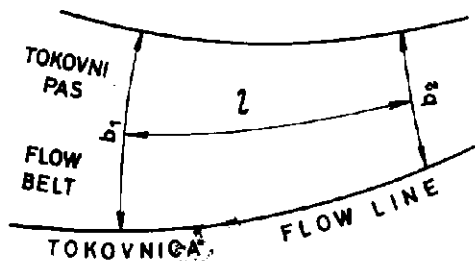
Preток podtalnice Ljubljanskega polja še ni točneje raziskan. Izračunati ga skušamo v profilu Bežigrad—Tomačevo. Upoštevamo pretok ob nizki gladini podtalnice v dneh 6. do 8. junija 1967. Podatki o gladinah so iz Hidrografskega zemljevida Ljubljanskega polja in okolice v merilu 1 : 25 000, ki ga je izdelal Hidrometeorološki zavod SR Slovenije (priloga 1).

Pretok računamo po Dupuitovi formuli, predelani po Kamenškem za spreminjajočo se širino tokovnega pasu (sl. 1):

$$Q = k \frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2} h \cdot i \quad h = \frac{h_1 + h_2}{2}$$

kjer je

$Q$  pretok,  $k$  količnik prepustnosti,  $b_1$  in  $b_2$  širina tokovnega pasu v profilih 1 in 2,  $h_1$  in  $h_2$  debelina vodonosne plasti v profilih 1 in 2,  $i$  strmec gladine v območju pasu.



Sl. 1. Tokovni pas s spreminjajočo se širino  $b_1$  in  $b_2$  širini tokovnega pasu ter  $l$  njegova dolžina

Fig. 1 Flow belt with variable width

$b_1$  and  $b_2$  the widths, and  $l$  the length of the flow belt

Podatki o širini in dolžini tokovnih pasov in o padcu gladine so zbrani v tabeli 1.

#### PODATKI O TOKOVNIH PASOVIH DATA ON THE FLOW BELTS

Tabela 1

Table 1

Tokovni pas Flow belt	Širina m Width in meters		Dolžina m Length in meters	Strmec Hydraulic gradient
	$b_1$	$b_2$	$l$	$i$
1 Železniška Stadion postaja	1160	980	890	0,00225
2 Stadion-kota 290	2600	660	1860	0,00108
3 Kota 290-Tomačevo	970	900	1070	0,00187

Globino vodonosne plasti poznamo v naslednjih krajih:

Kleče: vodnjak 8 101,5 m, vodnjak 15 do podlage 96,0 m.

Vodnjak *Delo* do globine 60 m prod in konglomerat; ni dosegel podlage.

Vodnjak *Navje* do globine 60 m prod in konglomerat; ni dosegel podlage.

Vodnjak Pivovarne *Union* do globine 55 m prod, melj in konglomerat; ni dosegel podlage.

Vrtina na Trgu revolucije do globine 40 m melj, prod in konglomerat; ni dosegla podlage.

Vodnjak na Ferantovem vrtu spodnja vodonosna plast od 15 m do dna vodnjaka v globini 18 m droben prod; ni dosegel podlage.

Vodnjak RTV v Čufarjevi ulici, do globine 44 m prod in konglomerat. Karbonska podlaga v globini 44 m.

Vodnjak na Hrvatskem trgu; karbonska podlaga v globini 46 m.

Vrtina v Domžalski ulici (kota 287,8 m); karbonska podlaga v globini 48,8 metra.

Tomačevo — geotehnični profil, debelina vodonosnega proda je približno 15 m.

V našem profilu od železniške postaje do Tomačevega je podtalnica v globini od 20 do 10 m. Debelino vodonosne plasti  $h$  v posameznih pasovih pa cenimo takole:

1. pas 40 m po vodnjakih *Delo*, *Navje*,
2. pas 60 m po vodnjakih v Klečah,
3. pas 20 m po geotehničnem profilu.

Količnik prepustnosti  $k$  je bil v zadnjih letih ugotovljen v več globokih vodnjakih. Podatki so zbrani v tabeli 2.

KOEFICIENTI PREPUSTNOSTI  $k$   
COEFFICIENTS OF PERMEABILITY  $k$

Tabela 2

Table 2

Vodnjak Well	Globina m Depth in meters	Leto Year	$k$ m/sek
Pivovarna <i>Union</i>	55	1964	$1,98 \cdot 10^{-4}$ — $2,28 \cdot 10^{-4}$
<i>Navje</i>	60	1963	$0,74 \cdot 10^{-2}$ — $1,24 \cdot 10^{-2}$
RTV, Čufarjeva ulica	44	1967	$1,80 \cdot 10^{-3}$ — $2,46 \cdot 10^{-3}$
<i>Delo</i> , Likozarjeva ulica	60	1968	$3,10 \cdot 10^{-3}$ — $3,42 \cdot 10^{-3}$

Količnika prepustnosti, ugotovljenega v vodnjaku *Union*, ne moremo upoštevati za osrednji del Ljubljanskega polja, ker leži ta vodnjak zelo blizu Šišenskega hriba. V vodnjaku je več glinastih plasti, kar dokazuje, da je bilo to območje v času zasipanja Ljubljanskega polja odmaknjeno od glavnega toka Save in je deloma zasuto s preperinskimi glinami z bližnjega hriba. Tudi vodnjak RTV leži že zunaj glavnega toka podtalnice. V vodnjaku *Navje* je prepustnost zelo dobra, verjetno pa je sestava tal le lokalno tako ugodna; zato tudi teh podatkov ne moremo upoštevati za celotno Ljubljansko polje.

Povprečni količnik prepustnosti za srednji del Ljubljanskega polja cenimo na

$$k = 3 \cdot 10^{-3} \text{ m/sek}$$

Račun pretoka je podan v tabeli 3.

**PRETOK PODTALNICE V PROFILU BEŽIGRAD—TOMAČEVO**  
**DISCHARGE IN THE SECTION BEŽIGRAD—TOMAČEVO**

Tabela 3

Table 3

Pas Belt	$\frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2}$ m	k m <sup>3</sup> /sek	Debelina plasti Bed thickness m	Strmec Hydraulic Gradient i	Q l/sek
1	1129	$3 \cdot 10^{-8}$	40	0,00225	305
2	1397	$3 \cdot 10^{-8}$	80	0,00108	270
3	934	$3 \cdot 10^{-8}$	20	0,00187	105

Skupni pretok v profilu Bežigrad—Tomačevo je bil junija 1967 680 l/sek

Zahodno od tega profila pa je bila potrošnja naslednja:

Vodarna Šentvid (podatki za december 1966) 50 l/sek

Vodarna Kleče (podatki za december 1966) 600 l/sek

Pivovarna Union (ocenjeno) 40 l/sek

Skupno 690 l/sek

Pretok podtalnice Ljubljanskega polja do profila Bežigrad je bil torej 680 + 690 = 1370 l/sek

Minimalni pretok lahko izračunamo tudi kot vsoto celotnega črpanja in izvirov v sušni dobi.

V izrazito sušni jeseni leta 1967 sva z dr. Žlebnikom kartirala izvire podtalnice Ljubljanskega polja med Fužinami in Zalogom. Dne 26. 10. 1967 je bil skupni pretok izvirov okrog 400 l/sek, od tega pretok pri Perleževem mlinu okrog 200 l/sek.

Potrošnja podtalnice v Ljubljani je bila približno naslednja:

Vodarna Šentvid (podatki za december 1966) 50 l/sek

Vodarna Kleče (podatki za december 1966) 600 l/sek

Vodarna Hrastje (podatki za december 1966) 145 l/sek

Pivovarna Union 40 l/sek

Tovarna kleja 70 l/sek

Kemična tovarna 50 l/sek

Razni manjši potrošniki 45 l/sek

Skupna potrošnja 1000 l/sek

Izviri 400 l/sek

Skupen pretok ob suši 1400 l/sek

Rezultata obeh računov sta si podobna. Ob deževju, predvsem pa ob visokih vodah Save, se pretok podtalnice poveča.

#### 4. NAPA JANJE PODTALNICE

Hydroizohipse kažejo, da je glavno napajalno območje podtalnice mlada prodna terasa pri Brodu, drugo, sedaj že manj aktivno, pa med Malo vasjo pri Ježici in Tomačevim.

Ni še ugotovljeno, kolikšno je napajanje iz smeri Dravelj in od juga skozi globel med Gradom in Rožnikom. Ta dva dotoka sta manjša.

V severnem nezazidanem območju Ljubljanskega polja se podtalnica obnavlja tudi s padavinami v količini nekaj sto litrov na sekundo.

Prva analiza karte hidroizohips kaže, da teče podtalnica vzporedno s Savo, da se napaja pri Brodu in deloma pri Tomačevem ter se izliva v Ljubljano med Fužinami in Zalogo.

Poglobljena analiza pa pokaže dve važni podrobnosti: prvič, da je depresijski vpliv velikega črpališča Kleče majhen, in drugič, da ima podtalnica isto gladino kakor Sava. Hidroizohipse podtalnice so odvisne od gladine Save. Po teh ugotovitvah sklepamo naslednje:

— Glavno infiltracijsko območje je sedaj pri Brodu.

— Gladino podtalnice le delno določa razmerje med dotokom in odvzemom, v glavnem pa gladina Save in njen strmec.

— Da lahko Sava vzdržuje tako gladino podtalnice, mora obstajati poleg »vzdolžnega napajanja« podtalnice pri Brodu in toka vzdolž Save na 14 km dolgem odseku Brod—Zalog tudi »prečno napajanje« iz Save neposredno v podtalnico, ker širina Ljubljanskega polja ni večja od 3 km.

S takim prečnim napajanjem si lahko razložimo majhen depresijski vpliv črpališča Kleče. Gradient hidroizohips kaže, da se napaja tok k črpališču Hrastje iz Save med Tomačevim in Jaršami.

Postavlja se vprašanje, zakaj prečno napajanje ni vidno na karti hidroizohips. Prečno se podtalnica napaja v impulzih, ob visokih vodah Save. S piezometričnimi profili, postavljenimi prečno na tok Save, in z vsakodnevnim opazovanjem gladin bi ga gotovo opazili. Karta hidroizohips, ki jo objavljamo, je bila izmerjena v sušni dobi, ko je bilo prečno napajanje majhno. V sušni jeseni 1967 je bil dne 10. 10. 1967 po kratkotrajni visoki vodi Save pretok pri Perleževem mlinu 900 l/sek, dne 26. 10. 1967 pa samo še 200 l/sek. Ker je izmerjena hitrost toka podtalnice v vzdolžni smeri okrog 10 m na dan, se je lahko pretok v izviru tako hitro zmanjšal samo zaradi tega, ker je gladina Save hitro padla in se je prečno napajanje ustavilo. Sava je oddaljena od izvirov, ki napajajo potok pri Perleževem mlinu, le okrog 1 km.

Indirektno opazimo vpliv prečnega napajanja pri primerjavi kart hidroizohips za visoko in nizko gladino podtalnice. Pri visoki gladini se dvigne podtalnica za okrog 1 m. Pri počasnem toku podtalnice v vzdolžni smeri se gladina ne bi mogla dvigniti na celotnem Ljubljanskem polju, če bi se napajala podtalnica v glavnem le pri Brodu.

## 5. VZROKI OSLABITVE PODTALNICE

Mestni vodovod kot glavni potrošnik opaža v zadnjih letih usihanje podtalnice in občasno opozarja občane na štednjo z vodo »zaradi nizke gladine v vodnjakih«.

Glavni vzrok za usihanje podtalnice ni povečana potrošnja, ampak sprememba na Savi. V zadnjih 15 do 20 letih je Sava poglobila svojo strugo za nekaj metrov in s tem neposredno znižala gladino podtalnice ter zmanjšala možnost napajanja predvsem v prečni smeri. Nad črnuškim mostom je izkopala Sava svojo strugo že do neprepustne karbonske podlage; zato se tam podtalnica ne napaja več. Pred 20 leti so bile kopalcem znane »skalce« 1 km nad mostom na levem bregu; edino tam je prišla karbonska podlaga na površje, drugod je bila struga Save v prod.

Vzroki poglobitve struge Save so povsem jasni. Zaradi izgradnje hidroelektrarne v Medvodah se sedaj ustavi savski prod v Zbiljskem jezeru, erozijska moč Save pod jezom pa se je povečala. Ker elektrarna izkorišča akumulacijo, sunkoviti pretoki vode povečujejo erozijo. Regulacija Save je dalje preprečila meandriranje struge, s tem pa povečala strmec in erozijsko moč reke.

Neugodno vplivajo na napajanje podtalnice tudi regulacijska dela, predvsem zapiranje stranskih rokavov, ker se s tem zmanjšajo površine, ki so poplavljene; od njihove velikosti pa je odvisna množina ponikanja.

Neugoden vpliv regulacijskih ukrepov na Savi naj osvetli naslednji podatek. Po regulaciji Save pred prvo svetovno vojno je padla gladina vode v vodnjakih črpališča Kleče za 7 m. Ko pa je bila ob poplavi leta 1912 regulacija porušena, se je gladina dvignila za 5 m.

## 6. MOŽNOSTI POVEČANEGA IZKORIŠČANJA PODTALNICE

### 6.1. Zmogljivosti in tehnična izvedba vodnjakov

Prvi globoki vodnjaki v središču Ljubljane, *Navje*, *RTV* in *Delo* so pokazali zelo ugodno prepustnost zemljine. Pri depresiji 5 m je zmogljivost vsakega vodnjaka okrog 300 l/sek.

Pri vodnjaku *Delo* smo uspešno uporabili kombinirano metodo izkopa. Do gladine podtalnice v globini 19 m smo ga kopali ročno in betonirali v prstanih. Globlje pa je bil vodnjak do dna v globini 60 m izkopan z grabežem s strojem Benoto v 4 dneh. S tem načinom izkopa smo se izognili težavam pri prebijanju konglomerata v globini približno 8 m do 18 m, ki nastopa v večjem delu Ljubljanskega polja. Ker je imela obložna cev v gornjem delu vodnjaka večji premer, jo je bilo mogoče postaviti zelo natančno navpično. V gornjem, betoniranem delu vodnjaka ni bilo zemeljskega pritiska na obložno cev, tako da sta bili sili, potrebni za vrtenje cevi in izvlačenje obložne cevi po izkopu, mnogo manjši kakor pri enako globokem normalnem vodnjaku Benoto. S tem se je zmogljivost stroja povečala in smo brez težav dosegli globino 60 m. Manipulacija z obložno cevjo namreč omejuje globino kopanja s strojem Benoto.

Možno je torej izkopati vodnjake, globoke 60 m in še več, ki bi imeli veliko zmogljivost.

### 6.2. Povečanje pretokov podtalnice

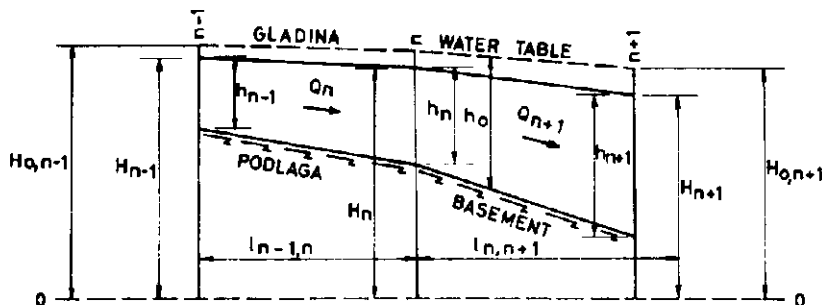
Strmec gladine podtalnice nad črpališčem Kleče je pri sedanjem črpanju 600 l/sek okrog 2 ‰. Debelina vodonosne plasti se povečuje od 10 m v Brodu na 80 m v Klečah.

S povečanim strmcem bi bilo možno povečati dotok podtalnice in podvojiti ali potrojiti črpanje v Klečah. Strmec bi lahko povečali ali s povečano depresijo v vodnjakih v Klečah ali s povišano gladino podtalnice ob Savi, kar obravnavamo v naslednjem poglavju.

Ob severnem robu mestnega središča je nastalo novo veliko črpališče industrijske vode. Ob predpostavki, da bo večji del dotoka iz smeri Broda

porabilo črpališče Kleče, bomo računali, ali je možen dotok iz smeri Mala vas—Tomačevo, kjer naj bi se podtalnica napajala iz Save.

Dotok bomo računali za izbran tokovni pas po splošni enačbi neenakomernega gibanja po Kamenskem (sl. 2).



Sl. 2. Shema za uporabo enačb (2) in (3) po Kamenskem

Fig. 2. Calculation scheme for the application of equations (2) and (3) after Kamenski

$$Q = k \frac{b_{n-1} - b_n}{\ln b_{n-1} - \ln b_n} \cdot \frac{2}{h_{n-1} + h_n} \cdot \frac{H_{n-1} - H_n}{l_{n-1, n}} \quad \text{in} \quad (2)$$

$$\Delta H = H_{n-1} - H_n = \frac{2 Q (\ln b_{n-1} - \ln b_n) l_{n-1, n}}{k (b_{n-1} - b_n) (h_{n-1} + h_n)} \quad (3)$$

kjer je

$Q$  pretok (Discharge),  $k$  količnik prepustnosti (Coefficient of permeability),  $b$  širina pasu (Width of the flow belt),  $h_n$  debelina vodonosne plasti z upoštevanjem bodoče depresije (Thickness of the water bearing bed considering the future depression),  $h_o$  sedanja debelina vodonosne plasti (Actual thickness of the water bearing bed),  $H_n$  kota gladine z upoštevanjem bodoče depresije (Water table level considering the future depression),  $H_{n, n}$  sedanje kote gladine (Actual water table levels),  $l$  dolžina odseka (Length of the section).

Od Save proti mestu se debelina vodonosne plasti spreminja, zato bomo računali po odsekih.

Podatki za posamezne odseke tokovnega pasu so dani v tabeli 4.

PODATKI O TOKOVNEM PASU OD SAVE PROTI SREDIŠČU MESTA  
DATA ON THE FLOW BELT FROM SAVA RIVER TOWARDS THE CITY

Tabela 4

Table 4

Odsek Section	Razdalja od Save Distance from Sava		Širina pasu Belt width		Dolžina odseka Section length	Debelina plasti Bed thickness		Kota gladine Water table level
	$L_{n-1}$ m	$L_n$ m	$b_{n-1}$ m	$b_n$ m		$l_{n-1, n}$ m	$h_{o, n-1}$ m	
1	0	400	2000	1950	400	15	20	281
2	400	1000	1950	1850	600	20	40	
3	1000	2000	1850	1500	1000	40	60	
4	2000	3000	1500	750	1000	60	40	280

Kakšna mora biti depresija v novih vodnjakih, da bo podtalnica ob povečani potrošnji vode tekla iz Male vasi in Tomačevega proti središču mesta, lahko izračunamo iz padca gladine, potrebnega za izbrane pretoke. Za posamezne odseke izračunamo po enačbi (3) potreben padec gladine  $H_{n-1} - H_n$  za izbran pretok  $Q$ . Vsota padcev vseh odsekov je depresija v središču mesta.

Po računu smo dobili za pretok

$$Q = 200 \text{ l/sek}$$

depresijo

$$\Delta H = \sum H_{n-1} - H_n = 3,5 \text{ m}$$

in za

$$Q = 500 \text{ l/sek}$$

$$\Delta H = 9,4 \text{ m}$$

Vidimo torej, da je tudi v tej smeri možno aktivirati pretoke podtalnice.

Seveda ne bosta dotoka h Klečam in proti centru mesta med seboj neodvisna, ampak se bosta dopolnjevala. Proti centru bo lahko še vedno dotekala podtalnica iz smeri Broda in Kleč, obratno pa bo lahko črpališče Kleče pritegnilo vodo iz smeri Male vasi pri Ježici. Pretoki podtalnice bodo odvisni od intenzivnosti črpanja v enem ali drugem črpališču in od množine infiltracije Save pri Brodu ali pri Mali vasi.

Pretok podtalnice je pri črpališču Hrastje večji od črpanja in se črpanje lahko še poveča.

Verjetne smeri pretoka podtalnice v bodočnosti so nakazane v prilogi 2. Zaradi velike debeline vodonosne plasti v osrednjem delu Ljubljanskega polja in zelo ugodnega količnika prepustnosti je možno povečati in preusmeriti pretoke podtalnice s povečano depresijo v vodnjakih.

### 6.3. Povečanje infiltracije iz Save

Sedanji pretok podtalnice, ki je v sušni dobi okrog 1400 l/sek, se obnavlja deloma s padavinami (okrog 200 l/sek), v manjši meri z dotokom iz juga in v glavnem z infiltracijo iz Save.

Pri zaželenem povečanju izkoriščanja podtalnice se mora povečati tudi napajanje, ker bi bilo sicer povečano črpanje samo kratkotrajno in bi mu sledil padec gladine na celotnem Ljubljanskem polju.

Napajanje iz padavin se bo zaradi širjenja mesta samo še zmanjševalo. Tudi z južne strani se dotok ne more povečati. Napajanje je možno povečati samo iz Save.

Ali se bo ob predvidenem povečanju črpanja in znižanja gladine podtalnice v Klečah in v centru mesta povečala tudi naravna infiltracija iz Save? Na to vprašanje moramo odgovoriti negativno. Infiltracija bi se samo neznatno povečala.

Infiltracija iz reke ali njenega rokava je odvisna od površine, ki je pod vodo, od prepustnosti dna, od prepustnosti plasti pod dnom in od gradienta med gladino reke in gladino podtalnice.

S povečano depresijo v črpališčih se bo gradient med reko in podtalnico le neznatno povečal. Ker so črpališča oddaljena več kilometrov



od reke, se bo depresijska krivulja, ki je približno parabola, le malo razlikovala od sedanje ob reki.

Na druge glavne činitelje, ki vplivajo na infiltracijo, predvsem na površino pod vodo in na prepustnost dna reke, povečana depresija ne bo vplivala.

Neprepustna karbonska podlaga ni globoko pod dnom struge. Poglabljena struga Save jo je nad črnuškim mostom že dosegla, drugod pa se je zmanjšala debelina plasti med dnom struge in neprepustno podlago; zato je odtok v podtalnico otežkočen. Poglobitev struge in njena regulacija sta zmanjšala površine pod vodo. V zaprtih stranskih rokavih se je na dno usedel drobnejši material in močno zmanjšal njegovo prepustnost. Ob prejšnjem, naravnem stanju struge so vsakoletne poplave »počistile«  
dno stranskih rokavov, poleg tega pa so stalno nastajali novi rokavi.

Pogoji infiltracije so se poslabšali in zato se je zmogljivost podtalnice zmanjšala.

S kakšnimi tehničnimi ukrepi bi mogli povečati infiltracijo iz Save?

Najprej na ta način, da bi dvignili gladino Save na prejšnje stanje. Takšen ukrep je bil uspešen v letih po prvi svetovni vojni. Gladina podtalnice v Klečah se je znižala, ker je Sava poglobila svojo strugo, verjetno zaradi izgradnje jezua za papirnico v Medvodah. Na Savi so zgradili prag nad izlivom Gameljščice.

Podrobnejši študij bi pokazal, ali bi bilo dviganje gladine Save tudi danes najboljša rešitev. Neugodno pri tem je, da so bila v novo regulacijo poglabljene struge vložena velika sredstva. Nadalje je sedaj manj ogrožena industrija v Črnučah, zgrajena na poplavnem območju, kjer je bil potreben zaščitni nasip.

Zaradi teh razlogov bi bila verjetno najboljša rešitev izgradnja posebnih objektov za infiltracijo Save v podtalnico. To so lahko ponikovalni jarki, bazeni, jame ali vodnjaki.

Ponikovalni kanal je izkopen v prepustno zemljinu in ima neobloženo dno. Voda pronica skozi prepustno dno v podtalnico. Enako funkcijo imata ponikovalni bazen ali jezero, različna je samo oblika. Pri teh ponikovalnih izkopih obstaja nevarnost, da se zmanjša prepustnost zaradi zablatenja dna. Ponikovalne jame so zalite samo takrat, kadar ponikujemo vodo. Njihova prednost je lažje čiščenje dna v suhem.

Ponikovalni vodnjaki so podobni črpalnim vodnjakom, razlika je le v tem, da imajo prepustne stene tudi nad gladino podtalnice. Tudi vodnjaki se lahko zamašijo, zato moramo vanje dovajati prečiščeno vodo in jih občasno s črpanjem regenerirati.

Prvo območje, kjer bi bilo treba umetno napajati podtalnico, je med Brodom pri Tacnu in zavojem Save nasproti izliva Gameljščice.

Hidroizohipse med Brodom in Klečami so zelo strme (6 %) do oddaljenosti 1 km od Save. Verjetno teče podtalnica v tanki plasti, kakor po drči, po neprepustni karbonski podlagi. Prepustni prod nad gladino podtalnice bi omogočil znatno večji pretok, ki pa je odvisen od infiltracije iz Save.

Ponikovanje na tem območju bi koristilo predvsem črpališču Kleče. Možnosti za izgradnjo ponikovalnih naprav je več. Blizu Save bi lahko

stare rokave preuredili v ponikovalne bazene ali jezera. Nekoliko bolj oddaljen bi bil ponikovalni jarek. V razdalji približno 1 km od Save pa bi uredili ponikovalne jame ali ponikovalne vodnjake. Vodo bi črpali iz Save ali odvezemali iz kanala tacenske elektrarne. Potrebni bi bili peskolovi za čiščenje vode. Ponikovanje ne bi bilo potrebno ob visokih vodah, ko je že naravna infiltracija velika. Zato bi zadostovali manjši peskolovi; tudi nevarnost zablatenja bi se zmanjšala.

Drugo območje za umetno napajanje je med Malo vasjo in Tomačevim; vplivalo bi delno na črpališče Kleče, predvsem pa na črpališča v središču Ljubljane. Med Malo vasjo in Tomačevim bi zgradili blizu Save bazene ali jezera, ki so že bili predvideni v rekreacijskem centru Ježica. Bolj oddaljeni od reke bi bili ponikovalni vodnjaki.

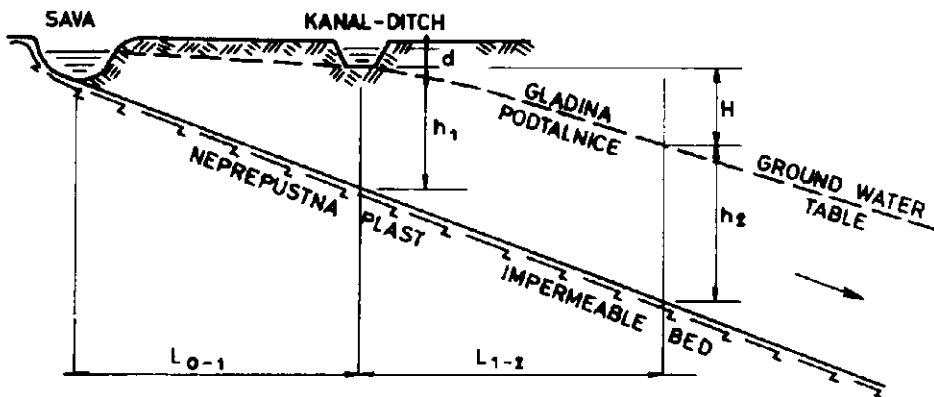
#### 6.4. Zmogljivost ponikovalnih objektov

V nadaljnjem podajamo račun zmogljivosti posameznih ponikovalnih objektov. Primeri so prilagojeni za območje pri Brodu, vendar so vse mere kakor tudi količnik prepustnosti ocenjeni.

##### Ponikovalni kanal

Kanal je oddaljen od Save 500 m, dno kanala je v višini gladine podtalnice.

$h_1 = 10$ m	debelina vodonosne plasti
$h_2 = 15$ m	debelina vodonosne plasti
$d = 2$ m	višina vode v kanalu
$H = 2,5$ m	padec gladine podtalnice
$L_{0-1} = L_{1-2} = 500$ m	dolžina odscka
$k = 3 \cdot 10^{-3}$ m/sek	količnik prepustnosti



Sl. 3 Napajanje iz kanala  
Fig. 3. Recharge from ditch

Za račun uporabimo Dupuitovo enačbo (Bogomolov, Silin-Bekčurin, 1959).

$$q = k \frac{(h_1 + d) + h_2}{2} \cdot \frac{H + d}{L_{1-2}} \quad (4)$$

$$q = 3 \cdot 10^{-3} \frac{(10 + 2) + 15}{2} \cdot \frac{2,5 + 2}{500} = 3,65 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{sek}$$

$q$  — pronicanje na 1 m dolžine kanala

Pronicanje za 2000 m dolg kanal

$$Q = 2000 \cdot 3,65 \cdot 10^{-4} = 0,73 \text{ m}^3/\text{sek}$$

#### Ponikovalna jama

Oddaljenost od Save okrog 1000 m. Dno jame je 4 m nad gladino podtalnice.

$H_o = 1$  m višina vode v jami

$T = 5$  m razlika med gladino v jami in gladino podtalnice

$B = 10$  m širina jame.

Pronicanje računamo po Vernikovu (Silin-Bekčurin, 1965)

$$q = k (B + H_o C_2) \quad (5)$$

$q$  — pronicanje na 1 m dolžine jame

$k = 3 \cdot 10^{-3}$  m/sek količnik prepustnosti

$$\frac{B}{H_o} = 10 \quad \frac{T}{H_o} = 5$$

$C_2 = 3,7$  iz grafikona po Silin-Bekčurin (1965)

$$q = 3 \cdot 10^{-3} (10 + 1,3,7) = 4,1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sek.}$$

Za 25 m dolgo jamo

$$Q = 1,02 \text{ m}^3/\text{sek}$$

Učinek je izredno ugoden.

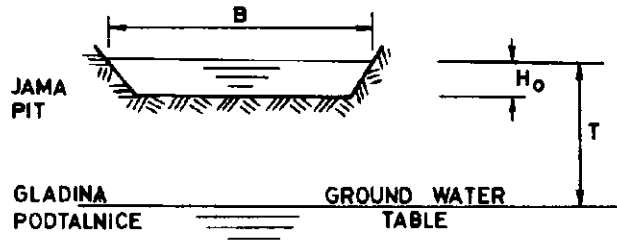
Za količnik prepustnosti

$$k = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/sek}$$

kar ustreza srednjezrnatemu pesku na dnu jame, bi bilo pronicanje

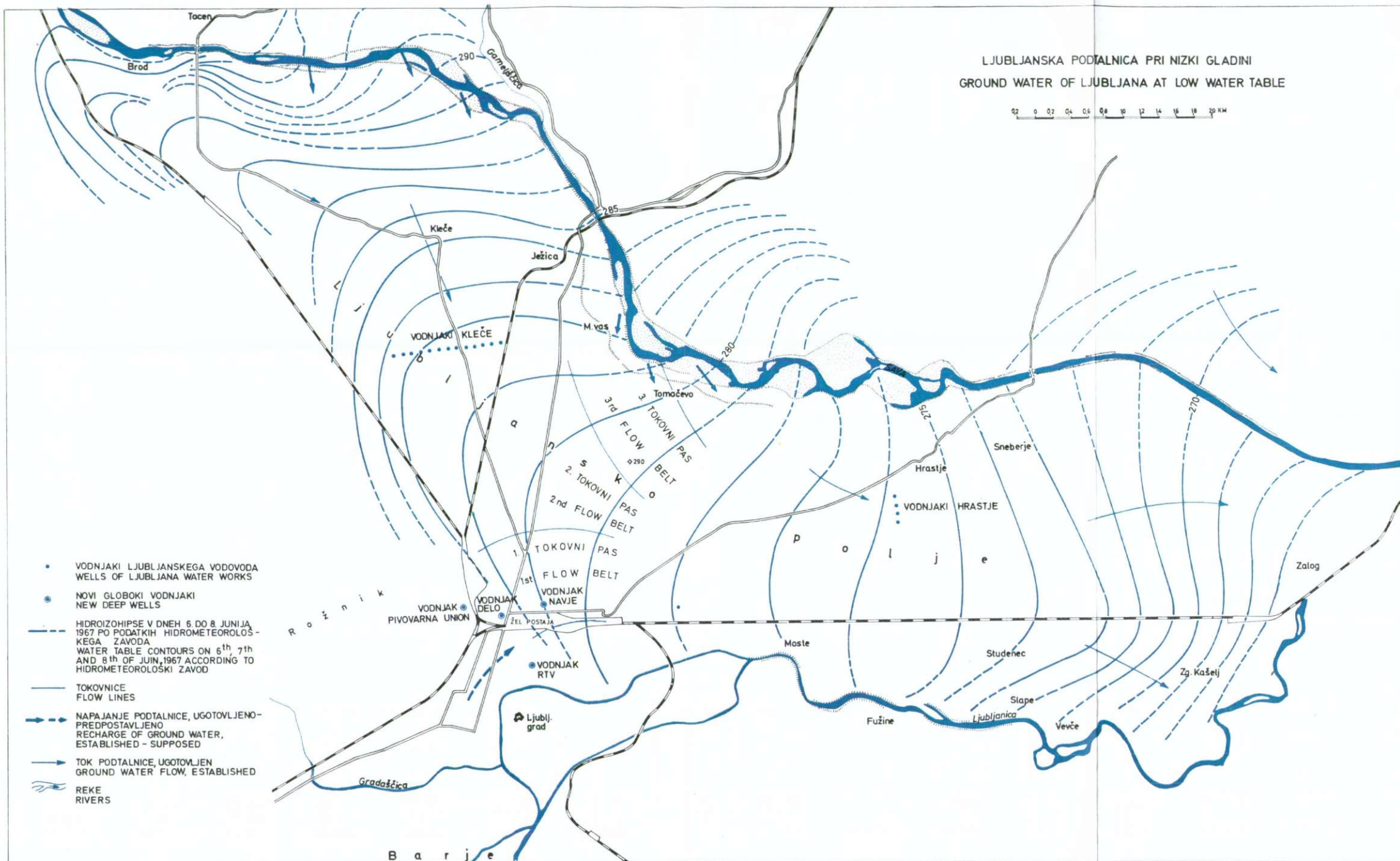
$$Q = 0,034 \text{ m}^3/\text{sek}$$

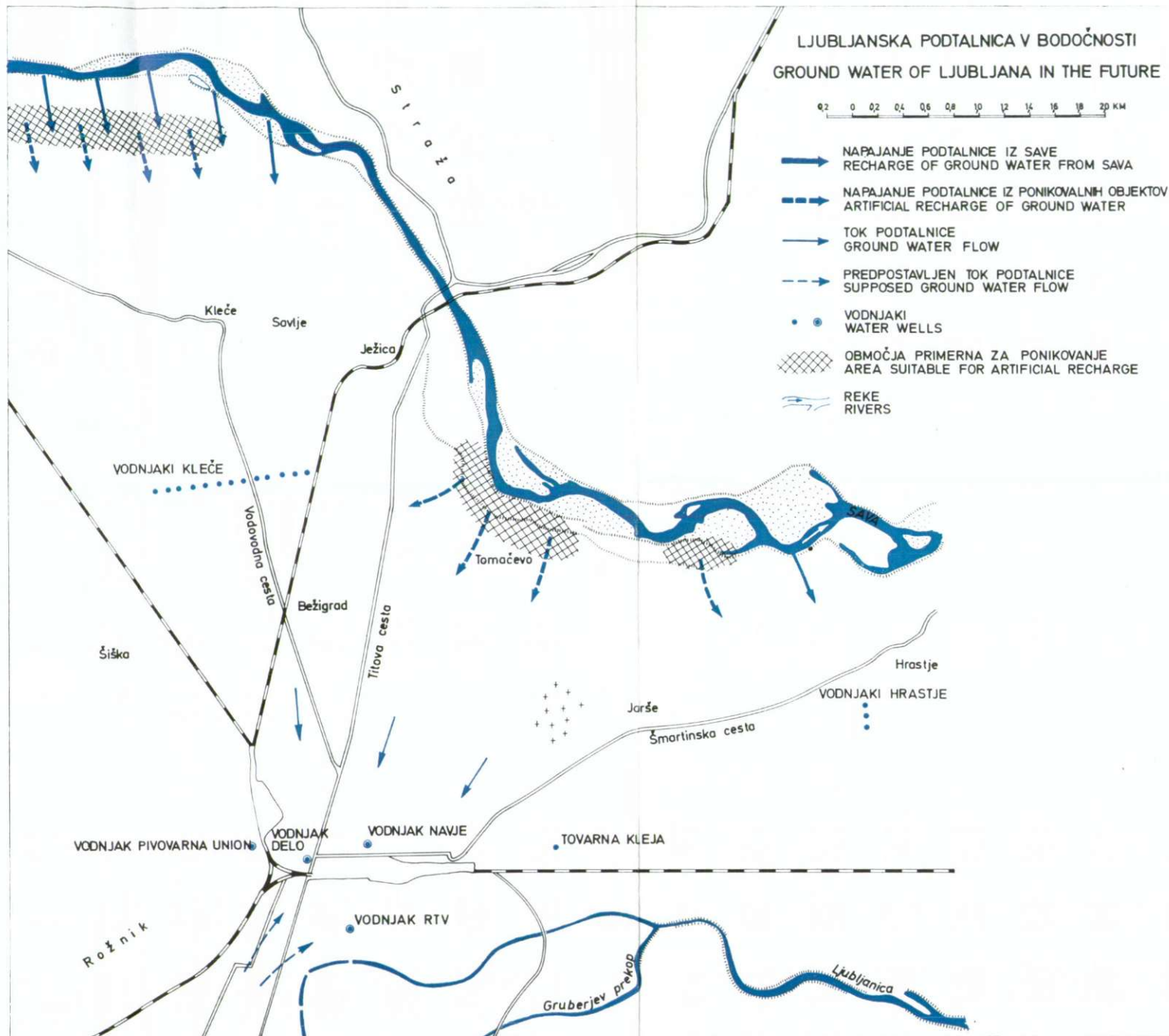
Znatna razlika sposobnosti pronicanja kaže na velik vpliv sestave dna jame in opozarja, da je vpliv zablatenja precejšnji.



Sl. 4 Napajanje iz jame

Fig. 4 Recharge from pit





## Ponikovalni vodnjak

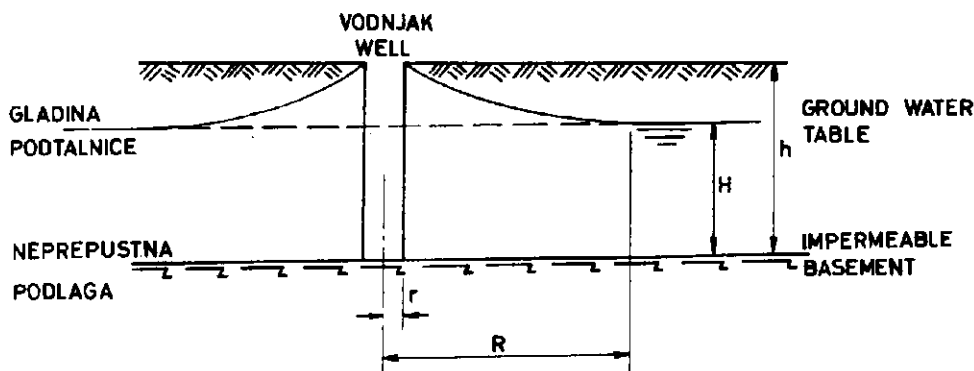
Oddaljenost od Save 1000 m, podtalnica v globini 5 m, neprepustna podlaga v globini 15 m

$h = 15$  m      debelina vodonosne plasti ob vodnjaku  
 $H = 10$  m      debelina vodonosne plasti v razdalji  $R$  od vodnjaka  
 $r = 0,38$  m     polmer vodnjaka  
 $R = 300$  m     vplivni radij vodnjaka (ocenjeno)  
 $k = 3 \cdot 10^{-3}$  m/sek   količnik prepustnosti za prod

$$Q = \frac{\pi k (h^2 - H^2)}{\ln R - \ln r} \quad (6)$$

$$Q = \frac{\pi \cdot 3 \cdot 10^{-3} (15^2 - 10^2)}{\ln 300 - \ln 0,38} = 0,18 \text{ m}^3/\text{sek}$$

za  $R = 500$  m je  $Q = 0,16 \text{ m}^3/\text{sek}$



Sl. 5 Pronicanje iz vodnjaka

Fig. 5 Seepage from the recharge well

Učinki ponikovanja so za vse objekte zelo ugodni, kadar računamo s količnikom prepustnosti proda, in zadovoljivi, če računamo s prepustnostjo peska. Močno bi se pa zmanjšali, če bi bilo dno prekrto z meljem. Zato moramo vodo pred ponikovanjem čistiti in večkrat odstraniti blato z dna in s sten objektov.

### 6.5. Vpliv umetnega ponikovanja na kvaliteto vode

Glavni faktor, ki vpliva na biološko čiščenje podtalnice, je njeno dolgotrajno zadrževanje v podzemlju. V Amsterdamu npr. zahtevajo, da ostane ponikla voda pod zemljo vsaj dva meseca.

Predlagana lokacija za umetno ponikovanje pri Brodu je le 0,5 do 1,0 km bliže kakor Sava in še vedno 2,0 do 2,5 km daleč od črpališča Kleče. Pri sedanji hitrosti okrog 10 m na dan preteče podtalnica v dveh

mesecih 600 m. Četudi bo zaradi povečanega padca tekla v bodočnosti hitreje, je zaradi velike razdalje med ponikovalnico in črpališčem ne bo težko zadržati toliko časa v podzemlju, da se bo biološko očistila.

Zato lahko upravičeno pričakujemo, da se kvaliteta podtalnice zaradi umetnega ponikovanja ne bo poslabšala.

### 6.6. Skupno financiranje ponikovalnih objektov

Opozoriti želimo še na možnost financiranja ponikovalnih objektov. Ljubljana že ima v načrtu gradnjo rekreacijskega centra z jezerom pri Mali vasi. Takšna umetna jezera ali bazene, ki bi bili istočasno ponikovalnice, bi bilo možno zgraditi tudi na območju Broda.

Drugo važno dejstvo pa so velike zaloge proda ob Savi. Za izgradnjo južne avtomobilne ceste bodo potrebne velike količine proda za tampon. Južno od Ljubljane gramozna praktično ni, pa tudi v Ljubljanski kotlini ga že primanjkuje. Ob Savi so na območju, ki je zaščiteno zaradi črpališča Kleče, velike zaloge proda. Če bi uporabili za izkop gradbene stroje s pogonom na elektriko in izvedli tudi druge ukrepe proti onesnaženju podtalnice, bi bil tudi na teh območjih možen izkop proda. Izkop bi bilo treba organizirati tako, da bi opuščene gramoznice uporabili pozneje kot ponikovalne bazene ali jame. Na ta način izgrajujejo ponikovalne jame npr. v Kaliforniji.

## 7. TUJE IZKUŠNJE PRI UMETNEM NAPAJANJU PODTALNICE

Zaradi vedno večjega črpanja in premajhnega naravnega napajanja so pričeli drugod v svetu podtalnice umetno napajati v širokem obsegu.

Ponikovalne jame uporabljajo pri Los Angelesu. Vodonosen prod je debel okrog 100 m in ima zelo ugoden količnik prepustnosti. Reke, ki tečejo iz gorovja in imajo deloma uravnan pretok zaradi akumulacijskih bazenov, imajo le malo finih sedimentov. Kljub temu bi se jame kmalu zablatile, če ne bi zapirali dotokov takrat, ko voda ni dovolj čista. V sušni dobi dna jam preorjejo, da bi ostala prepustna.

Na območju črpališča Zandvoort mesta Amsterdama ponikujejo od leta 1957 okrog 70 milijonov m<sup>3</sup> vode letno. Do ponikovalnih jarkov dovajajo vodo po 53 km dolgem cevovodu iz reke Ren. Črpalni jarki so le 200 m oddaljeni. Smatrajo, da mora ostati voda pod zemljo vsaj 2 meseca, da bi se dovolj prečistila.

V Ukrajinski S. S. R. podtalnice umetno napajajo na mnogih krajih. Sedaj raziskujejo v velikem obsegu, kako racionalno izkoristiti podzemeljske vode, kako jih zaščititi in umetno napajati.

Odvodni kanal hidroelektrarne Donzère-Mondragon v Franciji je znižal gladino podtalnice in povzročil škodo na površini 12 km<sup>2</sup>. Na obeh straneh kanala, dolgega okrog 6 km, ponikujejo sedaj 8,5 m<sup>3</sup>/sek neprečiščene vode reke Rhône. Njena voda ima 50 mg/l suspendiranih snovi. Ponikovanje v jamah ni dalo dobrih rezultatov, ker so se kmalu zablatile. Sedaj ponikujejo skoraj izključno samo v vrtanih vodnjakih premera 0,56 m, ki

požirajo povprečno 80 l/sek. Vode ne čistijo in računajo, da se vsak vodnjak zamaši v 8 letih. Letni stroški ponikanja, računajoč vrtnanje novih vodnjakov, so 400.000 NF.

Tudi izgradnja hidroelektrarn kanalskega tipa na spodnjem toku reke Durance v Franciji je povzročila zmanjšanje infiltracije iz reke v podtalnico. Izvedli so ustrezne poskuse in pripravljajo umetno napajanje podtalnice iz vrtin premera 10 cm. Vodo bodo očistili v peskolovih. Ponikovati nameravajo 1 do 2 m<sup>3</sup>/sek; to je toliko, kolikor je bila ob visokih vodah infiltracija iz reke v podtalnico pred izgradnjo elektrarn.

Poleg čistega napajanja podtalnice se v zadnjem času vedno bolj uvajajo tako imenovane podzemeljske akumulacije. V deževni dobi vodo v vrtanih vodnjakih ponikujejo in jo v sušni dobi iz njih črpajo.

V Izraelu so npr. pred leti ponikovali letno nad 100 milijonov m<sup>3</sup> vode v nad 100 vodnjakih. Posamezni vodnjaki so lahko stalno požirali nad 0,5 m<sup>3</sup>/sek. Iz istih vodnjakov, ki so premera blizu 1 m, so v sušni dobi črpali. Podzemeljska akumulacija je v zakraselih apnencih in dolomitih, ki so proti morju zaprti z nepropustnimi plastmi.

## 8. ZAHVALA

Zahvaljujem se Hidrometeorološkemu zavodu SRS Ljubljana za karto hidroizohips Ljubljanskega polja in dr. Ljubu Žlebniku, geologu Geološkega zavoda Ljubljana, za nekatere hidrogeološke podatke.

## 9. POVZETEK

### 9.1. Sedanje stanje

Ljubljana se oskrbuje s pitno in industrijsko vodo iz črpalnih vodnjakov, ki so blizu mesta ali v njem. Sedanji minimalni pretok podtalnice je okrog 1,4 m<sup>3</sup>/sek. Potrošnja vode se že bliža pretoku, zato moramo misliti na nove vodne vire.

### 9.2. Oslabitev podtalnice

Pretok podtalnice se je v zadnjih dveh desetletjih močno zmanjšal. Glavni vzrok oslabitve podtalnice je znižanje korita Save za več metrov, kar je posledica povečane erozijske moči Save v tem delu struge zaradi odlaganja proda v akumulacijskem bazenu Medvode in zaradi povečanega padca regulirane struge. Nadaljnji vzrok je zapiranje in osušitev stranskih rokavov pri regulaciji, ker so se zmanjšale površine pod vodo in pronicanje v podtalnico.

### 9.3. Možnosti povečanega črpanja podtalnice

Novi vodnjaki *Navje*, *Delo* in *RTV* so dokazali, da je možna izgradnja vodnjakov z zelo veliko zmogljivostjo. Z računom smo dokazali, da s povečano depresijo v vodnjakih lahko podvojimo pretoke podtalnice in da jih lahko preusmerimo v zaželjeno smer.



Ozko grlo za povečanje izkoriščanja podtalnice je infiltracija iz Save. Infiltracijo bi bilo treba umetno povečati. To bi najlažje dosegli z umetnim ponikovanjem v ponikovalnih jarkih, bazenih, jamah ali vodnjakih. Najprimernejše območje za umetno ponikovanje je pri Brodu in drugo pri Tomačevem. Pri izgradnji nekaterih ponikovalnih objektov bi bilo možno doseči sodelovanje drugih interesentov. Ponikovalni bazeni bi lahko bili del rekreacijskih centrov, opuščene gramoznice pa ponikovalne jame ali bazeni.

Upravičeno lahko pričakujemo, da se kvaliteta podtalnice zaradi umetnega ponikovanja ne bo poslabšala.

#### 9.4. Nujni ukrepi

Takoj je treba preprečiti nadaljnje poglobljanje struge Save in njeno regulacijo izvajati tako, da se infiltracija v podtalnico ne bo zmanjšala; sicer se bo zmogljivost podtalnice še nadalje slabšala. Pričeti je treba odločno borbo proti onesaženju Save.

## GROUND WATER OF THE LJUBLJANA POLJE AND POSSIBILITIES OF INCREASING ITS EXPLOITATION

*Marko Breznik*

With 5 textfigures and 2 plates

### 1. INTRODUCTION

The town Ljubljana is supplied by water of excellent quality from the ground water in the Ljubljana Polje. The main pumping station is at a distance of 3 km from the centre of the town. As during the dry season the water level in the wells falls considerably, restrictive measures in water consumption are already necessary. The municipal government has therefore arranged for extensive exploratory studies for future water supplies. The erection of a new pumping station in the Sorško Polje, 18 km distant, has been proposed. This paper indicates a possibility of increasing the yield of the existing wells in the Ljubljansko Polje ground water.

### 2. DESCRIPTION OF THE GROUND WATER OF THE LJUBLJANA POLJE

The Ljubljansko Polje is a younger fault basin, filled by Pleistocene and Holocene sediments. The water bearing sands and gravels are in the middle of the basin of a thickness up to 80 m, and along the Sava River of 10—20 m. The coefficient of permeability is favourable, about  $10^{-2}$  to  $10^{-3}$  metres per second.

Plate 1 shows the contours of the ground water table during the dry season. The recharge area from the Sava River is located near Brod. The ground water moves parallel to the Sava River, and flows into the Ljubljana River between Fužine and Zalog. In the northern uninhabited area the ground water is recharged by meteoric water. A smaller recharge from the south is probable as well. Due to the considerable thickness of the water bearing layer in the middle of the basin and the favourable coefficient of permeability, conditions for sinking deep wells of high capacity exist there.

### 3. Calculation of Ground Water Flow Discharge

The flow of the ground water in the Ljubljansko Polje has not yet been exactly determined. In the tables 1, 2, and 3 the discharge  $Q$  has been calculated for three flow belts in the section Bežigrad-Tomačevo, according to D u p u i t's equation as modified by K a m e n s k i

$$Q = k \frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot i$$

where  $k$  is the coefficient of permeability,  $b_1$  and  $b_2$  the widths of the water flow belt in sections 1 and 2,  $h_1$  and  $h_2$  the heights of the water table above the impervious base, the thicknesses of the water bearing layer, and  $i$  its hydraulic gradient.

Measured data as well as the calculations are shown in Tables 1, 2, and 3. The actual flow in June 1967 amounted to about 1370 litres per second. Repeated measurements during the dry season in October 1967 resulted in similar values, i. e. 1000 litres per sec. by pumping from the wells, and 400 litres per sec. at the springs near Zalog.

### 4. NATURAL RECHARGE OF THE GROUND WATER

During the dry season the main recharge area lies near Brod. As during this period the ground water flows along the Sava River, it is named "recharge in longitudinal direction". The large pumping stations in Kleče have not important effect on the depth of the ground water table, and the contour lines of equal depth depend on the level of the Sava River, there must exist a recharge in transverse direction as well. This "recharge in transverse direction" is most active during high levels of the Sava.

The recharge from meteoric water is considerable. The recharge from southern areas is probably negligible.

### 5. REASONS FOR DECREASED CAPACITY OF THE GROUND WATER

The Municipal Water Works are intermittently forced to reduce the rate of pumping due to low water level in their wells. The ground water shortage is due to changes in the Sava. The river has in the last 20 years

eroded and deepened its bottom for a few metres. Its erosional force is increasing due to the construction of the artificial lake of Medvode power plant as well as due to the regulation and protection of its banks. During the regulation, many secondary channels of the river were closed, and in this way the area of infiltration has been reduced.

Before the regulation during floods the river cleaned the bottom of its secondary channels, and opened new channels. The regulation of the river before the First World War had a similar negative influence. After the regulation the head of the water wells dropped for 7 metres, and after the flood of 1912 destroyed the regulation works, the head of the wells increased for 5 metres.

## 6. POSSIBILITIES OF INCREASING THE EXPLOITATION OF THE GROUND WATER

### 6.1. Capacity and Construction of Deep Wells

The new wells *Navje*, *Delo* and *RTV* in the centre of the town are of high capacities, about 300 litres per second each. The well *Delo* was dug to the depth of 20 metres manually, due to conglomerate lenses, and to 60 metres very fast by a Benoto rig. Therefore the construction of deep wells of high capacities is possible.

### 6.2. Increase of the Ground Water Flow

By increasing the drawdown in existing wells, the flow rate could be considerably increased.

The necessary drawdown has been calculated for a supposed ground water flow from Tomačevo near the Sava River to the town centre, where an important pumping station for industrial water has been planned.

According to the Kamenski equation (see fig. 2) the necessary drawdown is

$$\Delta H = H_{n-1} - H_n = \frac{2Q (\ln b_{n-1} - \ln b_n) \cdot l_{n-1, n}}{k (b_{n-1} - b_n) (h_{n-1} + h_n)}$$

where  $\Delta H$  is drawdown,  $H_n$  the future water table level,  $Q$  the assumed discharge,  $b_n$  the width of the flow belt,  $h_n$  the thickness of the aquifer,  $k$  the permeability coefficient, and  $l$  the length of the section. Thus for discharges of  $Q = 200$  and  $500$  litres per second, the drawdowns of 3.5 and 9.4 metres respectively would be necessary.

### 6.3. Increase of Recharge from the Sava River

For an increase in output a higher recharge from the Sava is necessary. The direct recharge from meteoric water and from the southern area cannot be increased. Due to increased drawdown in the wells the infiltration would be only slightly higher. The infiltration could be increased

by raising the level of the Sava, which is not feasible. The best solution seems to be artificial recharge of the ground water.

The main area for artificial recharge lies in the east of Brod (Plate 2). At a distance of about 500 metres and along the Sava recharge basins could be built, and recharge pits or wells at a distance of 1 km. The recharge works in this area would serve directly the pumping station Kleče.

The second recharge area lies between Mala Vas and Tomačevo. Along the Sava recharge basins and lakes, and farther away recharge wells should be built. This recharge works would serve above all the wells in the centre of the town.

#### **6.4. Capacity of the Artificial Recharge Structures**

The calculated capacities of artificial recharge for a ditch, pit, and well are shown. The importance of the purification of the water and of the constructional works themselves is indicated.

#### **6.5. Influence of Artificial Recharge on the Quality of Water**

Natural purification of biologically polluted water will depend mostly on the period of time of its underground flow. In the artificial recharge works of Amsterdam, the water has to stay underground for at least 2 months. In the areas as proposed for Ljubljana, distances between recharge areas and wells are so large, that the water will stay for a sufficient period of time underground. Therefore it is expected, that the artificial recharge will not cause a deterioration in quality of the water.

#### **6.6. Joint Investment for the Establishment of Artificial Recharge Structures**

The artificial recharge basins and lakes could be used partly for recreation purposes. In reserved areas, the excavation of sand and gravel should be allowed according to preconceived plans, and the resulting gravel pits would be later used as recharge basins.

### **7. EXPERIENCE OF OTHER COUNTRIES IN ARTIFICIAL RECHARGE**

Short descriptions are given of recharge pits in Los Angeles, of recharge canals in Zandvoort near Amsterdam, of works in the SSR Ukraina, of recharge wells in the area of the hydro-electric power plants Donzère-Mondragon and on the river Durance. The principles of management and use of underground storage basins in Israel are shown.

### **8. ACKNOWLEDGEMENTS**

The author's sincere thanks go to the Hydrometeorological Institute of Slovenia for the kind permission to use the contour map of the ground water table, as well as to Dr. L. Žlebnik for some of the hydrogeological data.

## 9. CONCLUSION

### 9.1. Present Situation

Water is supplied to the town of Ljubljana from deep wells in the vicinity of the town. The existing minimum ground water discharge amounts to about 1,4 cubic metres per second, and the consumption amounts already to 1 cu. m. per second. A new pumping station has been planned in the Sorško Polje, about 18 km distant. The author suggests and discusses the possibility of increasing the yield of the existing wells.

### 9.2. Decreased Capacity of the Ground Water

The ground water discharge has decreased during the last 20 years, the Sava River having eroded and lowered its bottom for a few metres. The main source of recharge of ground water is the Sava River. Its regulation has closed many secondary channels and reduced the infiltration area.

### 9.3 Possibilities of Increasing the Ground Water Exploitation

It is feasible to build wells of high capacity, to increase the yield and to change the direction of the ground water flow. However, it would be necessary to recharge the ground water artificially. Natural conditions for artificial recharge are favourable. Two such areas are indicated. It is expected that artificial recharge will not cause deterioration in water quality.

### 9.4. Urgent Measures to Be Taken

Measures should be taken immediately to prevent further erosion and deepening of the river bed. Further regulations of the river banks must not reduce the infiltration area. Measures against ground water pollution of the river should be taken.

## **PRONICANJE VODE POD JEZOVI NA ZELO DEBELIH, HOMOGENO PREPUSTNIH KAMENINAH**

*Dušan Kuščer*

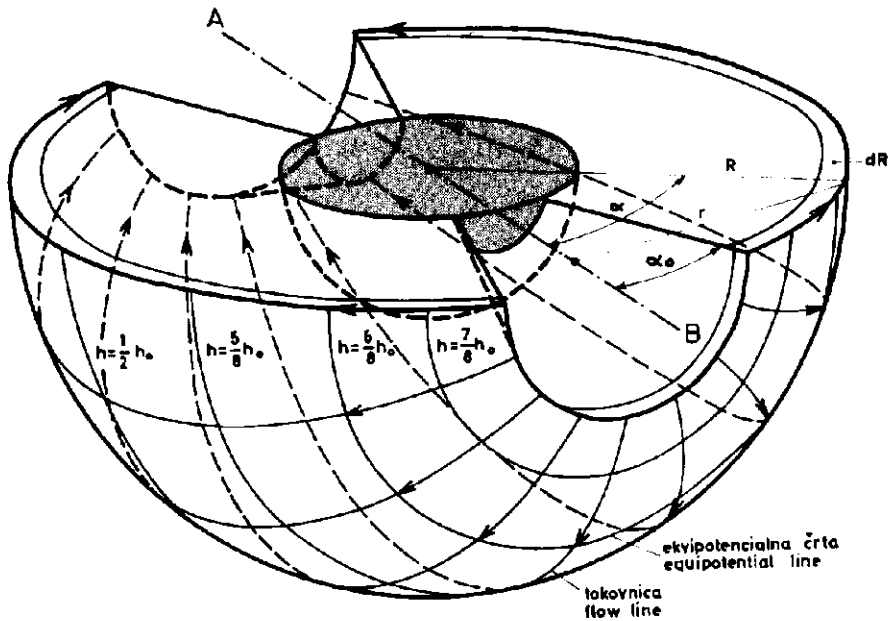
S 3 slikami med tekstem

Podlago mnogih jezov tvorijo več ali manj prepustne kamenine. V mnogih primerih so pod temi že v sorazmerno majhni globini neprepustne kamenine, tako da je mogoče preprečiti pronicanje vode pod jezom in v neposredni okolici jezov z zatesnitvijo prepustnih kamenin do te podlage. Voda bo potem pronicala samo okrog bokov jezov in tesnilnih objektov.

Pri jezovih na zelo debelih prepustnih kameninah pa teh ne moremo zatesniti do neprepustne podlage. V teh primerih voda ne bo pronicala samo okrog bokov, temveč tudi pod jezom oziroma pod spodnjim robom tesnilnih objektov. Takšne pogoje imamo pri jezovih na zelo debelih konglomeratnih zasipih v alpskih dolinah ali na močno razpokanem apnencu in dolomitu.

Pretok okrog jezov lahko ocenimo na ta način, da izračunamo pretok v geometrično enostavnem, a še vedno dovolj podobnem modelu. Tak model nam kaže sl. 1. V modelu smo nadomestili jez z neprepustno polkroglo približno istih dimenzij, akumulacijski bazen in dolino pod jezom z žlebom v obliki prisekanega stožca z vrhom v središču polkrogle. Nalogo še nadalje poenostavimo in računajmo kot da je gladina podtalnice vodoravna. Take pogoje pretoka bi imeli v modelu, če bi površino pokrili z neprepustno plastjo in če bi pritisk vode bil povsod tako velik, da ne bi imeli proste gladine. Ker je globina neprepustne podlage zelo velika, je debelina toka podtalnice (oddaljenost gladine podtalnice od neprepustne podlage) tako velika, da znižanje gladine podtalnice lahko zanemarimo. S predlagano poenostavitvijo pri računu zato gotovo nismo napravili velike napake. Če je kamenina izotropno prepustna, imajo v takem modelu tokovnice obliko krožnice s središčem v središču polkrogle, ekvipotencialne ploskve pa obliko stožcev s središčem v središču polkrogle.

Podoben model bomo priredili tudi za račun pretoka skozi homogeno, anizotropno prepustno kamenino.



Sl. 1. Tokovna mreža okrog neprepustne polkrogle  
 Fig. 1. Flow net around an impermeable hemisphere  
 Pojasnila so v tekstu  
 Explanations see in the text

### Izotropni model

V izotropnem modelu so tokovnice koncentrične krožnice. Ves tok podtalnice lahko razdelimo na koncentrične krogelne lupine. V nadaljnjem naj pomeni:

AB os modela,  $R_0$  radij polkrogle, ki predstavlja jez,  $R_1$  oddaljenost med središčem polkrogle in koncem žleba, ki predstavlja akumulacijski bazen,  $R$  oddaljenost od središča polkrogle,  $r$  oddaljenost od osi modela,  $\alpha$  polovica kota pri vrhu poljubne ekvipotencialne ploskve,  $\alpha_0$  polovica kota pri vrhu žlebov akumulacijskega jezera in doline pod polkroglo,  $Q$  celotni pretok pronicajoče vode,  $v$  filterska hitrost pronicajoče vode,  $k$  koeficient prepustnosti,  $h$  piezometriška višina v poljubni točki, merjena od površine modela,  $h_0$  piezometriška gladina v akumulacijskem bazenu,  $l$  dolžina loka po tokovnici.

Presek poljubne ekvipotencialne ploskve z lupino debeline  $dR$  je polkrožen trak s površino  $dA$ :

$$dA = \pi r \cdot dR = \pi R \cdot \sin \alpha \cdot dR$$

Pretok v lupini z debelino  $dR$  je

$$dQ = dA \cdot v = -\pi R \cdot \sin \alpha \cdot dR \cdot k \cdot \frac{dh}{dl}$$

Ker je  $d l = R \cdot d \alpha$ , dobimo:

$$d Q = -\pi R \cdot \sin \alpha \cdot k \cdot \frac{d h}{R \cdot d \alpha} \cdot d R = -\pi \cdot k \cdot \sin \alpha \cdot \frac{d h}{d \alpha} \cdot d R$$

Po ločitvi neznank dobimo

$$(1) \quad \frac{d \alpha}{\sin \alpha} = -\frac{\pi \cdot k \cdot d R}{d Q} \cdot d h$$

Ker je pri  $\alpha = \alpha_0$   $h = h_0$ , pri  $\alpha = \pi - \alpha_0$   $h = 0$ , integriramo levo stran od  $\alpha_0$  do  $\pi - \alpha_0$ , desno stran pa od  $h_0$  do 0

$$\int_{\alpha_0}^{\pi - \alpha_0} \frac{d \alpha}{\sin \alpha} = \int_{h_0}^0 -\frac{\pi k \cdot d R}{d Q} d h$$

Integral na levi strani je simetričen glede na  $\frac{\pi}{2}$  in ga zato razdelimo na dva enaka dela ter dobimo

$$(2) \quad \int_{\alpha_0}^{\pi - \alpha_0} \frac{d \alpha}{\sin \alpha} = 2 \int_{\alpha_0}^{\frac{\pi}{2}} \frac{d \alpha}{\sin \alpha} = 2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} \Big|_{\alpha_0}^{\frac{\pi}{2}} = 2 \left[ \ln \operatorname{tg} \frac{\pi}{4} - \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2} \right]$$

$$\int_{\alpha_0}^{\pi - \alpha_0} \frac{d \alpha}{\sin \alpha} = -2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}$$

Če vstavimo to vrednost in izračunamo  $d Q$ , dobimo:

$$d Q = -\frac{\pi \cdot k \cdot d R}{2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}} h_0$$

Celotno izgubo dobimo, če integriramo na desni strani  $R$  od roba jezua ( $R_0$ ) do konca akumulacijskega bazena ( $R_1$ )

$$(3) \quad Q = -\frac{\pi k h_0 (R_1 - R_0)}{2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}}$$

Če spremenimo še naravne logaritme v desetniške in vpeljemo za  $\pi$  njegovo numerično vrednost, dobimo

$$(3 a) \quad Q = -\frac{0,682 k h_0 (R_1 - R_0)}{\lg \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}}$$



Izgube z  $R_I$  (dolžino bazena) linearno naraščajo. Pri tem smo predpostavili, da se voda preceja na vsem območju po koncentričnih krogih. Do takega pretoka bi prišlo samo v primerih, da je meja med prepustno in neprepustno podlago tudi koncentrična polkrogla s središčem v središču jezua in katere radij je enak dolžini akumulacijskega bazena. V naravi je skoraj vedno globina neprepustne podlage mnogo manjša kot dolžina bazena. Izgube, ki jih dobimo, če v zgornjo formulo vstavimo za  $R_I$  dolžino akumulacijskega bazena, bodo torej prav gotovo zelo visoko cenjene.

### Anizotropni model

Anizotropni model smo poskusili analizirati na način, kot ga podaja Scott (1963, 110—111) za dvodimenzionalen problem.

Pri stacionarnem pretoku nestisljive tekočine skozi anizotropno sredstvo velja Laplaceova enačba

$$(4) \quad k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

v kateri pomenijo  $k_x$ ,  $k_y$  in  $k_z$  prepustnosti v smeri osi  $X$ ,  $Y$  in  $Z$ , ki smo jih postavili v smeri glavnih prepustnosti. Vsak anizotropen hidrogeološki model pa lahko spremenimo v izotropnega, če ga skrčimo v smeri glavnih prepustnosti v merilih, ki so proporcionalna kvadratnim korenem prepustnosti v teh smereh. Vpeljimo nove neznanke  $\xi$ ,  $\eta$ ,  $\zeta$  tako, da je

$$(5) \quad x = \sqrt{a k_x} \xi, \quad y = \sqrt{a k_y} \eta, \quad z = \sqrt{a k_z} \zeta \\ \partial x^2 = a k_x \partial \xi^2, \quad \partial y^2 = a k_y \partial \eta^2, \quad \partial z^2 = a k_z \partial \zeta^2$$

$a$  je poljubna konstanta.

Če vstavimo te vrednosti v (4) in krajšamo, dobimo

$$(6) \quad \frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial \eta^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial \zeta^2} = 0$$

Transformirani model torej res lahko obravnavamo kot izotropnega.

Pri peščenih in prodnatih sedimentih je prepustnost v vseh vodoravnih smereh približno enaka. Označevali jo bomo s  $k_h$ ;  $k_x = k_y = k_h$ . Pravokotno na plasti je prepustnost mnogo manjša in jo bomo označevali s  $k_v$ ;  $k_z = k_v$ . Če za poljubno konstanto  $a$  v (5) izberemo vrednost  $1/k_v$ , potem je  $z = \xi$ . V vertikalni smeri modela ne bomo skrčili. V smeri plasti pa bomo model skrčili v merilu  $1 : \sqrt{\frac{k_h}{k_v}}$ . Prav tako bi lahko model transformirali tako, da bi pustili v smeri plasti dimenzije nespremenjene in bi ga v vertikalni smeri raztegnili v merilu  $1 : \sqrt{\frac{k_v}{k_h}}$ .

Ugotoviti moramo še, s kakšno prepustnostjo  $k_t$  moramo računati v transformiranem modelu, da bomo dobili enake izgube kot v prvotnem anizotropnem modelu. Vodni curek (del toka podtalnice, ki je omejen

s sklenjenim plaščem tokovnic), razdelimo z ekvipotencialnimi ploskvami tako, da je razlika v piezometrični višini med dvema sosednjima ploskvama  $\Delta h$  in razdalja med obema  $\Delta l$ . Če je  $\Delta h$  dovolj majhen, lahko vstavimo za hidravlični gradient  $i = \Delta h / \Delta l$ . Množina vode, ki se pretaka v vodnem curku s prečnim presekom  $S$ , je potem

$$(7) \quad q_t = S \cdot v = -S \cdot k_t \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

Omejimo tanek vodni curek v prvotnem, anizotropnem in v transformiranem, izotropnem modelu tako, da je prečni presek trikotnik, katerega stranice so na raziskanem kraju vzoredne koordinatnim ploskvam. Na sprednjo ploskev postavimo trirobnik, katerega robovi so vzporedni koordinatnim osem (sl. 2.). Ker je voda nestisljiva, mora biti vsota pretokov skozi ploskve trirobnika ( $S_x, S_y, S_z$  v izotropnem modelu, oz.  $S_x', S_y', S_z'$  v anizotropnem modelu) enaka pretoku skozi sprednjo ploskev curka ( $S$  oz.  $S'$ ). Če pomeni:

- $q'$  pretok v curku,
- $q_x'$  pretok skozi ploskev  $S_x'$ ,
- $q_y'$  pretok skozi ploskev  $S_y'$ ,
- $q_z'$  pretok skozi ploskev  $S_z'$

je

$$q' = -(q_x' + q_y' + q_z')$$

Pretok v smeri osi  $X$  pa je

$$(8) \quad -q_x' = S_x' \cdot v_x = -S_x' k_h \frac{\partial h}{\partial x}$$

Vrednost za  $\frac{\partial h}{\partial \xi}$  v transformiranem, izotropnem modelu (sl. 2b) pa dobimo

$$\frac{\partial h}{\partial \xi} = \frac{\Delta h}{AD} = \frac{\Delta h}{\Delta l \cos \alpha}$$

V prvotnem, anizotropnem modelu je razdalja  $AD$  povečana s faktorjem  $\sqrt{k_h/k_v}$ . Komponenta hidravličnega gradienta v smeri osi  $X$  je torej

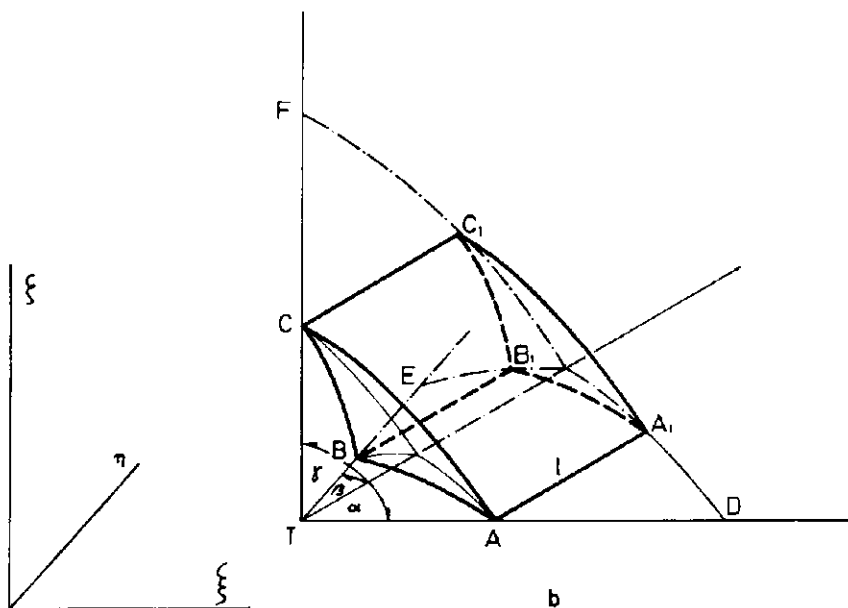
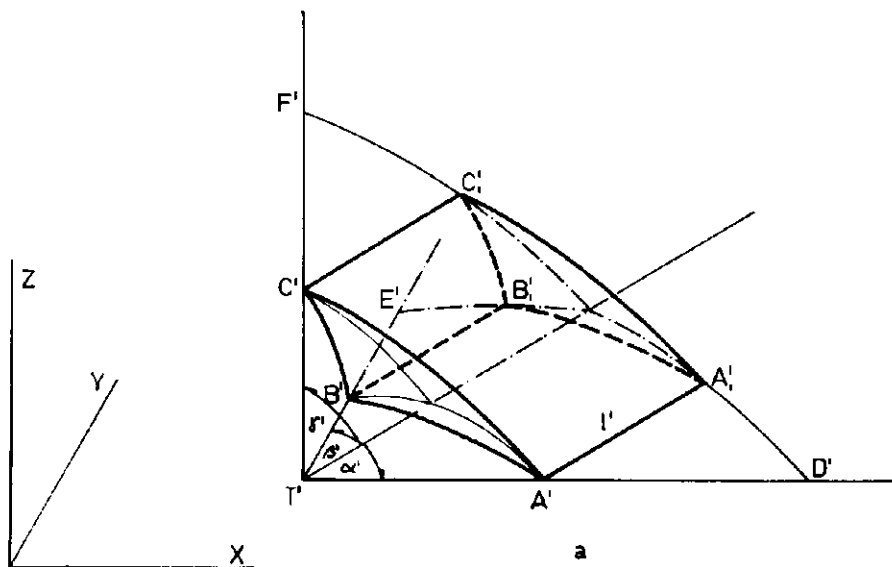
$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\Delta h}{A'D'} = \frac{\Delta h}{\Delta l \cos \alpha \cdot \sqrt{k_h/k_v}}$$

Ploskev trirobnika  $TBC = S_x$ , ki je pravokotna na  $q_x$ , pa je projekcija ploskve  $ABC = S$  na ravnino  $YZ$ , ki oklepa s ploskvijo  $S$  kot  $\alpha$

$$S_x = S \cdot \cos \alpha.$$

V prvotnem, anizotropnem modelu pa je ploskev  $T'B'C' = S_x'$  razpognjena v smeri osi  $Y$  za faktor  $\sqrt{k_h/k_v}$ :

$$S_x' = S_x \cdot \sqrt{k_h/k_v} = S \cdot \cos \alpha \cdot \sqrt{k_h/k_v}$$



Sl. 2. Shema vodnega curka: *a* v anizotropnem in *b* v transformiranem — izotropnem modelu

Fig. 2. Sketch of the stream tube: *a* in the anisotropic model, *b* in the transformed — isotropic model

Pojasnila so v tekstu

Explanations see in the text

Iz (8) dobimo končno

$$q_x' - k_h \frac{\Delta h}{\Delta l \cos \alpha} \cdot \frac{S \cdot \cos \alpha \sqrt{k_h/k_v}}{\sqrt{k_h/k_v}}$$

$$(9 a) \quad q_x' = k_h \frac{\Delta h \cdot S \cdot \cos^2 \alpha}{\Delta l}$$

Podobno dobimo za  $q_y'$

$$(9 b) \quad q_y' = k_h \frac{\Delta h \cdot S \cdot \cos^2 \beta}{\Delta l}$$

Ploskev  $S_z'$  je razpotegnjena v obeh smereh, tj. v smeri osi X in osi Y za faktor  $\sqrt{k_h/k_v}$ . Njena površina je torej

$$S_z' = S_z (\sqrt{k_h/k_v})^2 = S \cos \gamma \cdot k_h/k_v$$

Za pretok skozi ploskev, ki je pravokotna na os Z, dobimo

$$(9 c) \quad q_z' = k_v \frac{\Delta h}{\Delta l \cos \gamma} \cdot S \cdot \cos \gamma \cdot k_h/k_v - k_h \cdot \frac{\Delta h \cdot S \cdot \cos^2 \gamma}{\Delta l}$$

celotni pretok je torej

$$q' = -(q_x' + q_y' + q_z') = -k_h \frac{\Delta h \cdot S}{\Delta l} \cdot (\cos^2 \alpha + \cos^2 \beta + \cos^2 \gamma)$$

$$(10) \quad q' = -S \cdot k_h \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

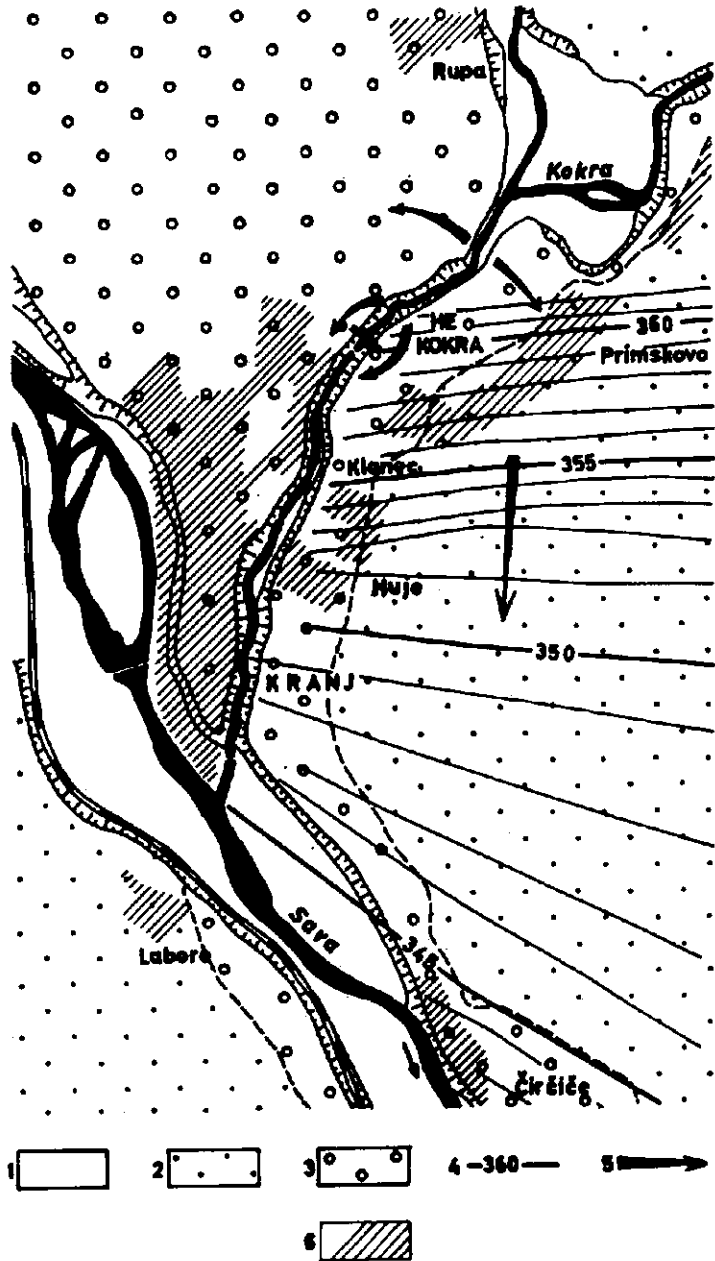
Če primerjamo to enačbo z enačbo (7), ki velja za pretok v transformiranem, izotropnem modelu, in zahtevamo, da naj bo  $q' = q_t$ , vidimo, da mora biti v transformiranem modelu prepustnost  $k_t$  enaka horizontalni prepustnosti  $k_h$  v anizotropnem modelu

$$k_t = k_h$$

### Primer jezua HE Kokra

Jez HE Kokra v Kranju leži v soteski Kokre, ki je vrezana v prepusten pleistocenski konglomerat. Zaradi nameravanega povišanja jezua je bilo treba raziskati, kakšne izgube vode skozi konglomerat pod jezom in okrog jezua moramo pričakovati.

Širšo okolico je dobro raziskal Žlebnič (1965). Večino podatkov povzemamo iz njegovega dela. Konglomerat sega več kilometrov na obe strani soteske. Od Primskovega in Huj proti vzhodu ga pokriva na površini mlajši kokrški prod, pod katerim pa sega konglomerat še daleč proti vzhodu. V Primskovem samem so pa pri kopanju vodnjakov ugotovili, da tu ni konglomerata, temveč sega prod navzdol do gladine podtalnice. Vsekakor je pas, v katerem manjka konglomerat, zelo ozek. Verjetno je to stara, zasuta dolina Kokre, ki je potekala več ali manj vzpo-



Sl. 3. Situacija hidroelektrarne Kokra (po Žlebniku)

Fig. 3. Location map of the Kokra hydroelectric power station (after Žlebnik)  
 1 Aluvialni nanos, 2 Mlajši prodni zasip, 3 Starejši — konglomeratni zasip,  
 4 Hidroizohipse, 5 Smer toka podtalnice, 6 Naselja  
 1 Alluvial deposits, 2 Younger gravel fill, 3 Older — conglomerate fill, 4 Water  
 table contour lines, 5 Direction of ground water flow, 6 Urban area

redno z današnjo na njeni vzhodni strani. Današnja soteska Kokre od Primskovega do izliva v Savo je torej epigenetska. Kljub znatno večji prepustnosti pa prod stare zasute doline ne bo mogel bistveno vplivati na vodne izgube iz bazena HE Kokra, ker nastopa le v ozkem pasu in je v neposrednem stiku z bazenom le v zgornjem delu, kjer je voda plitva.

Neprepustno podlago konglomerata in proda tvori v okolici Kranja povsod oligocenska morska glina. Ta se pokaže na mnogih mestih na površini na obrobju polja ali v strugi Save in Kokre, v sredini polja pa je bila na več mestih navrtana z raziskovalnimi vrtinami, tako da je Žlebnik lahko narisal dovolj zanesljivo strukturno karto podlage pleistocena. Po teh podatkih je oligocenska glina na zgornjem koncu akumulacijskega bazena okrog 20 m, pri izlivu Kokre v Savo pa okrog 50 m pod strugo Kokre.

Iz podatkov o merjenih prepustnostih v vrtinah smo izračunali povprečni koeficient prepustnosti konglomerata

$$k = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/sek}$$

V modelu, ki smo ga prilagodili dimenzijam jezua in akumulacijskega bazena, je

$$k = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/sek}$$

$$R_0 = 15 \text{ m}$$

$$R_I = 1000 \text{ m}$$

$$\alpha_0 = 45^\circ$$

$$h_0 = 14 \text{ m}$$

Če te podatke vstavimo v enačbo (3), dobimo za izgube:

$$Q = 2,9 \cdot 10^{-1} \text{ m}^3/\text{sek} = 290 \text{ l/sek}$$

Lahko pričakujemo, da bodo dejanske izgube mnogo manjše, ker je globina neprepustne podlage mnogo manjša, kot je dolžina akumulacijskega bazena in ker je akumulacijski bazen mnogo ožji, kot smo v računu predpostavili. Kotu  $\alpha_0 = 45^\circ$  ustreza samo širina akumulacijskega bazena neposredno ob jezua, navzgor se pa bazen ne širi, temveč je povsod približno enako širok. Za zgornji del bazena bi morali zato računati z znatno manjšim kotom. Zato smo bazen razdelili v dva dela: spodnji, ki se širi pod kotom  $45^\circ$  do razdalje 100 m, in zgornji, ki se tu zoži in nato odpira pod kotom le  $10^\circ$  do konca bazena. Na meji med obema deloma tokovnice ne bi bile koncentrični krogi, vendar je to mejno območje v primeri s celotnim prepustnim območjem zelo majhno, tako da njegov vpliv lahko zanemarimo. Pri tem računu smo dobili za pretok  $Q = 135 \text{ l/sek}$ .

Če hočemo upoštevati, da je vertikalna prepustnost desetkrat manjša od vodoravne, moramo prirediti izotropni model tako, da vodoravne dimenzije skrajšamo v merilu 1:10, tj. 1:3,16. Pretok v tem transformiranem izotropnem modelu lahko računamo po obrazcih, ki smo jih izpeljali zgoraj, le v primeru, če ima jez obliko polkrogle. V prvotnem, anizotropnem modelu jez nima oblike polkrogle, temveč rotacijskega elipsoida, katerega vertikalna, rotacijska os je 0,316-krat krajša od vodoravne. Pri modelu s kotom  $\alpha_0 = 45^\circ$  v vsej dolžini bazena dobimo pretok  $Q = 93 \text{ l/sek}$ . Če pa razdelimo bazen, podobno kot prej, v dva dela s kotoma  $45^\circ$  in  $10^\circ$ , dobimo pretok  $Q = 46 \text{ l/sek}$ .

Pri prepustnostih, kakršne lahko predpostavljamo za konglomerat, bodo izgube torej sorazmerno majhne.

Pri oceni celotnih izgub iz akumulacijskega bazena HE Kokra moramo seveda upoštevati, da se bo del vode izgubljalo tudi v drugih smereh, in sicer skozi desni bok proti Savi nad sotočjem s Kokro in skozi levi bok, kjer bo napajal podtalnico Kranjskega polja, katere gladina je že danes delno nižja od struge Kokre.

## **WATER PERCOLATION UNDER DAMS ON VERY THICK, HOMOGENEOUS, PERMEABLE ROCKS**

*Dušan Kuščer*

With 3 textfigures

The foundation beds of many dams consist of more or less permeable rocks. Under these, in many cases in a relatively shallow depth, lie impermeable rocks. Therefore water percolation under the dam may be stopped by grouting of the pervious rocks down to their impervious bottom. Water will therefore percolate only around the abutments of the dam.

Under dams founded on very thick permeable rocks, grouting down to watertight rocks is impossible. In such cases water will percolate not only around the abutments of the dam, but also below the dam. Such are the conditions under dams founded e. g. on very thick conglomerate fills in Alpine valleys, or on strongly fissured limestone or dolomite. In such cases the leakage can be estimated by calculating the flow in a geometrically simple, but sufficiently similar model shown on Fig. 1.

In this model the dam is represented by an impervious hemisphere of the same size as the dam. The reservoir as well as the valley below the dam are considered to be channels in the shape of truncated cones with their apexes in the centre of the hemisphere. For further simplification it is assumed that the ground-water table is horizontal. A flow net corresponding to this condition could exist only in an artesian aquifer. In our model the impermeable basement lies in very great depth, therefore the thickness of the water bearing layer is great as well, and the inclination of the ground water table can be neglected without considerable error.

### **Isotropic model**

In the isotropic model the flow lines are concentric circles. The ground water flow can be represented by concentric spherical shells.

In our calculations the following symbols are used:

$AB$  model axis = channel axes,  $R$  distance from the centre of the hemisphere,  $R_0$  radius of the hemisphere representing the dam,  $R_l$  distance between the centre of the hemisphere and the end of the channel re-

presenting the reservoir,  $\tau$  distance from the model axis,  $\alpha$  one half of the apical angle of any equipotential surface,  $\alpha_0$  one half of the apical angle of the channels,  $Q$  total leakage,  $v$  seepage velocity,  $k$  coefficient of permeability,  $h$  piezometric head at an arbitrary point,  $h_0$  piezometric head in the reservoir,  $l$  length of an arc of the flow line.

The cross section of an arbitrary equipotential surface with a shell of a thickness  $dR$  is a half circular ring with an area  $dA$ .

$$dA = \pi \cdot \tau \cdot dR = \pi \cdot R \cdot \sin \alpha \cdot dR$$

The flow in a shell ( $dQ$ ) of a thickness  $dR$  will be

$$dQ = dA \cdot v = -\pi \cdot R \cdot \sin \alpha \cdot dR \cdot k \cdot \frac{dh}{dl}$$

As the length of an element of a flow line  $dl$  is

$$dl = R \cdot d\alpha,$$

we obtain

$$dQ = -\pi \cdot R \cdot \sin \alpha \cdot k \cdot \frac{dh}{R \cdot d\alpha} \cdot dR = -\pi \cdot k \cdot \sin \alpha \frac{dh}{d\alpha} \cdot dR.$$

In separating the unknown variables we obtain,

$$(1) \quad \frac{d\alpha}{\sin \alpha} = -\frac{\pi \cdot k \cdot dR}{dQ} \cdot dh.$$

For  $\alpha = \alpha_0$ , we have  $h = h_0$ ; and for  $\alpha = \pi - \alpha_0$ , we have  $h = 0$ , and we obtain

$$\int_{\alpha_0}^{\pi - \alpha_0} \frac{d\alpha}{\sin \alpha} = \int_{h_0}^0 -\frac{\pi \cdot k \cdot dR}{dQ} dh.$$

As the integral at the left side of the equation is symmetrical to  $\frac{\pi}{2}$ , it can be split into two equal parts

$$\int_{\alpha_0}^{\pi - \alpha_0} \frac{d\alpha}{\sin \alpha} = 2 \int_{\alpha_0}^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\alpha}{\sin \alpha} = 2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} \Big|_{\alpha_0}^{\frac{\pi}{2}} = 2 \left[ \ln \operatorname{tg} \frac{\pi}{4} - \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2} \right].$$

and therefore

$$(2) \quad \int_{\alpha_0}^{\pi - \alpha_0} \frac{d\alpha}{\sin \alpha} = -2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}$$

From equation (1) we obtain

$$dQ = -\frac{\pi \cdot k \cdot dR \cdot h_0}{2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}}.$$



The total leakage  $Q$  can be obtained by integration of  $R$  from the dam ( $R_0$ ) to the end of the basin ( $R_1$ )

$$(3) \quad Q = - \frac{\pi \cdot k \cdot h_0 (R_1 - R_0)}{2 \ln \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}}$$

Introducing the numerical value of  $\frac{\pi}{2}$ , and changing natural into decadic logarithms, the total leakage will be

$$Q = - \frac{0.682 k \cdot h_0 (R_1 - R_0)}{\lg \operatorname{tg} \frac{\alpha_0}{2}}$$

The leakage increases proportionally with the length  $R_1$  of the reservoir.

It was assumed that the water percolates in the whole area along concentric spheres. This assumption would be correct only in the case when the boundary between the permeable rocks and the impervious basis forms a hemisphere, concentric to the dam, with a radius equal to the length of the reservoir. In practical cases, however, the depth of the impervious basis will be much smaller than the length of the reservoir. Therefore the leakage obtained by the above equation, will be rather overestimated.

#### Anisotropic model

The analysis of an anisotropic model was done in a similar way as by Scott (1963, pp. 110--111) for twodimensional problems.

For a steady flow of water through an anisotropic medium Laplace's equation is valid:

$$(4) \quad k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

where the principal permeability coefficients  $k_x$ ,  $k_y$ , and  $k_z$  are in the directions of the  $X$ ,  $Y$ , and  $Z$  axes. An anisotropic hydrogeological model can be transformed into an isotropic model, by reducing it in the directions of principal permeabilities proportionally to the square roots of the permeabilities in the respective directions. New variables  $\xi$ ,  $\eta$ ,  $\zeta$  are introduced, according to

$$(5) \quad x = \sqrt{a k_x} \xi, \quad y = \sqrt{a k_y} \eta, \quad z = \sqrt{a k_z} \zeta \\ \delta x^2 = a k_x \delta \xi^2, \quad \delta y^2 = a k_y \delta \eta^2, \quad \delta z^2 = a k_z \delta \zeta^2$$

where  $a$  is an arbitrary constant.

Introducing these values into equation (4), we obtain

$$(6) \quad \frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial \eta^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial \zeta^2} = 0$$

which is the equation for isotropic flow and therefore the transformed model can be considered as an isotropic model.

In sediments, composed of sands and gravels, the permeabilities in horizontal directions  $k_h$  will be nearly equal;  $k_x = k_y = k_h$ . Perpendicular to the layers the permeability  $k_v$  will be much lower;  $k_z = k_v$ . If for the arbitrary constant "a" (eq. 5) the value  $a = \frac{1}{k_v}$  is chosen, we have  $z = \xi$ . In the vertical direction the model will not be reduced. In the horizontal directions, however, the model will be reduced in scale  $1 : \sqrt{\frac{k_h}{k_v}}$ . It would be possible as well to transform our model by enlarging it in vertical direction on the scale  $1 : \sqrt{\frac{k_v}{k_h}}$  at the same horizontal dimensions.

It has to be examined, what permeability  $k_t$  must be introduced in the transformed model to obtain the same leakage as in the primary, anisotropic model. We dissect an elementary stream tube by equipotential surfaces in such a way, that the difference in piezometric heads between two adjoining surfaces is  $\Delta h$ , and their distance  $\Delta l$ . If  $\Delta h$  is sufficiently small, the hydraulic gradient can be considered as being  $i = \Delta h / \Delta l$ . The quantity of water flowing in the stream tube through a cross section  $S$  will therefore be

$$(7) \quad q_t = S \cdot v = -S \cdot k_t \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

Let us choose the elementary stream tube in both the primary, anisotropic model as well as in the isotropic model so, that the cross section forms a triangle whose sides are parallel to the coordinate planes. On the frontal face a trihedron is placed with sides parallel to the coordinate axes (Fig. 2). As water is uncompressible, the sum of flows through the surfaces of the trihedron ( $S_x, S_y, S_z$  in the isotropic model, and  $S_x', S_y', S_z'$ , in the anisotropic model) is equal to the flow through the frontal surface of the elementary stream tube ( $S$  and  $S'$  respectively).

In the anisotropic model we have

- $q'$  the flow in the elementary stream tube
- $q_x'$  the flow through  $S_x'$
- $q_y'$  the flow through  $S_y'$
- $q_z'$  the flow through  $S_z'$

$q'$  will be

$$q' = -(q_x' + q_y' + q_z')$$

The component of flow in the direction of the  $X$  axis will be

$$(8) \quad -q_x' = S_x' \cdot v_x = -S_x' k_h \frac{\delta h}{\delta x}$$

The value of  $\frac{\partial h}{\partial \xi}$  in the transformed isotropic model (Fig. 3) is

$$\frac{\partial h}{\partial \xi} = \frac{\Delta h}{AD} = \frac{\Delta h}{\Delta l / \cos \alpha}.$$

In the original, anisotropic model the distance  $AD$  is increased by the factor  $\sqrt{k_h/k_v}$ . Therefore the component of the hydraulic gradient in the direction of the  $X$  axis is

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\Delta h}{A'D'} = \frac{\Delta h}{\Delta l / \cos \alpha \sqrt{k_h/k_v}}.$$

The area  $TBC = S_x$  is perpendicular to  $q_x$  and is the projection of the area  $ABC = S$  on to the plane  $YZ$ , which forms with the surface  $S$  the angle  $\alpha$ ,

$$S_x = S \cdot \cos \alpha.$$

In the original, anisotropic model the area  $T'B'C' = S_x'$ , is extended in the direction of the  $Y$  axis by the factor  $\sqrt{k_h/k_v}$ :

$$S_x' = S_x \sqrt{k_h/k_v} = S \cdot \cos \alpha \sqrt{k_h/k_v}.$$

From equation (8) we finally obtain

$$(9a) \quad q_x' = k_h \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l / \cos \alpha \sqrt{k_h/k_v}} \cdot S \cdot \cos \alpha \sqrt{k_h/k_v} \\ q_x' = k_h \cdot \frac{\Delta h \cdot S \cdot \cos^2 \alpha}{\Delta l}$$

and likewise

$$(9b) \quad q_y' = k_h \cdot \frac{\Delta h \cdot S \cdot \cos^2 \beta}{\Delta l}.$$

The surface  $S_z'$  is extended in both directions along the axes  $X$  and  $Y$  by the factor  $\sqrt{k_h/k_v}$ . Its area is therefore

$$S_z' = S_z (\sqrt{k_h/k_v})^2 = S \cdot \cos \gamma \cdot k_h/k_v.$$

The flow through the surface, perpendicular to the  $Z$  axis, is

$$(9c) \quad q_z' = k_v \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l / \cos \gamma} S \cdot \cos \gamma \cdot k_h/k_v = k_h \cdot \frac{\Delta h \cdot S \cos^2 \gamma}{\Delta l}.$$

The total flow will be therefore

$$(10) \quad q' = (q_x' + q_y' + q_z') = k_h \cdot \frac{\Delta h \cdot S}{\Delta l} (\cos^2 \alpha + \cos^2 \beta + \cos^2 \gamma) \\ q' = S \cdot k_h \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l}.$$

In comparing this equation with equation (7) we find that the transformed model permeability  $k_t$  must be equal to the horizontal permeability  $k_h$  of the anisotropic model

$$k_t = k_h.$$

### Dam of the Kokra Hydroelectric Power Station

The hydroelectric power station Kokra near the town Kranj is situated in the gorge of the river Kokra, which has cut its bed in permeable Pleistocene conglomerate beds. As it was intended to rebuild the dam, it was necessary to estimate the leakage.

The geology of the surroundings have been studied in detail by Žlebnič (1965). Most of the cited data are taken from his studies.

The Pleistocene conglomerate beds are underlain by impervious Oligocene marine clay. According to the structural geologic map made by Žlebnič (1965), the Oligocene clay is in the upper part of the reservoir about 20 meters and at the confluence of the Sava and Kokra about 50 meters below the bottom of the river beds.

From the measurements of the permeability in bore holes the average coefficient of permeability of the conglomerate is  $k = 1,2 \cdot 10^{-5}$  m/sec.

In the model, which has been adapted to suit the dam, the following values were chosen

$$k = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/sec}$$

$$R_o = 15 \text{ m}$$

$$R_f = 1000 \text{ m}$$

$$\alpha_o = 45^\circ$$

$$h_o = 14 \text{ m}$$

The leakage, according to equation (3), would be

$$Q = 2,9 \cdot 10^{-1} \text{ m}^3/\text{sec} = 290 \text{ lit/sec}$$

The leakage might be much smaller, the depth of the impervious basis being much smaller and the reservoir being narrower than assumed in the calculation. As the angle of  $45^\circ$  corresponds to the actual angle in the immediate vicinity of the dam only, the basin was divided into two parts: with an angle of  $45^\circ$  up to 100 m from the dam, and from there to the end of the reservoir with an angle of  $10^\circ$ . Between these two areas the flow lines will not be concentric circles. However, this boundary area is of small extent in respect to the whole permeable area. Therefore its influence may be neglected. Such a calculation shows an expected leakage of  $Q = 135$  lit/sec.

Assuming that permeability in vertical direction is ten times smaller than in the horizontal one, the isotropic model has to be transformed as mentioned on p. 197, so that the horizontal dimensions are reduced in the scale of  $\sqrt{1:10}$ , i.e. 1:3.16.

If we want to use the equations as shown before for the isotropic model, the dam in the transformed model has to be of a hemispherical shape. In the original, anisotropic model the dam is not of a hemispherical

shape, but a rotational ellipsoid, with a vertical rotation axis 0,316 times shorter than the horizontal axis.

The model with  $\alpha = 45^\circ$  throughout the whole length of the reservoir gives  $Q = 93$  lit/sec. If we divide the reservoir as before into two parts with angles of  $45^\circ$  and  $10^\circ$  respectively, the leakage would be  $Q = 46$  lit/sec.

Therefore the leakage will be relatively small.

#### LITERATURA

Scott, R. 1963, Principles of soil mechanics. Addison-Wesley Publ. Co. Reading — Palo Alto — London.

Žlebnik, L. 1965, Pleistocen Kranjsko-sorškega polja in njegova hidrogeologija. Doktorska disertacija. Ljubljana.

## NASTANEK TAL NA TRIADNIH DOLOMITIH

Vera Gregorič

S 3 slikami med tekstem in z 2 tablama slik

**Kratka vsebina.** Pri raziskovanju rdeče kraške ilovice je najvažnejše vprašanje, na kakšni matični podlagi se pojavlja, ali gre za recentna ali fosilna tla avtohtonega ali alohtonega porekla. Poleg tega so se med delom pojavljala vedno nova vprašanja glede sestave in granulacije rdeče ilovice ter glede klimatskih in drugih vplivov na njen nastanek.

Raziskave so pokazale, da so rdeče ilovice med Škofljico in Grosupljem avtohtona fosilna tla, ki so se razvila iz netopnega ostanka dolomitov. Dobljenih rezultatov ne moremo posploševati, čeprav ustrezajo velikemu delu Dolenjske in Bele krajine.

Obstajajo pa tudi nahajališča rdeče ilovice, ki je bila prenesena, naplavljena in pomešana s prodniki in bobovcem. Te zaenkrat nismo obravnavali.

### GEOLOGIJA OKOLICE ŠMARJA-SAP

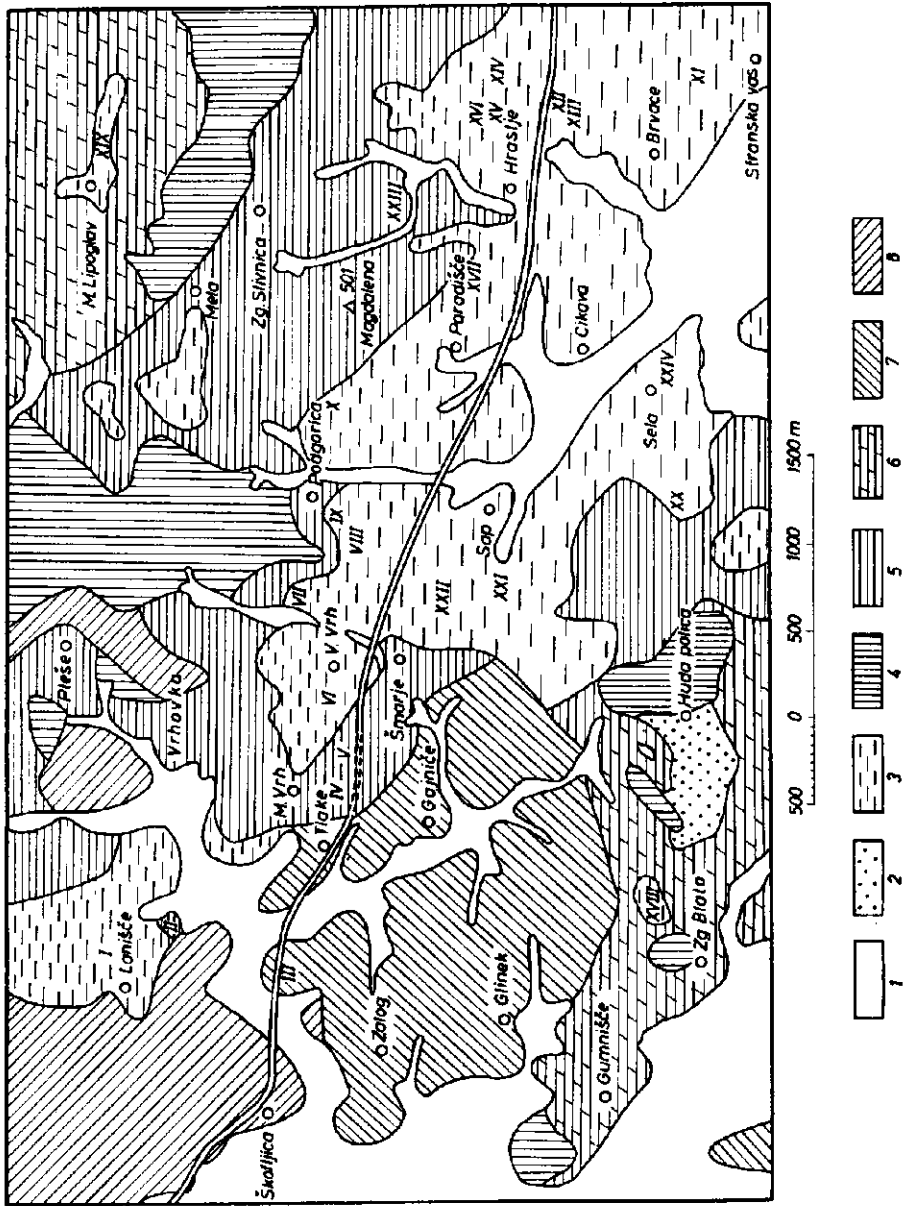
Raziskovano ozemlje je del Dinarskega gorstva, le majhen del na severu pripada Posavskim gubam.

Permokarbonske kamenine se razprostirajo severno in severovzhodno od Škofljice. Sestojе iz glinastega skrilavca, kremenovega peščenjaka in konglomerata (sl. 1).

Werfenski skladi obsegajo rdečkasto rjavi in sivi peščenosljudnati in laporni skrilavec, v katerem se pojavljajo pole dolomita. Te sklade najdemo med Škofljico in Zg. Blatom.

Neposredno na werfenskih skladih leže dolomiti, ki jih pokriva rabeljski laporni peščenjak. Dolomiti obsegajo vso anizično in ladinsko stopnjo. Zaradi pomanjkanja fosilnih ostankov jih ni bilo mogoče točneje razčleniti. Med njimi je svetel, zrnat in zelo razpokan cassianski dolomit. Nahajališče zanj značilne apnene alge *Diplopora annulata* je med Gumniščem in Zg. Blatom (B u s e r , 1962). Tu cassianski dolomit konkordantno prehaja v rabeljske sklade.

Rabeljski skladi severno od Šmarja in pri Gumnišču sestojе iz rdečkastih skrilavcev in peščenjakov. Pri Hudi polici vsebujejo rdeče kremenove železnate oolite.



Sl. 1. Geološka karta Šmarje Sap

Fig. 1. Geologic map of Šmarje Sap area

1 holocenska naplavinina, 2 pleistocenska ilovica, 3 pleistocenska-pliocenska rdeča ilovica, 4 rabeljski skladi, 5 zgornjetriadni in srednjetriadni dolomiti, 6 cassian-ski dolomit, 7 werfenski skladi, 8 permokarbonski skladi

1 Holocene Alluvium, 2 Pleistocene loam, 3 Pleistocene-Pliocene red karst clay, 4 Rabelj strata, 5 Upper and Middle Triassic dolomites, 6 Cassian dolomite, 7 Werfenian strata, 8 Permo-Carboniferous strata

Konkordantno na rabeljskih skladih leži zgornjetriadni dolomit. Večinoma je svetlo siv in skladovit. Gradi večji del obravnavanega ozemlja. V njegovem spodnjem delu se pojavljajo rumenkasto rjavi vložki dolomitnega laporja (kamnolom Lanišče). Ponekod je dolomit tankoplastovit in se v njem menjavajo svetle in temne plasti (med Šmarjem in Magdalensko goro).

Skozi vse naslednje dobe mezozoika in kenozoika je ostal ta del Dolenjske kopen. V pliocenu je bila Dolenjska izravnana. Nad planotastim svetom sta se dvigala le vrhova Krma in Mokra. Proti koncu srednjega pliocena so se ob prelomih nekateri deli dvignili, drugi pogreznili. Razvile so se visoke planote in med njimi kotline. Vode so počasi pričele razrezovati planotasto ozemlje in se je razvijalo nizko gričevje.

V zgornjem pliocenu je močno napredovalo zakrasovanje apnenca, v manjši meri tudi dolomita. Zaradi tega se je preusmeril vodni tok; k temu so verjetno pripomogla tudi tektonska premikanja.

Skoraj v vseh dolinah so pleistocenske usedline prekrite s holocenskimi rečnimi naplavinami.

Površinski potoki so se ohranili na vododržnih podlagah na zahodnem in severovzhodnem obrobju Grosupeljske kotline, medtem ko so na prepustnih kameninah izginili v globino.

Pri Razdrtem se končuje majhna slepa dolina, kjer potoček, ki priteka s severa z območja vododržnih rabeljskih kamenin, ponikne v razpokanem dolomitu. Ponovno se prikaže pod Tlakami, kjer voda občasno zastaja v majhnem jezeru in odtoka površinsko proti Barju. To je edini odtok iz Šmarske doline v porečje Ljubljane. Takoj pod Šmarjem teče voda v nasprotno smer, proti jugovzhodu, v Grosupeljsko kotlino, od koder se pod površjem izliva v Krko.

Zanimiva je Šmarska suha dolina, ob kateri so terase v višini 370 do 380 m prekrite z rdečo ilovico. Široko zravnane površine na terasah v višini 390 do 420 m in še više so prav tako prekrite z rdečo ilovico. Tako široko dolinsko dno je mogla z bočno erozijo izoblikovati samo reka, ki je prvotno tekla površinsko (Melik, 1958, 240 do 250).

Ozemlje med Škofljico in Grosupljem je izrazito gričevnata pokrajina, kjer se vse višine polagoma znižujejo od severa proti jugu. V Šmarski dolini so njive in travniki, severni in južnozahodni del prekrivajo gozdovi.

## PETROGRAFSKA IN KEMIČNA SESTAVA DOLOMITOV

Po nadrobnejšem pregledu terena se je pokazalo, da rdeče ilovice leže na različnih dolomitih. Zato so bile prve laboratorijske preiskave namenjene vzorcem dolomitov.

Zbruski kažejo, da prevladuje drobnozrnati dolomit, nekaj vzorcev ima jedrnato strukturo. Izjema je cassianski dolomit, pri katerem drobnozrnata struktura prehaja v srednjezrnato.

V večini vzorcev imajo dolomitna zrna ravne mejne ploskve, ki se približujejo pravilni kristalni obliki. Nepravilna zrna dolomita lahko lo-



čimo od kalcita po romboedrski razkolnosti in po tem, da ima kalcit pogosto dvojčične lamele, kar pri dolomitu redko opazujemo.

Od zrnivosti dolomita je odvisen lom. Jedrnati in drobnozrnati dolomiti imajo pogosto školjkast lom. Srednje zrnati imajo ponavadi nepravilen, ostrorob lom, ker se zrna med seboj le dotikajo. Od strukture je odvisna tudi površina dolomita, ki je običajno hrapava in peščena, le redko zglajena.

Zbruski kažejo tudi mineralne primеси dolomita. To so gnezda ali tanke žilice kalcita, v werfenskem dolomitu je precej kremenca, prisotna so tudi zelo drobna zrna hematita, nekaj črnih zrn magnetita, nadalje je precej agregatov limonita, tu pa tam so lističasti kristali flogopita, nekaj muskovita ter še manj biotita in hlorita. Prav v vseh vzorcih smo našli minerale glin, ki se v zbrusku ne dajo določiti, ker so večinoma zakriti z rjavkastim limonitom. Največ jih je v dolomitih, ki so že v stanju začetnega preperevanja, in vzdolž razpok.

V številnih primerih opazujemo drobna raztresena črna zrna ali večje kosmiče pooglenele organske snovi.

- I\* Zgornjetriadni dolomit v kamnolomu SE od Lanišča
- II Srednjetriadni dolomit v manjšem kamnolomu SE od Lanišča
- III Spodnjetriadni (werfenski) dolomit v kamnolomu E od Škofljice
- IV Zgornjetriadni brečasti dolomit N od Šmarja
- IX Zgornjetriadni tankoplastoviti dolomit pri Podgorici
- XI Zgornjetriadni dolomit (siv z rdečkastimi glinastimi prevlekami po razkolnih ploskvah) N od Stranske vasi
- XIII Zgornjetriadni dolomit SE od Hrastja
- XVII Zgornjetriadni svetlo sivi dolomit pri Paradišču
- XVIII Srednjetriadni drobnozrnati beli dolomit (cassianski) NE od Zg. Blata
- XIX Srednjetriadni drobnozrnati beli dolomit (cassianski) pri Malem Lipoglavu
- XX Zgornjetriadni tanko plastoviti dolomit W od Sel
- XXI Zgornjetriadni svetlo sivi dolomit SE od Šmarja

Vzorci dolomita smo topili v koncentrirani solni kislini (Sabioncello, 1948). Iz filtrata smo najprej izločili  $\text{SiO}_2$ , zatem  $\text{R}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  je bil določen na Langejevem kolorimentu (Nehring, 1960, 160). Odstotek  $\text{Al}_2\text{O}_3$  smo dobili z razliko. Z obarjanjem kalcijevega oksalata v filtratu je bil zločen  $\text{CaO}$ , po drugem postopku pa še  $\text{MgO}$ . Končno smo s plamenskim fotometrom določili  $\text{K}_2\text{O}$  in  $\text{Na}_2\text{O}$ . Rezultate kemične analize kaže tabela 1.

Kemične analize so pokazale, da ima večina dolomitov razmerje  $\text{CaO} : \text{MgO}$  povprečno 1:1,4. Vsi vsebujejo določeno količino  $\text{R}_2\text{O}_3$  oziroma  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , ki povzroča rdečo barvo ilovice.

---

\* Rimske številke pomenijo nahajališča, označena v geološki in pedološki karti ter v besedilu k slikam na tabelah.

Za kemično analizo dolomitov med Škofljico in Grosupljem smo izbrali naslednje vzorce:

KEMIČNA SESTAVA DOLOMITOV

1. tabela

St. nahajališča	Vlaga	Žarilna izguba	SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	Vsota
I	0,08	46,55	0,34	1,73	0,71	1,02	0,01	0,06	30,35	20,81	99,93
II	0,10	47,18	0,45	1,00	0,57	0,43	0,01	0,05	30,42	21,05	100,00
III	0,10	38,17	13,11	2,35	2,14	0,21	0,01	0,05	28,71	17,44	99,94
VII	0,13	46,33	0,66	1,75	0,93	0,82	0,02	0,08	30,85	20,16	99,98
IX	0,11	46,12	0,38	2,48	0,50	1,98	0,01	0,05	30,90	19,95	100,00
XI	0,18	42,73	2,55	4,95	1,57	3,38	0,01	0,05	29,82	19,71	100,00
XIII	0,15	45,96	0,73	2,33	0,98	1,35	0,02	0,05	30,66	20,10	100,00
XVII	0,08	47,18	0,34	0,58	0,09	0,49	0,01	0,05	31,06	20,68	99,98
XVIII	0,10	46,05	0,81	1,80	0,43	1,57	0,01	0,05	31,30	19,81	100,00
XIX	0,13	45,93	0,72	2,05	0,40	1,65	0,01	0,04	31,27	19,80	99,95
XX	0,12	46,10	0,39	2,36	0,70	1,66	0,01	0,06	30,91	20,04	99,99
XXI	0,10	45,54	0,59	2,73	0,33	2,40	0,01	0,06	31,55	19,42	100,00

Postavlja se vprašanje, ali netopni ostanek teh dolomitov ustreza razvijanju rdečih ilovic? Potrebno je bilo napraviti še posebno kemično analizo za pridobitev netopnega ostanka iz dolomitov. Tučan je napravil veliko takih analiz (1910, 614) apnencev in dolomitov s hrvatskega krasa. V netopnem ostanku, ki ga je pregledal pod polarizacijskim mikroskopom, je našel različne mineralne primese in v nekaterih »glinasto snov«.

Čirić in Aleksandrović (1959) sta pri raztapljanju apnencev in dolomitov Istre, Dalmacije, Bosne in Črne gore dobila majhne odstotke netopnega ostanka.

Želeli smo dobiti netopni ostanek dolomita, v katerem se ohranijo tudi minerali glin. Na zdrobljeni vzorec (10 g) smo po kapljicah spuščali 5 n HCl med neprestanim mešanjem, da vrednost pH ne bi padla pod 4,5 (Schroder, 1952, 220). V takem primeru bi bili prisotni minerali glin uničeni.

#### NETOPNI OSTANEK DOLOMITOV

2. tabela

Nahajališče	Barva dolomita	Čas topljenja	Raztopina	Barva netopnega ostanka	Netopni ostanek %
I	siva	4 dni	motna	sivkast	2,30
II	svetlo siva	4 dni	motna	sivkast	1,62
III	svetlo rjavkasta	3 dni	motna	rjav	15,64
VII	siva	4 dni	motna	sivkast	2,83
IX	svetle in temne plasti	7 dni	motna, temna, sajasta	temno siv, črn	3,02
XI	siva z rdečkastimi prevlekami	5 dni	zelo motna	sivkasto rdečkast	7,53
XIII	siva	5 dni	motna, temna	temno sivkast	3,20
XVII	svetlo siva	2 dni	bistra	svetlo rdečkast	1,28
XVIII	bela	2 dni	bistra	svetlo rdečkast	2,71
XIX	bela	2 dni	bistra	svetlo rdečkast	2,75
XX	siva	5 dni	motna, temna	rdečkasto siv	2,98
XXI	svetlo siva	2 dni	bistra	svetlo rdečkast	3,02

Najteže so se raztapljali zdrobljeni vzorci svetlih in temnih plasti dolomita. Raztopina je bila stalno motna, po 24 urah popolnega mirovanja se je le malo zbistrila, na dnu pa je bila siva gošča. Vsak dan znova smo jo poskušali razbarvati s 30-odstotnim H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. Kljub temu je na površini tekočine pri vzorcih IX in XX lebedela vsaj 2 mm debela plast organskih snovi.

Raztopine smo končno filtrirali in sprali ostanke z destilirano vodo. Osušeni netopni ostanki na filtru so bili svetlo rdečkasti, rdečkasto rjavi in sivkasti do temno sivi (»saje« pa so se držale zgornjega roba filtra).

Analize kažejo, da količina netopnega ostanka niha. Svetli dolomiti dajo različne količine netopnega ostanka. Temni dolomiti dajo več netopnega ostanka; njegova prava barva (morda rdeča) je zakrita s temno sivo barvo organskih primesi (tabela 2).

### GENEZA TAL

Vrsta tal je vedno rezultat določenih kombinacij pedogenetskih vplivov. Njihov nastanek je odvisen od matičnega substrata, klime, reliefa in organizmov.

Matični substrat daje osnovno maso, iz katere sestojе tla. Na apnencih in dolomitih so iz tal že v prvih stadijih pedogeneze odstranjeni skoraj vsi karbonati. O naravi tal v tem primeru ne odločata kalcijev in magnezijev karbonat, temveč netopni ostanek.

Morale so se raztopiti velike količine dolomitov, da so se iz nezatnega netopnega ostanka razvila današnja rdečkasto rjava tla. Za kopičenje netopnega ostanka je bilo potrebno precej časa.

Vprašanje je, kako se je topil dolomit v dolgi dobi od pliocena do danes pod vplivom vode, ki je vsebovala razne kisline in soli ter pod vegetacijsko odejo. Topnost dolomita ni bila odvisna samo od njegove kemične sestave, temveč tudi od strukture in klimatskih pogojev. Važno vprašanje je tudi, kakšne raztopine oziroma soli so nastajale pri raztapljanju dolomita.

Novejši podatki Yanat'eva (Schoeller, 1962, 283) kažejo, da se topnost dolomita, kalcita in magnezita pri različnih temperaturah spreminja. Pri delnem pritisku 1 atm je njihova topnost naslednja:

pri temperaturi	dolomit ‰	kalcit ‰	magnezit ‰
0° C	10,74	15,08	22,52
25° C	6,49	9,00	16,50

Po tem sklepamo, da se dolomit pri temperaturah med 0° C in 25° C nekoliko počasneje topi kot kalcit oziroma apnenec.

Dolomit pod vplivom ogljikove kisline, raztopljene v vodi, prehaja v magnezijev in kalcijev bikarbonat, ki ju pronicajoča voda odnaša s seboj. Na prvotnem kraju ostaja le netopni ostanek. V ugodnih pogojih se na tej preperini naselijo rastline in drugi živi organizmi. Začnejo se razvijati tla. Ogljikova kislina in druge kisle izločine, ki nastanejo v tleh, dajejo talni vlagi naravo slabe kisline, ki počasi, toda neprestano, razkrajata matično kamenino, v našem primeru dolomit. Raztopljeni karbonati oziroma bikarbonati odhajajo tem hitreje, čim hitreje voda pronica skozi razpoke in odteka.

Winkler (1957, 723) misli, da površje apnenčastih izravnjav dejansko ne ustreza prvotnim oblikam, temveč so njim samo še podobne. Računa, da so se od začetka pliocena do danes znižale za 70 do 100 m. V subtropski klimi je moralo biti povprečno raztapljanje vsaj 0,01 mm na leto, če upoštevamo, da je današnje 0,005 mm letno (v srednji Evropi).

Možno je, da so že v pliocenu rdeče ilovice prekrivale blago nagnjene izravnave in široka dna dolin v apnenčastem gorovju.

Werner (1958, 66) je pri preučevanju terre fusce v Švabskih Albah ugotovil, da se iz apnenca s 7 % netopnega ostanka v 1300 letih razvije 1 cm debela plast zemlje.

Dolenjsko je skozi vso ledeno dobo prav gotovo pokrivala vegetacija, v medledenih dobah so rasli celo gozdovi. Zato lahko za vso dobo od zgornjega pliocena do danes računamo s srednjo vrednostjo 0,007 mm debelo plastjo zemlje na leto, kar je v 1300 letih približno 1 cm.

Na razvoj tal močno vplivajo količina in razpored padavin, srednja letna in srednja mesečna temperatura ter vlažnost zraka. Temperatura in vetrovi določajo intenzivnost izhlapevanja. Vsi ti faktorji sestavljajo hidrotermični režim, ki uravnava osnovne pedogenetske procese v tleh in vodni režim.

Za pedogenezo je zelo važna pedoklima, ki predstavlja le tisto količino vlage in toplote, ki dejansko prispe v tla (Čirić, 1962, 137).

Z večjo količino padavin raste tudi količina gline v tleh. Procesii razvoja tal so minimalni v krajih z nizkimi temperaturami in maksimalni v krajih z visokimi temperaturami. S povišanjem temperature se poveča tudi globina preperevanja in količina gline (Lutz, 1962, 261).

Od pliocena do danes se je podnebje močno menjalo. V pliocenu je v južnem obrobju Alp vladalo vlažno in toplo subtropsko podnebje, ki se je proti koncu dobe vedno bolj približevalo zmerni klimi. Povprečna letna temperatura v pliocenu je bila po O. Herru 18° C do 19° C (Winkler, 1957, 735, 678).

V času poledenitev je vladalo kontinentalno podnebje. Povprečna letna temperatura je bila za 8° C do 12° C nižja od današnje. Medledene dobe so bile vsaj tako tople kot današnja, oziroma je bila povprečna letna temperatura za 2° C do 3° C višja (Rakovec, 1955, 145).

V starejšem pleistocenu so morale biti tudi na Dolenjskem razsežne stepe. V würmski dobi pa je bil razširjen subarktični brezov in borov gozd, ki je proti koncu dobe prešel v tundro, ki se je razprostirala tudi na današnjem Ljubljanskem barju (Rakovec, 1955, 150).

Po vsem tem sklepamo, da je bil obravnavani del Dolenjske ves čas od pliocena do danes prekrit z vegetacijo, ki se je, odvisno od podnebnih razmer, močno menjavala.

V holocenu je postalo podnebje spet toplejše. Zdaj vlada zmerno podnebje s toplimi poletji in mrzlimi zimami ter enakomerno razporeditvijo padavin skozi vse leto.

Povprečne letne padavine, izračunane na podlagi 25-letnega povprečja za meteorološko postajo Daljna vas (SE od Ljubljane), znašajo 1500 mm. Povprečne letne temperature pa 9,4° C.\*

Vpliv reliefa se v glavnem zrcali v globini in granulometrijski sestavi tal ter vsebini humusa.

Na razvoj tal na obravnavanem ozemlju najbolj vpliva mezorelief oziroma njegova ekspozicija. V toplih južnih legah poteka proces pre-

---

\* Podatki Hidrometeorološkega zavoda v Ljubljani.

perevanja matične kamenine in tvorbe tal precej drugače kot na vlažnih in hladnih severnih legah.

Mikrorelief (vdolbine in izbokline v obsegu 1 m višine) na dolomitni matični podlagi ne pride toliko do izraza, ker je njegovo površje so-razmerno ravno. Kraške oblike, kot vrtače, so na njem le malo razvite.

Pedogenetski procesi so v tesni zvezi z razvojem in izmenjavo biocenoz. Neposredna vloga biocenoz se izraža v količini organskih snovi v tleh.

## TLA

Pri pedološkem kartiranju smo našli na raziskovanem ozemlju veliko pestrost talnih oblik. Ločili smo več vrst aluvialnih tal, nato raznih rendzin, pokarbonatnih rjavih do rdečkasto rjavih tal, veliko raznih kisljih rjavih tal, ki kažejo močan vpliv matične kamenine (rabeljski, werfenski in permokarbonski skladi). Priložena pedološka karta je močno poenostavljena zaradi boljšega pregleda (sl. 2).

Na dolomitih so razvite rendzine, rjava oziroma slabo podzoljena pokarbonatna tla, največjo površino pa zavzemajo plitva rdečkasto rjava ter izprana rdečkasto rjava pokarbonatna tla.

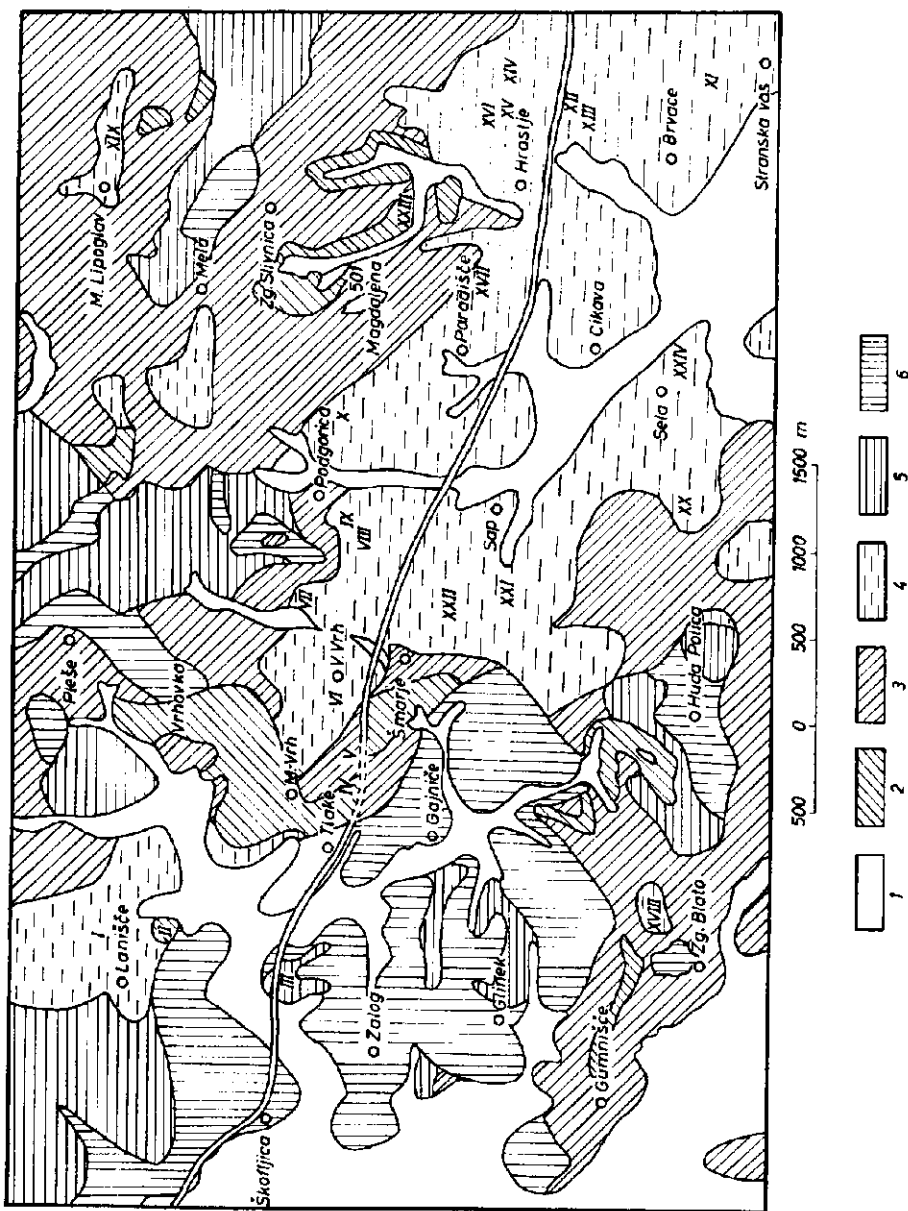
K plitvim rdečkasto rjavim tlem smo prišteli tudi srednje globine tal profila A(B)C 10 do 30 do 60 cm, ki so razvita v nižjih delih: M. Lipoglav 529 m, Mela 492 m, Repče 450 m, nad Laniščem 400 m, ozek pas na jugozahodnem pobočju Magdalenske gore (pod 400 m), pri vasi Veliki vrh (pod 400 m) ter nad Stransko vasjo (407 m).

Vsa globoka rdečkasto rjava tla (60 cm do 200 cm do 300 cm) so že podlegla izpiranju in premeščanju gline. Zavzemajo območja nižja od 400 m vzdolž široke Šmarske doline ter vzhodno od Lanišča. Verjetno je imelo to zadnje nahajališče zvezo z rdečkasto rjavimi tlemi v Šmarski dolini. Okoli Magdalenskega vrha so morala biti erodirana, saj imamo danes tu le rendzine, in to na enakem dolomitu, kjer so drugod razvita plitva rdečkasto rjava tla.

Zanimivo je, da so na enakih dolomitih razvita tudi rjava tla, ki pa nikjer ne dosežejo tolikšne globine kot rdečkasto rjava. Zato sklepamo, da so rjava tla mlajša.

Omejili se bomo na opis samo nekaterih značilnih profilov, označenih z rimskimi številkami na pedološki karti (sl. 2), ki pojasnjujejo razvoj rdečkasto rjavih tal.

1. **Rendzine** so tla s profilom AC na karbonatnem matičnem substratu, v našem primeru na dolomitu (werfenski, srednjetriadni, rabeljski, zgornjetriadni). Nastopa več oblik rendzin v odvisnosti od strmine in ekspozicije pobočja ter strukture dolomita. Na drobljivem, peščenem dolomitu so razvite plitve prhlinaste rendzine, ki so suhe, zračne in prepustne. V okolici peskokopov (južno od Lanišča) se močno uveljavlja tudi površinska erozija, zato so tu najbolj plitva tla (10 do 15 cm). Pod gozdom so taka tla bolj umirjena (v bližini M. Vrha, severno od Magdalenske gore) in zato tudi malo globlja (25 do 30 cm). V prisojnih in manj strmih legah



Sl. 2. Pedološka karta okolice Šmarja Sap  
 Fig. 2. Soil map of Šmarje Sap area

- 1 aluvialna tla, 2 rendzina, 3 rjava pokarbonatna tla, 4 rdečkasto rjava pokarbonatna tla, 5 kislja rjava skeletna tla, 6 kislja rjava glinasta tla  
 1 Alluvial soils, 2 Rendzina soils, 3 Brown soils on dolomite, 4 Red brown soils on dolomite, 5 Acid brown stony soils, 6 Acid brown clay soils

so razvite sprstelinaste rendzine z boljšim razkrojem organske snovi; so sveže, ilovnate in so dobro gozdno rastišče.

Sredi rdečkasto rjavih plitvih tal so na več krajih majhne krpe rdeče rendzine (pri V. Vrhu in Hrastju). Organska snov se počasi mineralizira in zgublja svojo temno sivo barvo ter prehaja v temno rdečo. Pod A<sub>1</sub> se že začne tvoriti bolj glinast horizont (B), ki pa še ni jasno izražen. Tla so že bolj ilovnata, imajo manj skeleta in večjo proizvodno sposobnost.

Talni profil II: prhninasta rendzina

Kraj: SE od Lanišča, ob železniški progi

Matična podlaga: srednjetriadni dolomit

Nadmorska višina: 305 m

Naklon: 10° do 15°

Smer: južnozahodna lega

Relief: pobočje

Vegetacija: redek nesklenjen sestoj rdečega bora (*Pineto genistetum januaeensis*, Tomazič 1940)

Vpliv človeka: več peskokopov, zato nastopa površinska erozija.

Horizont A<sub>00</sub> 0 do 0,5 cm peščen, temno siva prhnina, 10 YR 2/2, slaba, grudičasta struktura, rahel, skeleta malo, pH = 6 do 6,5, prepusten, močno prekoreninjen,

horizont A<sub>1</sub>C 5 do 15 cm, sivkast 7,5 YR 3/2, dolomitni skelet (2 mm do 1 cm premera), rahel, prepusten, postopno prehaja v horizont C pod 15 cm, krušljiv dolomit.

Talni profil XXIII: sprstelinasta rendzina

Kraj: južno od Zg. Slivnice

Matična podlaga: zgornjetriadni dolomit

Nadmorska višina: 390 m

Naklon: 20° do 25°

Smer: južnozahodna lega

Relief: gladko pobočje

Vegetacija: termofilni bukov gozd (*Ostryeto-Fagetum*, W r a b 1954 n. nud.)

Vpliv človeka: močno steljarjen gozd

Horizont A<sub>00</sub> 0 do 0,5 cm, enoletni opad,

horizont A<sub>1</sub> 0,5 do 9 cm, peščeno ilovnat, temno sivo rjav, 10 YR 3/2, drobno grudičasta struktura, zelo gost, zbit, pH = 6,2, veliko korenin, postopoma prehaja v

horizont AC 9 do 18 cm peščeno ilovnat rjavkast 10 YR 3/3 debelo grudičaste strukture, organske snovi malo, 20 do 40 % ostrorobega dolomitnega skeleta (0,5 do 4 cm premera), močno prekoreninjen, postopno prehaja v

horizont C pod 18 cm, zdrobljen dolomit, prehaja v kompaktno kamenino.

Talni profil XVI: rdečkasto rjava rendzina

Kraj: severovzhodno od Hrastja

Matična podlaga: zgornjetriadni dolomit

Nadmorska višina: 370 m

Naklon: 20°

Smer: južna lega

Relief: pobočje nad plitvo, široko dolino

Vegetacija: suh, negnojen travnik, košenica (*Xerobrometum*)

Horizont A<sub>1</sub> 0 do 20 do 24 cm, ilovnat temno rdečkasto rjav, 5 YR 3/4 drobno grudast, rahel, malo skeleta, suh, prepusten, pH = 6,35, veliko korenin, mravlje,

horizont AC 24 do 34 cm, postopen prehod v

horizont C pod 34 cm, skladovit dolomit, skladi stoje navpično, ugodno za tvorbo tal v žepih.



Dolomitne rendzine na splošno predstavljajo plitva in suha rastišča, čeprav je dolomit za vodo slabo prepusten. Padavinska voda hitro odteka skozi rahla, peščena ali skeletna tla.

Analitski podatki kažejo, da so rendzine nevtralna do rahlo kislila tla. Količina humusa kaže, da so (po Gračaninu) zelo močno do močno humozna (Škorić, 1961, 36). Humus je blag do slabo kisel. V tleh je do 20 % baz, hidrolitska kislost je nizka (okrog 6 %), stopnja nasičenosti je nad 80 %.

#### HUMUS, ACIDITETA IN ADSORPCIJSKE LASTNOSTI RENDZIN\*

3. tabela

Nahajališče	horizont	humus	pH	S	Y <sub>1</sub>	T	V
IV rjava rendzina	A <sub>1</sub>	12,12	6,90	20,6	6,57	24,87	83,23
V rdečkasto rjava rendzina	A <sub>1</sub>	5,16	6,70	20,6	5,63	24,46	84,21
XVI rdečkasto rjava rendzina	A <sub>1</sub>	5,58	6,35	20,9	6,98	25,43	82,18

Mehanska analiza je pokazala, da rdečkasto rjave rendzine spadajo po mednarodni teksturni klasifikaciji med debelo in drobnopješčene ilovice (Schaffer, 1960, 29). Strukturni agregati so zelo obstojni.

#### MEHANSKA ANALIZA RENDZIN

4. tabela

Nahajališče	horizont	2—0,2 mm	0,2—0,02 mm	0,02—0,002 mm	pod 0,002 mm
IV rjava rendzina	A <sub>1</sub>	18,01	46,69	25,7	9,6
V rdečkasto rjava rendzina	A <sub>1</sub>	6,03	43,37	34,1	16,5
XVI rdečkasto rjava rendzina	A <sub>1</sub>	2,63	36,97	49,1	11,3

Kjer so danes rendzine, so morala biti tla popolnoma erodirana, zato so tam sedaj mlada tla. Opazujemo prehod prhninaste rendzine prek sprsteninaste do rdečkasto rjave rendzine.

2. **Rdečkasto rjava tla** (plitva do srednje globoka). Naslednji razvojni stadij rdečkasto rjavih rendzin so rdečkasto rjava plitva do srednje globoka tla s profilom A(B)C, na karbonatnem matičnem substratu (triadni dolomit).

Plitva rdečkasto rjava tla se nahajajo na strmejših pobočjih (v glavnem na višini 400 do 526 m, v okolici Lanišča na 320 m). Videti je, da so bila delno erodirana. Na ta način so se tla pomlajevala in niso mogla doseči večje debeline. Domnevno erozijo potrjujejo tudi rezultati mehanske ana-

\* Humus določen po Kotzmanovi in Springer-Kleejevi metodi, pH določen elektrometrijsko na svežih vzorcih v n KCl, S določen po navodilih Schachtschabla, kjer se titrirata dve vzporedni suspenziji (Thun, 1955, 64).

lize, ki so pokazali v horizontu B v plitvih tleh enako ali celo večjo količino glinaste frakcije kot v globokih rdečkasto rjavih tleh.

Iz plitvih do srednje globokih rdečkasto rjavih tal pogosto **štrle dolomitne** golice (SE od Šmarja, E od Brvac). Nad Laniščem in **pri vasi** Reber so na tej talni obliki travniki in celo njive. Dolomit v podlagi je tu krušljiv, zato ni skal na površju, pač pa so pogosto sredi njive goli otoki preperelega dolomita. Takí otoki so nastali zaradi oranja na plitvih, neenakomerno globokih tleh.

Talni profil XVII: rdečkasto rjava plitva tla  
Kraj: NE od Paradišča, ob gozdni poti  
Matična podlaga: zgornjetriadni dolomit  
Nadmorska višina: 375 m  
Naklon: 10° do 15°  
Smer: južnozahodna lega  
Relief: rahlo valovito pobočje Magdalenske gore  
Vegetacija: mešani gozd bukve, belega gabra in gradna (*Querceto-Carpinetum slovenicum*, Tomazič 1929, fagetosum Wrab. 1956/mscr.).  
Vpliv človeka: steljarjen gozd  
Horizont A<sub>1</sub> 0 do 15 cm, meljasto ilovnat rdečkasto rjav 5 YR 3,5/4, drobno grudičast, rahel, malo skeleten, suh, prepusten, goste rušnate korenine, pH = 6,57, mravlje, deževniki, neenakomeren nejasen prehod v  
horizont (B) 15 do 35 do 40 cm, glinast temno rdeč 2,5 YR 3/6, slaba ostroroba struktura, malo organskih snovi, gost, masten, skelet redek, vlažen, prepusten, glinaste in temne prevleke po ploskvah strukturnih agregatov, pH = 6,68, korenin veliko do matične podlage, vrtine deževnikov, jasen prehod v  
horizont C pod 40 cm, svetlo sivi beli zrnati dolomit, ki se mokasto drobi. Njegova površina je nasproti tlem neravna, pogosto žepasta.

Talni profil XXII: rdečkasto rjava plitva tla  
Kraj: južno od Šmarja  
Matična podlaga: zgornjetriadni skladoviti dolomit  
Nadmorska višina: 380 m  
Naklon: 10°  
Smer: vzhodna lega  
Relief: položno rahlo valovito pobočje  
Vegetacija: negnojen travnik košenica (*Mesobrometum*), strnjena travna ruša brez detelj.  
Horizont A<sub>1</sub> 0 do 15 cm, ilovnato glinast rdečkasto rjav 5 YR 4/4, grudičast, zelo trd, suh, prepusten, pH = 6,20, zelo goste travne korenine, vrtine deževnikov, postopen prehod v  
horizont AB 15 do 25 cm, glinast temno rdečkasto rjav 2,5 YR 3/4, obstojne grudičaste strukture, zelo trd, do 25 % drobnega dolomitnega skeleta, suh, prepusten, pH = 6,44, redke korenine, vrtine deževnikov, oster prehod v  
horizont (B) 25 do 50 cm, glinast, temno rdeč, 2,5 YR 3/5, slabo grudičast, zelo gost, gnetljiv, vlažen, pH = 6,30, korenine redke, redke vrtine deževnikov, prehaja v  
horizont C pod 50 cm, svetlo sivi dolomit, romboedrsko razpada, tvori neravno površje, zato je globina tal različna.

Rdečkasto rjava plitva do srednje globoka pokarbonatna tla predstavljajo sveža, ugodna rastišča za gozdne združbe (pri Brvacah, pobočje Magdalenske gore). Manj so uporabna za njive, ker so plitva in neenakomerno globoka. Pogosto so na njih travniki.

LASTNOSTI PLITVIH DO SREDNJE GLOBOKIH RDEČKASTO RJAVIH TAL

5. tabela

Profil	horizont	humus	pH	S	Y <sub>1</sub>	T	V %
XVII	A <sub>1</sub>	3,77	6,57	18,93	3,95	21,49	88,08
	(B)	0,62	6,68	12,88	6,98	16,41	73,98
XIX	A <sub>1</sub>	3,75	6,41	16,96	11,12	24,18	70,14
	(B)	0,58	6,60	19,30	12,21	27,23	70,87
V	(B)	0,65	6,03	18,61	9,39	24,71	75,31
VIII	(B)	0,24	6,10	12,50	4,70	15,56	80,33
X	(B)	0,38	6,80	28,50	4,70	31,56	90,30
XI	(B)	0,90	6,30	16,30	3,76	18,74	86,97

Analitski podatki kažejo, da so tla nevtralna do slabo kislja. Količina humusa se zelo spreminja, A<sub>1</sub> je s 3,77 % zadosti humozen, medtem ko je (B) z 0,62 % zelo slabo humozen. Vsota baz S niha, povprečna vrednost je 20,69 %, hidrolitska kislost Y<sub>1</sub> pa je nizka. Strukturni agregati so zelo obstojni v horizontu A<sub>1</sub> in neobstojni v horizontu B.

MEHANSKA ANALIZA  
PLITVIH DO SREDNJE GLOBOKIH RDEČKASTO RJAVIH TAL

6. tabela

Profil	horizont	2—0,2 mm	0,2—0,02 mm	0,02—0,002 mm	pod 0,002 mm
XVII	A <sub>1</sub>	4,82	36,18	51,7	7,3
	(B)	0,05	25,45	24,3	50,2
XIX	A <sub>1</sub>	3,96	24,04	50,8	21,2
	(B)	4,99	26,71	26,9	41,4
V	(B)	3,59	34,81	7,2	54,4
VIII	(B)	0,17	26,73	12,9	60,2
X	(B)	3,67	30,03	16,8	49,5
XI	(B)	1,73	27,67	45,4	25,2

Količina glinje je v horizontu (B) povsod velika. Po mednarodni teksturni klasifikaciji ga moremo označiti kot ilovnato glino. Globina tal močno variira od 30 cm do 60 cm, ponekod celo več, ker se tla neenakomerno globoko zajedajo v matično podlago. Tal v žepasti vdolbini ni prizadela površinska erozija. Njihov razvoj zelo verjetno izvira iz zgornjega pliocena.

**3. Izprana rdečkasto rjava globoka tla.** Plitva rdečkasto rjava tla moremo v našem primeru prištevati med avtohtona tla. Globoka izprana tla pa so delno avtohtona, delno alohtona. Najdemo jih v širokem dnu Šmarske doline in na izravnanih hrbtih, ki se položno spuščajo proti jugu. Ta tla so bila prvotno avtohtona. Padavinske vode so jim primešale material, ki so ga erodirale z višjih terenov. O tem priča tudi slaba diferenciacija profila.

Ločimo dvoje vrst globokih tal:

- a) izprana rdečkasto rjava, globoka 90 cm do 180 cm,
- b) izprana rdečkasto rjava, globoka več kot 180 cm, na ravnih površinah, kjer ni golic matične podlage.

Talni profil XIII: izprana rdečkasto rjava žepasta tla

Kraj: SE od Hrastja, pri nadvozu čez cesto

Matična podlaga: zgornjetriadni tankoplastoviti, krušljivi dolomit z rdečkastimi glinastimi prevlekami po ploskvah krojenja

Nadmorska višina: 360 m

Naklon: 5° do 10°

Smer: zahodna lega

Relief: položno pobočje

Vegetacija: mešan gozd belega gradna in bukve s primesjo smreke (najbrž umetno zasajene), *Querceto — Carpinetum slovenicum*, Tomazič 1929, *fagetosum* Wraber 1956 mscr.

Vpliv človeka: steljarjen gozd

Horizont A<sub>1</sub> 0 do 25 cm, ilovnat rdečkasto rjav 5 YR 4/4, grudičast (premer agregatov 3 do 4 mm), drobljiv, slabo vlažen, prepusten, pH = 6,12, korenin precej,

horizont A<sub>2</sub>B 25 do 40 cm, glinasto ilovnat, rdečkasto rjav 5 YR 4/4 nasproti zgornjemu rahlo obledel, ostrorobe strukture (premer grudic do 10 mm), drobljiv, suh, prepusten, pH = 5,10, veliko drevesnih korenin,

horizont B<sub>1</sub> 40 do 95 cm, ilovnato glinast do glinast, temno rdeč 2,5 YR 3/6, poliedrične strukture, lomljiv, mazav, vlažen, prepusten, glinaste in temne prevleke po strukturnih agregatih, rahlo rumeno siva marmoracija, pH = 5,30, malo korenin (precej odmrlih), veliko vrtin deževnikov,

horizont B<sub>2</sub> 95 do 200 cm, ilovnato glinast, rdečkasto rjav 5 YR 4/4, poliedrične strukture, lomljiv, mazav, vlažen, prepusten, temne prevleke po ploskvah strukturnih agregatov, drobne konkrecije (premer 1 mm), po žilah nekdanjih korenin sivkaste prevleke (rahlo oglejavanje), pH = 5,14,

horizont C pod 200 cm, zgornjetriadni krušljivi dolomit predstavlja neravno žepasto podlago.

Talni profil XIV: izprana rdečkasto rjava tla

Kraj: vzhodno od Hrastja, ob gozdni poti

Matična podlaga: zgornjetriadni dolomit

Nadmorska višina: 370 m

Naklon: 5° do 10°

Smer: južna lega

Relief: ravnina s posameznimi vzporednimi jarki, mikrorelief zravn

Vegetacija: gozd gradna, rdečega bora, belega gabra in bukve (z jesensko reso)

Vpliv človeka: steljarjen gozd

Horizont A<sub>1</sub> 0 do 28 cm, peščeno glinast, rumeno rdeč 5 YR 4/8, grudičast (premer grudic 1 do 4 mm), drobljiv, vlažen, prepusten, pH = 3,80, drobne korenine, vrtine deževnikov,

horizont AB 28 do 42 cm, ilovnato glinast temno rdeč 2,5 YR 3/6, ostrorobe strukture, drobljiv, vlažen, prepusten, rahle glinaste prevleke po ploskvah strukturnih agregatov, drobne konkrecije humatov, pH = 3,93, redke korenine, vrtine deževnikov,

horizont B<sub>1</sub> 42 do 90 cm, meljasto glinast, temno rdeč, 2,5 YR 3/6, slabe prizmatske strukture, lomljiv, vlažen do suh, prepusten, glinaste in temne prevleke po ploskvah strukturnih agregatov, konkrecije humatov (premer 1 do 2 mm), pH = 4,05, malo korenin, vrtine deževnikov,

horizont B<sub>2</sub> 90 do 150 cm in globlje, peščeno glinast, temno rdeč, 2,5 YR 3/6, brezstrukturen do listast, zelo gost, mazav, vlažen, slabo prepusten (sive hise), po ploskvah strukturnih agregatov temne prevleke, pH = 5,68, malo korenin, posamezne vrtine deževnikov.

4. Koluvalna rdečkasto rjava tla tvorijo ožje pasove, ki obrobljajo najnižje dele pokrajinc, kjer so izprana rdečkasto rjava tla. To so atipska tla, ki so nastala zaradi koluviacije (nanašanja), zlasti pod vplivom po-

vršinske erozije. Talni profil je navadno globok. Horizonti so še dokaj jasno izraženi, medtem ko so prehodi postopni. Tekstura je odvisna od nanosa, ki je lahko ilovnat do glinast.

Talni profil XXIV: Koluvialna rdečkasto rjava tla

Kraj: Sela

Matična podlaga: zgornjetriadni tankoplastoviti dolomit

Nadmorska višina: 332 m

Naklon: 10° do 12°

Smer: severozahodna lega

Relief: blago pobočje

Vegetacija: travnik z dobro travno rušo, precej detelj (*Arrhenatheretum*)

Horizont A<sub>11</sub> 0 do 12 cm, ilovnat, temno rjav 10 YR 3/4, drobno grudičast, drobljiv, suh, prepusten, pH = 6,5, prekoreninjen, vrtnice deževnikov, postopen prehod v

horizont A<sub>12</sub> 12 do 37 cm, glinasto ilovnat, temno rjav 10 YR 3/4, grudičast, gost, a drobljiv, suh, prepusten, pH = 6,5, redke korenine, vrtnice deževnikov, postopen prehod v

horizont AB 37 do 63 cm, glinasto ilovnat, temno rjav 10 YR 3/4, slabe ostrorobe strukture (do 1 cm premera), zelo trd, zbit, lomljiv, redk dolomiten skelet (do 3 cm premera), vlažen, prepusten, pH = 6,2, posamezne korenine, precej jasen prehod v

horizont B 63 do 82 cm, glinast, temno rdečkasto rjav 5 YR 4/4, poliedrične strukture, gnetljiv, vlažen, prepusten, rahli sprimki humatov, pH = 5,5, posamezne korenine,

horizont C pod 82 cm, preperel dolomit, reakcija na karbonate pozitivna, matična podlaga neravna, zato so tla različno globoka.

#### LASTNOSTI IZPRANIH RDEČKASTO RJAVIH TAL

7. tabela

Profil	horizont	humus	pH	S	Y <sub>1</sub>	T	V %
XIII	A <sub>1</sub>	4,04	6,12	23,08	2,93	24,98	92,39
	A <sub>2</sub> B	2,64	5,10	9,01	18,56	21,07	42,76
	B <sub>1</sub>	0,91	5,30	17,22	11,72	24,83	69,35
	B <sub>2</sub>	0,55	5,14	14,87	2,93	16,77	82,70
XIV	A <sub>1</sub>	2,05	3,80	3,15	29,31	22,20	14,18
	AB	1,50	3,93	5,49	18,56	17,55	31,28
	B <sub>1</sub>	1,36	4,05	7,06	11,72	14,68	60,23
	B <sub>2</sub>	0,39	5,68	9,40	3,91	11,94	78,72
XV	A <sub>1</sub>	1,97	3,83	1,98	25,40	18,49	10,70
	AB	0,63	3,80	4,32	26,38	21,49	20,10
	B <sub>1</sub>	0,03	3,87	4,71	22,47	19,32	24,37

Analitski podatki kažejo, da so ta tla slabo do zelo slabo humozna, le v enem primeru je več humusa. Tla so slabo do močno kislila. Vsota baz za zamenjavo S je v horizontu A<sub>1</sub> nizka, v horizontu B pa dosledno višja. Hidrolitska kislota Y<sub>1</sub> je srednja in ne kaže očitnih razlik med posameznimi profili. Stopnja zasičenosti adsorpcijskega kompleksa tal z bazami V kaže očitne razlike za prvi profil (XIII) žepastih tal od drugih dveh globokih profilov (XIV in XV), kjer so vrednosti dosti nižje.

8. tabela nam pove, da je količina glinaste frakcije precej visoka, zlasti v horizontu B, ki ga moremo označiti kot ilovnato glino ali težko glino.

## MEHANSKA ANALIZA IZPRANIH RDEČKASTO RJAVIH TAL

8. tabela

Profil	horizont	2—0,2 mm	0,2—0,02 mm	0,02—0,002 mm	pod 0,002 mm
XIII	A <sub>1</sub>	0,27	29,73	61,2	8,8
	A <sub>2</sub> B	0,90	16,30	49,4	33,4
	B <sub>1</sub>	0,39	35,91	24,1	39,6
	B <sub>2</sub>	2,84	12,46	57,3	27,4
XIV	A <sub>1</sub>	1,59	17,91	53,7	26,8
	AB	0,88	17,82	42,4	38,9
	B <sub>1</sub>	1,45	15,65	45,5	37,4
	B <sub>2</sub>	2,51	22,99	50,4	24,1
XV	A <sub>1</sub>	1,60	17,90	45,0	35,5
	AB	1,37	19,53	37,8	41,3
	B <sub>1</sub>	1,61	19,59	34,9	43,9

Obstojnost strukturnih agregatov se celo menja od horizonta do horizonta, kot na primer v profilu XIV:

- A<sub>1</sub> — grudičasta struktura, zelo obstojna
- AB — ostrorobo grudičasta, obstojna
- B<sub>1</sub> — slabo grudičasta, zelo malo obstojna
- B<sub>2</sub> — zrnata struktura, neobstojna

Raznovrstni podatki kažejo, da so se obravnavana tla razvila iz nekarbonatnega ostanka, ki mu je bil sprva primešan tudi dolomitni skelet. Razvoj od rendzine, oziroma rdečkasto rjave rendzine, do rdečkasto rjavih tal je potekal zelo dolgo, od zgornjega pliocena skozi ves pleistocen do danes. Klima se je spreminjala od subtropske do mrzle kontinentalne v ledenih dobah in tople mediteranske v medledenih dobah do današnje zmerne.

Četudi je prvotni netopni ostanek rdeč, se lahko razvijajo iz njega tla drugačne barve. Netopni ostanek predstavljajo: kremen, železovi minerali in minerali glin, ki so zaradi drobnih železovih primesi rdečkasti.

V topli suhi klimi se bodo vsi ti oksidi ohranili, celo železovi hidroksidi bodo prešli v okside. S tem se bo spremenila tudi barva od rjasto rjave v rdečkasto. Obratno lahko tudi železovi oksidi preidejo v hidrokside in počasi izgubljajo rdečo barvo.

V zmerni klimi, kjer prevladujejo v tleh descendentni tokovi, je prišlo do izpiranja in odstranjevanja baz. Tla so ohranila izredno malo baz in postala kisla. Obenem je prišlo tudi do izpiranja in premeščanja nespremenjene gline v globlje horizonte. Molekularno razmerje SiO<sub>2</sub>:R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> je ostalo v glinasti frakciji konstantno.

## KEMIČNE ANALIZE TAL

Med Škofljico in Grosupljem ločimo v glavnem štiri enote rdečkasto rjavih tal na dolomitu:

1. rdečkasto rjava rendzina AC
2. rdečkasto rjava plitva tla A(B)C
3. izprana rdečkasto rjava žepasta tla ABC
4. izprana rdečkasto rjava globoka tla ABC.

Kemično sestavo gornjih talnih enot kaže 9. tabela.

KEMIČNA ANALIZA RDEČKASTO RJAVIH TAL

9. tabela

Tla	Horizont globina cm	Zarilna izguba	SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Vsota
XVI Hrastje rdečkasto rjava rendzina	A <sub>1</sub> 0 — 24	23,98	53,36	17,73	11,21	6,52	1,27	0,54	0,51	0,48	2,08	99,95
	(B) 15 — 40	21,80	47,27	25,36	17,70	7,66	2,33	0,51	0,19	0,25	2,29	100,00
XVII Paradišče rdečkasto rjava plitva tla	A <sub>1</sub> 0 — 15	21,72	53,47	17,63	12,83	4,80	1,30	1,59	0,58	0,70	2,09	99,08
	(B) 15 — 40	21,80	47,27	25,36	17,70	7,66	2,33	0,51	0,19	0,25	2,29	100,00
XIII Hrastje izprana rdečkasto rjava tla (v žepih)	A <sub>1</sub> 0 — 25	16,21	61,66	16,83	12,13	4,70	0,94	0,42	0,55	1,09	2,28	99,98
	A <sub>2</sub> 25 — 40	15,61	60,59	18,10	12,74	5,36	1,75	0,39	0,40	0,83	2,33	100,00
	B <sub>1</sub> 40 — 95	18,89	54,03	21,80	15,50	6,30	1,61	0,45	0,08	0,19	2,39	99,44
	B <sub>2</sub> 95 — 160	14,22	55,41	25,76	18,45	7,31	1,03	0,42	0,32	0,32	2,52	100,00
XV Hrastje izprava rdečkasto rjava globoka tla	A <sub>1</sub> 0 — 25	15,83	57,94	22,13	15,88	6,25	0,87	0,42	0,08	0,75	2,14	99,96
	AB 25 — 40	18,11	52,53	24,23	16,78	7,45	0,73	0,44	0,19	1,36	2,32	99,91
	B <sub>1</sub> 40 — 160	18,73	49,07	25,23	17,18	8,05	2,96	0,43	0,19	1,38	2,01	100,00

Žarilna izguba se giblje pri vseh profilih sorazmerno podobno, v horizontu A<sub>1</sub> je odstotek najmanjši (okoli 12%), medtem ko je odstotek v raznih horizontih B najvišji tam, kjer je količina glinaste frakcije največja.

Odstotki SiO<sub>2</sub> kažejo v vseh profilih srednje vrednosti od 47,27 do 61,66%. Kremenica pripada kremenu, delno pa mineralom glin. Količina Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ni velika, giblje se do 4,70% v horizontu A<sub>1</sub>, do 8,05% v horizontu B. Količina Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> je približno 2- do 2,5-krat večja od količine Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, kar je običajno razmerje tudi v terri rossi (Filipovski, 1963, 354 do 357).

Vrednosti CaO so v posameznih profilih sorazmerno nizke, medtem ko so vrednosti MgO običajne za tla, ki so se razvila na dolomitu, v odstotkih Na<sub>2</sub>O so zelo majhne. Količina K<sub>2</sub>O je nekoliko večja in tudi bolj konstantna v raznih profilih. Vrednosti Na<sub>2</sub>O in K<sub>2</sub>O v rdečkasto rjavih tleh so približno enake kot v terri rossi, v jugoslovanskih nahajališčih (Filipovski, 1963, 354 do 357). V rdečkasto rjavih tleh tudi pri nas z globino pada odstotek SiO<sub>2</sub> in narašča odstotek R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Tako je v horizontu (B) plitvih tal približno enaka količina R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> kot v žepastih ali še globljih izpranih tleh.

Če primerjamo kemične analize rdečkasto rjavih tal s številnimi podatki za terro rosso na območju cele Jugoslavije (Filipovski, 1963, 349 do 363), vidimo, da se ujemajo s področji Hercegovine, Bosne, Črne gore in Makedonije. Nekoliko drugačni so rezultati vzdolž jadranske obale z območja današnje mediteranske klime.

Potemtakem moremo rdečkasto rjava tla na triadnem dolomitu na Dolenjskem primerjati z nahajališči terre rosse na dolomitu v kontinentalnem delu Jugoslavije. To dokazujejo tudi že spredaj, pri opisu profilov objavljeni rezultati za humus, aciditeto (pH), vsoto baz, sposobnih za zamenjavo S, maksimalno adsorpcijsko kapaciteto za baze T in stopnjo nasičenosti adsorpcijskega kompleksa tal z bazami V.

Na podlagi vseh teh primerjav smo postali pozorni tudi na fizikalne lastnosti rdečkasto rjavih tal. Mehanska analiza vzorcev tal je pokazala velik odstotek glinaste frakcije, povprečno okoli 40%.

## MINERALI GLIN V RDEČKASTO RJAVIH TLEH

Glinasta frakcija je zelo pomembna za fizikalne, kemične in biološke lastnosti tal in tako tudi za njihovo produktivnost. Zaradi izredno majhnih delcev je površina glinaste frakcije zelo velika in predstavlja najbolj aktivni del tal. Zaradi zmožnosti, da zadržuje razne kemične elemente, se glinasta frakcija pogosto primerja s skladiščem rastlinskih hraniv. Vrsta talne gline je osnovnega pomena za preučevanje geneze in klasifikacije tal (Lutz, 1962, 136).

V tleh ločimo dve vrsti porekla mineralov glin (Caillère, 1964, 352):

1. minerali glin, ki so bili že prisotni v matični kamnini. S pomočjo erozije in ugodnih klimatskih pogojev so se »osvobodili«. Ostali so nepoškodovani in nespremenjeni tudi v tleh;



2. minerali glin se spremenijo obenem s prepecevanjem ostalih sestavin kamenine. V novo obliko so prešli zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev.

### Diferenčno termična analiza

Glinaste frakcije v vzorcih tal ponavadi sestojijo iz mešanice mineralov glin in drugih primesi, kot železovih spojin in organskih snovi. Pri temperaturah 200° do 300° C se prične oksidacija vsake organske snovi. Stopnja oksidacije je odvisna od narave organske snovi, količine kisika, lahkote njegovega dostopa v maso gline do organske snovi in od temperature. Narava organske snovi je odvisna od njenih sestavin, velikosti delcev (če nastopa v raztresenih delcih) in od tega, ali je adsorbirana na površini minerala gline. V glavnem stopnja oksidacije narašča, ko se temperatura zvišuje (G r i m m , 1962, 87).

Rezultate diferencno termičnih analiz glinaste frakcije v tleh kaže sl. 3.

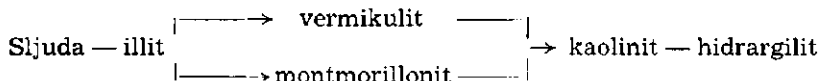
Termična krivulja A pripada illitu (rdečkasto rjava rendzina, profil XIV, E od Hrastja, horizont A<sub>1</sub>). Prva endotermična konica pri 100° C predstavlja izgubo adsorbirane vode. Eksotermična reakcija med 200° in 300° C pomeni organske primesi. Druga endotermična konica (med 450° in 600° C) ni izrazita, tretja je komaj opazna, tik pred eksotermično reakcijo (pri 850° C).

Termična krivulja B (rdečkasto rjava plitva tla, profil XVII, horizont A<sub>1</sub>, NE od Paradišča) dobro prikazuje večjo količino montmorillonita in manj kaolinita (neizrazita endotermična reakcija pri 450° C). Glina ima tudi organske primesi (vrh med 200° in 300° C).

Krivulja C je značilna za halloisit. Predstavlja glino iz horizonta (B) prejšnjega profila.

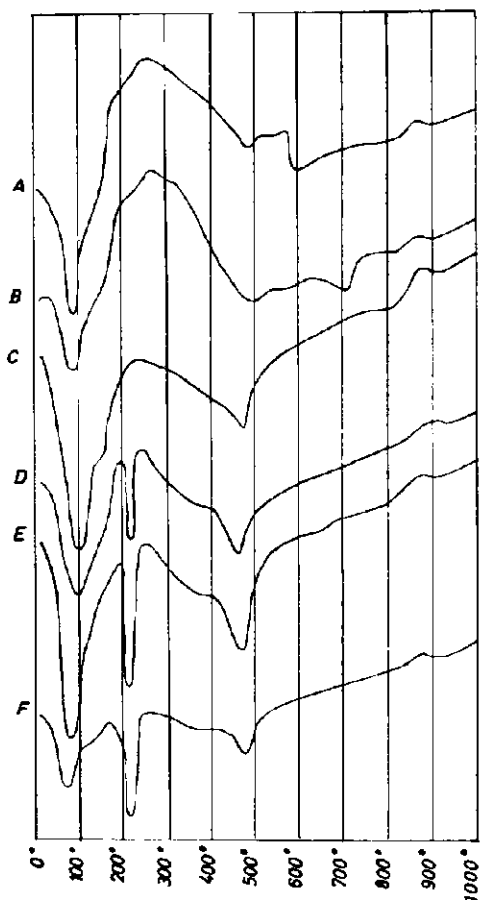
Prisotni minerali glin illit, montmorillonit in halloisit kažejo na razvoj teh mineralov in obenem na genezo tal od rendzin prek rdečkasto rjavih rendzin do rdečkasto rjavih plitvih tal.

Razvoj mineralov glin v rdečkasto rjavih tleh si moremo razlagati na naslednji način (L a a t s c h , 1957, 65):



Lističasti sljudni minerali (muskovit, biotit, hlorit) se direktno metamorfzirajo v minerale glin. Pri metamorfozi sljude do montmorillonitnega stadija gre za razpadanje kristalnih plasti ob izpiranju (ali izgubi) kalija. Minerali montmorillonitove skupine so neobstoječi v kislih ali z bazami siromašnih raztopinah. Pri takih pogojih postopno prehajajo v kaolinit. Kristalna plast še delno razpade in prehaja v dvoplastno mrežo.

Razlago podpirajo termične krivulje, ki smo jih dobili za minerale glin v izpranih rdečkasto rjavih globokih tleh. To so močno kislila tla, kjer je pH okoli 3,80. V vseh horizontih številnih profilov smo z DTA ugotovili eno samo vrsto minerala glin — halloisit.



Sl. 3. DTA krivulje glinaste frakcije tal

Fig. 3. Differential thermal curves for soil clays

A illit, rdečkasto rjava rendzina, horizont A<sub>1</sub>, profil XIV, E od Hrastja. B montmorillonit, kaolinit in organska snov, rdečkasto rjava plitva tla, horizont A<sub>1</sub>, profil XVII, NE od Paradišča. C halloisit, rdečkasto rjava plitva tla, horizont B, profil XVII, NE od Paradišča. D, E, F halloisit in železov oksid, izprana rdečkasto rjava tla, horizonti A<sub>1</sub>, AB, B<sub>1</sub>, profil XV, E od Hrastja

A illite, red brown rendzina, horizon A<sub>1</sub>, profile XIV, E from Hrastje. B montmorillonite, kaolinite and organic matter, shallow red brown soil, horizon A<sub>1</sub>, profile XVII, NE from Paradišče. C halloysite, shallow red brown soil, horizon B, profile XVII, NE from Paradišče. D, E, F halloysite and iron oxide, leached red brown soil, horizons A<sub>1</sub>, AB, B<sub>1</sub>, profile XV, E from Hrastje

Termična krivulja D predstavlja glinasto frakcijo izpranih rdečkasto rjavih tal iz horizonta A<sub>1</sub> (XV. profil, E od Hrastja), krivulja E glinasto frakcijo iz horizonta AB in krivulja F glinasto frakcijo iz horizonta B<sub>1</sub> istega profila. Vsaka od teh treh krivulj jasno kaže halloisit z različno množino železovih oksidov (konica pri 200° do 250° C).

Vsi rezultati diferenčno termične analize potrjujejo Laatschevo teorijo o razvoju mineralov glin v usedlinah oziroma v tleh. Metamorfoza illita v montmorillonit in naprej (v ugodnih pogojih) v kaolinit, v našem primeru predvsem v halloisit osvetljuje razvoj rdečkasto rjavih pokarbonatnih tal. Ta tla so se razvila iz netopnega ostanka dolomitov in prešla razvojne stadije rendzine, rdečkasto rjave rendzine, rdečkasto rjavih tal do rdečkasto rjavih izpranih tal.

Razni avtorji navajajo, da se ne moremo popolnoma zanesti na rezultate diferenčno termičnih analiz. Tako na primer Grimm (1953, 84 do 106), Searle in Grimshaw (1959, 237 do 343), Schroeder (1954,

208 do 216) in drugi navajajo poleg teh še rentgenogramе za iste vzorce ali pa prilagajo celo elektronske posnetke. Zato smo za kontrolo rezultatov diferenčno termičnih analiz dali napraviti tudi nekaj rentgenogramov glinaste frakcije rdečkasto rjavih tal.

Za rentgenske preiskave glinaste frakcije smo se odločili pri XV. profilu izpranih rdečkasto rjavih tal, ki leži SE od Hrastja, ker smo imeli za ta profil že številne druge preiskave.

Rentgenogrami so bili posneti na aparatu Siemens-Kristaloflex II.\* Glina iz horizonta A<sub>1</sub> pripada halloisitu, kar potrjujejo razdalje med kristalnimi mrežami (d v Å) in relativne jakosti posameznih odbojev. Rentgenogram gline iz horizonta AB kakor tudi iz horizonta B<sub>1</sub> kaže tudi vse značilnosti za halloisit. Dobljene podatke smo primerjali s podatki v karticah ASTM\*\* in našli, da se skladajo s podatki za halloisit. Tako se rentgenske analize glinastih frakcij skladajo s podatki DTA.

### Preiskava glin v faznem kontrastu

Glinaste frakcije smo preiskovali v faznem kontrastu predvsem zato, ker je metoda enostavna, hitra in zanesljiva. Poleg tega pa moremo določiti količino posameznih mineralov tudi v odstotkih. Pri tem smo uporabljali tekočine z lomnim količnikom, ki se približuje (ali je enak) lomnemu količniku raziskovanega minerala. V ta namen smo uporabljali Schmidtove tabele (1958) za določanje mineralov.

Na mikroskopu znamke Ortolux (Leitz, Wetzlar) smo najprej pregledali standardne minerale glin: kaolinit, halloisit, montmorillonit, illit (tako kot pri DTA). Po teh opazovanjih smo primerjali glinaste frakcije iz posameznih horizontov številnih profilov rdečkasto rjavih tal. Našli smo enake vrste mineralov glin kot pri DTA. Te raziskave so natančneje zato, ker smo poleg glin opazovali tudi sicer redka zrnca kremenca, limonita, hematita in drobce organske snovi.

Pri preiskavi netopnih ostankov, ki smo jih dobili pri topljenju triadnih dolomitov, se je metoda faznega kontrasta odlično izkazala, ker smo imeli na razpolago zelo majhne količine. Vzorce dolomitov, ki smo jih kemično analizirali, smo uporabili tudi za dobivanje netopnega ostanka (glej 2. tabelo). Ostanek smo preiskali v faznem kontrastu in določili mineralno sestavo kot sledi:

I. Zgornjetriadni dolomit (Lanišče) z rdečkasto rjavimi tlemi; moten, sivkast netopni ostanek (2,30 %) sestavlja:

kremen . . . . .	13,4 %
limonit . . . . .	20,6 %
illit . . . . .	53,2 %
sljuda . . . . .	2,5 %
organske snovi in druge primesi .	10,0 %

\* Rentgenogramе mi je napravila A. Hinterlechner, mineraloginja Geološkega zavoda v Ljubljani.

\*\* ASTM — Index to the x-ray powder data file American society for testing materials.

II. Srednjetriadni dolomit (SE od Lanišča) z rdečinami in rdečkasto rjavimi tlemi; moten, sivkast netopni ostanek (1,62 %) sestavlja:

kremen . . . . .	21,0 %
limonit . . . . .	19,3 %
illit . . . . .	39,7 %
sljuda . . . . .	10,0 %
organske snovi in druge primesi . . . . .	10,0 %

III. Werfenski dolomit (E od Škofljice), rumenkasto rjavi netopni ostanek (15,64 %) sestavlja:

kremen . . . . .	26,0 %
limonit, hematit . . . . .	23,8 %
illit . . . . .	36,7 %
sljuda . . . . .	12,0 %
organska snov . . . . .	1,5 %

To je eden izmed najtrših dolomitov, kar smo jih srečali na raziskovanem ozemlju. Prepereva zelo počasi, poleg tega nastopa le v nekaj metrov debelih skladih, vmes je rjavi glinasti sljudni skrillavec, ki mnogo hitreje prepereva. V istem času dajo za tvorbo tal mnogo več snovi kot dolomit. Zato je razumljivo, da se na tem dolomitu v takih okoliščinah niso mogla razviti rdečkasto rjava tla.

VII. Zgornjetriadni (brečasti) dolomit (N od Šmarja) z rdečkasto rjavimi tlemi; moten, sivkast, netopni ostanek (2,83 %) sestavlja:

kremen . . . . .	16,3 %
limonit . . . . .	21,6 %
illit . . . . .	40,1 %
kaolinit . . . . .	10,0 %
sljuda . . . . .	2,0 %
organska snov in druge primesi . . . . .	10,0 %

IX. Zgornjetriadni tankoplastoviti dolomit (pri Podgorici) z rdečkasto rjavimi tlemi, ki imajo značilno temnejšo barvo zaradi organskih primesi. Velika količina teh snovi se le počasi mineralizira. Nikakor nismo mogli odstraniti organske snovi, da bi ugotovili pravo barvo netopnega ostanka. Črn, sajast netopni ostanek (3,02 %) sestavlja:

kremen . . . . .	13,2 %
limonit . . . . .	17,4 %
illit . . . . .	33,4 %
kaolinit . . . . .	8,0 %
sljuda . . . . .	1,0 %
organska snov in druge primesi . . . . .	27,0 %

XI. Zgornjetriadni dolomit (z rdečkastimi glinastimi prevlekami po ploskvah krojenja, N od Stranske vasi) z rdečkasto rjavimi tlemi; sivkasto rdeči netopni ostanek (7,53 %) sestavlja:

kremen . . . . .	16,0 %
hematit . . . . .	22,9 %
illit . . . . .	44,1 %
halloisit . . . . .	9,0 %
organska snov in druge primesi . . . . .	8,0 %

XIII. Zgornjetriadni dolomit (SE od Hrastja) z rdečkasto rjavimi žepastimi tlemi; sivkasti, moten netopni ostanek (3,20 %) sestavlja:

kremen . . . . .	16,8 %
hematit, limonit . . . . .	21,0 %
illit . . . . .	46,5 %
halloisit . . . . .	5,0 %
sljuda . . . . .	1,0 %
organska snov in druge primesi . . . . .	10,0 %

XVII. Zgornjetriadni dolomit (Paradišče) z rdečkasto rjavimi tlemi; svetlo rdečkasti čisti netopni ostanek (1,28 %) sestavlja:

kremen . . . . .	16,9 %
hematit . . . . .	9,7 %
illit . . . . .	58,4 %
halloisit . . . . .	5,0 %
sljuda . . . . .	1,0 %

XVIII. Cassianski zrnati dolomit (NE od Zg. Blata) z rdečkasto rjavimi tlemi; svetlo rdečkasti netopni ostanek (2,71 %) sestavlja:

kremen . . . . .	19,0 %
hematit . . . . .	16,4 %
illit . . . . .	63,6 %
kaolinit . . . . .	9,0 %
sljuda . . . . .	1,0 %

XIX. Cassianski zrnati dolomit (M. Lipoglav) s plitvimi rdečkasto rjavimi tlemi; svetlo rdečkasti netopni ostanek (2,75 %) sestavlja:

kremen . . . . .	18,0 %
hematit . . . . .	14,4 %
illit . . . . .	60,6 %
kaolinit . . . . .	8,0 %
sljuda . . . . .	1,0 %

XX. Zgornjetriadni tankoplastoviti dolomit (E od Sel) z globokimi rdečkasto rjavimi tlemi; moten, temno rdečkasto sivi netopni ostanek (2,98 %) sestavlja:

kremen . . . . .	12,1 %
hematit, limonit . . . . .	19,4 %
illit . . . . .	42,5 %
halloisit . . . . .	10,0 %
sljuda . . . . .	1,0 %
organska snov in druge primesi . . . . .	15,0 %

XXI. Zgornjetriadni dolomit (SE od Šmarja) z rdečkasto rjavimi tlemi; svetlo rdečkasti čisti netopni ostanek (3,02 %) sestavlja:

kremen . . . . .	17,7 %
hematit . . . . .	9,9 %
illit . . . . .	66,4 %
halloisit . . . . .	4,0 %
sljuda . . . . .	2,0 %

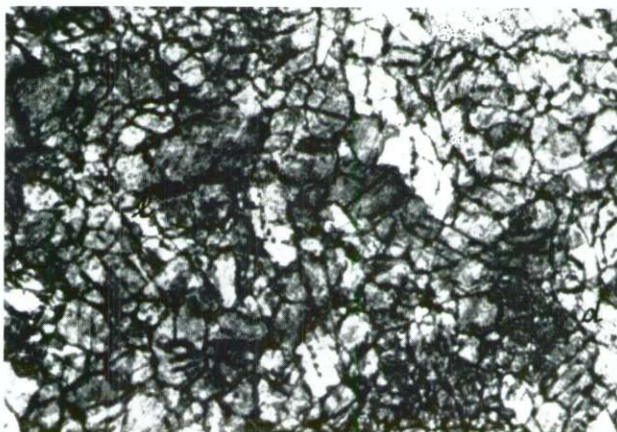
Sl. 1. Dolomit SE od Lanišča (II), nikola vzporedna, 120 ×. Žilica kalcita (c) v drobnozrnatem dolomitu (d), limonit (l) muskovit (ms) hematit (h)

Fig. 1. Dolomite SE from Lanišče (II), nicols //, 120 ×. Veinlet of calcite (c) in fine grained dolomite (d), limonite (l), muscovite (ms), hematite (h)



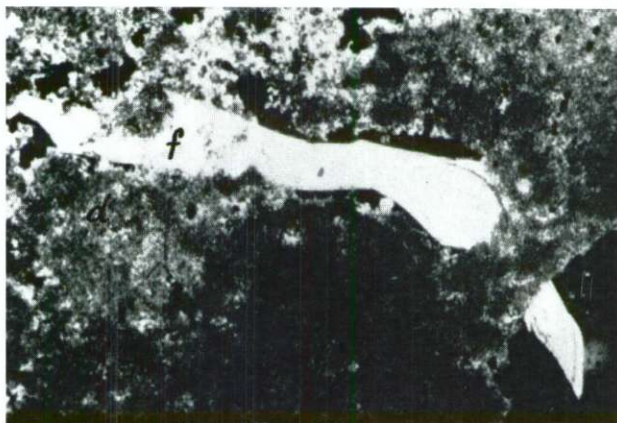
Sl. 2. Dolomit pri Tlakah (IV), nikola vzporedna, 45 ×. Različno veliki kristali dolomita (d), zelo drobna zrna limonita (l)

Fig. 2. Dolomite near Tlake (IV), nicols //, 45 ×. Various size crystals of dolomite (d), very fine limonite grains (l)



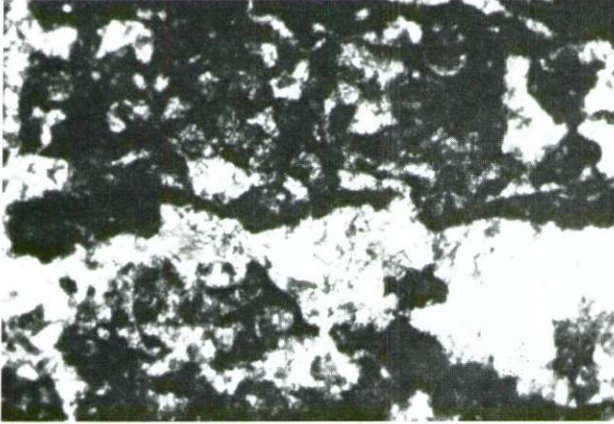
Sl. 3. Dolomit iz Lanišča (I), + nikola, 45 ×. Zelo drobna zrna dolomita (d), luskasta flogopita (f)

Fig. 3. Dolomite from Lanišče (I), nicols crossed, 45 ×. Very fine dolomite grains (d), phlogopite scale (f)



The Roman numerals show the dolomite beds on the geologic map and the soil profiles on the soil map

Fig. 3. Fine stratified dolomite near Podgorica (IX), nicols //, 120 X. Dark and light gray strata of dolomite



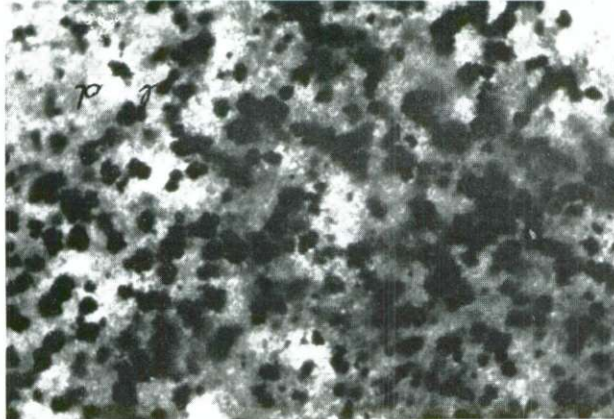
Sl. 3. Tankoplastovit dolomit pri Podgorici (IX), nikola vzporedna, 120 X. Temno sive in svetle plasti dolomite

Fig. 2. Dolomite NE from Smarje (VIII), nicols //, 120 X. Very fine dolomite grains (d), various size crystals of calcite (c), organic matter (o)



Sl. 2. Dolomit, NE od Smarja (VIII), nikola vzporedna, 120 X. Zelo drobna zrna dolomite (d), različno velikosti kristali kalcita (c), organska snov (o)

Fig. 1. Dolomite from Lanšče (I), nicols //, 45 X. Very fine dolomite grains (d) and numerous fragments of limonite (l)



Sl. 1. Dolomit iz Lanšče (I), nikola vzporedna, 45 X. Zelo drobna zrna dolomite (d) in številni drobci limonita (l)

Pričujoče analize kažejo, da netopni ostanek ni bil vedno rdečkast, temveč celo sivkast do temno siv. Kljub temu so se na teh matičnih kameninah razvila rdečkasto rjava tla. Iz netopnega ostanka je šel razvoj prek rendzin v rdečkasto rjava tla. Seveda je netopni ostanek vseboval tudi majhne količine rdečih železovih mineralov. Njihova barva je bila zastrta s temnejšo in obilnejšo sivo.

Minerali glin, ki smo jih določili v netopnem ostanku, tudi pričajo o razvoju rdečkasto rjavih tal. V vseh vzorcih je bil v največji meri zastopan illit, v nekaterih še kaolinit oziroma halloisit.

Navajajo, da illit nastaja pri razpadu drugih mineralov glin med diagenozo v sedimentih. Illit je zelo dovzeten za vezanje kalija v usedlinah. Prisotnost kalijevih ionov v usedlinah verjetno pospešuje razvoj tega minerala (M a s s o n , 1952, 136).

V nastalih tleh se je razvoj illita nadaljeval do montmorillonita. Za tvorbo montmorillonita je zelo ugodna prisotnost baz, posebno še magnezija. Montmorillonit se je razvijal v nevtralnih tleh (rendzina — plitva rdečkasto rjava tla). Tla so postajala globlja in pričelo se je izpiranje baz. Okolje je postajalo kislo in s tem so bili pogoji ugodni za razvoj kaolinita ali halloisita.

Večji del rdečkasto rjavih tal med Škofljico in Grosupljem je avtohtonega izvora. Le pri globokih rdečkasto rjavih tleh je tudi nekaj nanesenega materiala, ki izvira iz bližnje okolice. To dokazuje preiskava peščene frakcije (delci 2 mm do 0,02 mm) pod binokularnim mikroskopom, ki je ostala na situ pri mehanski analizi talnih vzorcev. Vzorce smo analizirali zato, da bi določili, če niso morda »rdeče ilovice« eolskega postanka.

### Peščena frakcija rdečkasto rjavih tal

Peščeno frakcijo (0,02 do 2 mm) iz številnih profilov rdečkasto rjavih tal smo pregledali pod mikroskopom. Našli smo, da ni bistvenih razlik v mineralni sestavi peščene frakcije v raznih vrstah rdečkasto rjavih tal, razen po količini nekaterih mineralov v posameznih horizontih.

V rdečkasto rjavi rendzini (E od Hrastja, XVI) je v horizontu A<sub>1</sub> (0 do 24 cm) veliko belih neprozornih odlomkov dolomita, precej je brezbarvnih prozornih, nepravilnih zrn kremenca z rahlo zaobljenimi robovi, vmes pa so tudi zrna kremenca, obdana s tanko skorjico kalcitnih (svetlo rjavkastih) kristalčkov, ki se v dotiku z razredčeno HCl raztope. Okrogle konkrecije limonita so sivkasto rjave in zelo redke. Drobni trioglati drobcji z zglajenimi robovi predstavljajo humate, ki pa jih je malo. Živo rdeči nepravilni drobcji pripadajo hematogelitu (koloidni modifikaciji hematita), ki so pogosto obdani s tanko kristalno skorjico kalcita. V dotiku z razredčeno HCl se kalcit raztopi in hematogelit razpade na številna rdeča zrnca.

Plitva rdečkasto rjava tla (Paradišče, XVII) kažejo podobno mineralno sestavo peščene frakcije v horizontu A<sub>1</sub> kot rdečkasto rjava rendzina.

V horizontu (B) (15 do 40 cm) so zelo redki organski ostanki že mineralizirani poleg limonitnih rjavih konkrecij in nepravilnih rdečih mehkih zrn hematogelita.



V izpranih rdečkasto rjavih tleh (SE od Hrastja, XIII) v horizontu A<sub>1</sub> (0 do 25 cm) so romboedrski odlomki dolomita, nekaj prozornih zrn kalcita, stebrički in nepravilna zrna kremenca in rdeči skupki hematogelita ter redke limonitne konkrecije.

V horizontu A<sub>2</sub>B (25 do 40 cm) so redki organski ostanki že mineralizirani, zrna kremenca so rahlo zaobljena, ploščica turmalina je indigo modra, veliko je rdečih konkrecij hematogelita.

V horizontu B<sub>1</sub> (40 do 95 cm) so mineralizirane lasaste koreninice, drobcji dolomita, zrna kremenca, rdeče konkrecije hematogelita in sivkasto rjave redke konkrecije limonita.

V horizontu B<sub>2</sub> (pod 95 cm) so še vidne mineralizirane koreninice, drobcji dolomita, zrna kremenca, konkrecije hematogelita in limonita, ki pa so mnogo redkejše in nekaj svetlikajočih se lističev sljude.

Navedeni minerali peščene frakcije rdečkasto rjavih tal niso eolskega porekla. Vse smo našli že kot sestavni del dolomita, razen hematogelita, ki je nastal v tleh sekundarno. Mineralna zrnca so povečini nepravilna, z rahlo zaobljenimi robovi. Kristalne oblike so bolj redke (nekaj lepih kristalčkov kremenca). Konkrecije limonita smo opazovali že v dolomitnih zbruskih, vendar so v tleh bolj zaokrožene oblike. Vse to priča, da so rdečkasto rjava tla nastala *in situ*. Le zelo globoka tla vsebujejo tudi nanesen material, ki je prispel iz neposredne okolice.

Minerali eolskega porekla bi imeli bolj zbrušene in zaokrožene površine. Poleg tega bi količina peščene frakcije prevladovala nad glinasto. Vsebina mineralnih delcev bi bila tudi bolj pestra. Tako pa smo našli v peščeni frakciji le tiste minerale, ki jih je vsebovala že matična kame-nina. Tudi po horizontih (od površja do podlage) se mineralna sestava tal ne menja, razen po količini posameznih vrst mineralov. Tudi hematogelit, ki se je razvijal istočasno kot rdečkasto rjava tla, priča o avtohtonosti teh tal.

## POVZETEK

Rdeče kraške ilovice se med Škofljico in Grosupljem razprostirajo izključno na dolomitih.

Kemična analiza številnih vzorcev triadnih dolomitov je pokazala, da vsi vsebujejo manjšo ali večjo količino seskvioksidov.

Petrografski zbruski kažejo, da dolomiti niso čisti magnezijev kalcijev karbonat, temveč vsebujejo primesi kot so kremen, hematit, limonit, sljude in celo pooglenele organske ostanke.

Enake minerale, samo v večji množini, smo določili v peščeni frakciji rdečkasto rjavih tal, kar priča za razvoj teh tal iz dolomitov in za avtohtono poreklo.

Rdečkasto rjava tla izvirajo iz zgornjega pliocena in pleistocena. Majhne količine netopnega ostanka dokazujejo, kako dolgo se je moral kopičiti residuum, da so tla dosegla današnjo debelino.

Netopni ostanek sestoji iz mineralov glin, kremenca, limonita, hematita, sljude in organske snovi. Njegova barva ni vedno rdeča, pogosto je sivkasta in celo črna. »Prava« barva je namreč pogosto zakrita s tolikšno količino organske snovi, da je ni mogoče odstraniti, ne da bi pri tem uničili ostale sestavine. Rdečkast netopni ostanek smo najhitreje dobili iz dolomitov, ki so brez organskih primesi.

Klima in vegetacija vplivata na hitrost razpadanja dolomita in s tem v zvezi tudi na potek pedogeneze. Rdečkasto rjava tla so se razvila iz nekarbonatnega ostanka, ki mu je bil sprva primešan tudi dolomitni skelet.

Razvoj je potekal od rendzine oziroma rdečkasto rjave rendzine do rdečkasto rjavih tal, ko se je formiral glinasti horizont (B).

Na potek geneze so vplivale tudi velike klimatske spremembe od pliocena prek pleistocena do danes. Tla so bila izpostavljena oksidaciji, hidrataciji, izpiranju in eroziji. Zato imamo danes vse oblike tal, od rdečkasto rjave rendzine do plitvih in srednje globokih ter izpranih globokih rdečkasto rjavih tal.

Plitva, srednje globoka in globoka izprana rdečkasto rjava tla so lahko enake starosti. Plitva talna oblika je v strmejših pobočjih, kjer je bila delno erodirana. Na ta način so se tla stalno pomlajevala in niso mogla doseči večje globine. To potrjuje enaka in celo večja količina glinaste frakcije v horizontu (B) plitvih tal, kot v globokih tleh na enaki matični podlagi.

O takšnem razvoju tal pričajo tudi minerali glin. V netopnem ostanku dolomitov smo našli največ illita ter malo kaolinita in halloisita. V rdečkasto rjavi rendzini nastopa mešanica illita in montmorillonita. V rdečkasto rjavih plitvih tleh je v horizontu A<sub>1</sub> še mešanica montmorillonita in kaolinita v horizontu (B) pa samo halloisit. V izpranih rdečkasto rjavih tleh smo določili v vseh horizontih le halloisit.

Rdečkasto rjava plitva do srednje globoka tla so nastala *in situ*, so torej avtohtona. Slaba diferenciacija profila globokih tal dokazuje, da ta tla vsebujejo tudi prinesen material in so torej para-avtohtona tla.

Rdečkasto rjava tla niso eolskega izvora, kar dokazujejo enaki minerali v peščeni frakciji tal in v talnih zbruskih, kot smo jih že določili v matični kamenini — dolomitu. Prav tako ni prinesen samo del mineralov, ker se mineralna sestava od horizonta do horizonta ne menja, razen po količini. Mineralna zrna niso obrušena, temveč imajo le rahlo zglajene robove. Pogosto so združena v konkrecijo, ki jo obdaja kristalna bleščeča kalcitna skorjica. To je sekundarna tvorba, ki je nastala v tleh.

Rdeče kraške ilovice smo označili kot rdečkasto rjava pokarbonatna tla. Nismo jih mogli imenovati jerovica (terra rossa), ker se njihova kemična sestava in fizikalne lastnosti razlikujejo od lastnosti teh tal. Naši rezultati se zelo približujejo terri rossi kontinentalnega kraškega območja Jugoslavije (od Like do Makedonije).

## SOIL FORMATION ON THE TRIASSIC DOLOMITES

Vera Gregorič

With 3 textfigures and 2 plates

The task was to find the connection between the rock and the soil on it. The mineral composition and structure and the chemical composition of the Triassic dolomites are given (Tab. 1). The study deals with the soils and their formation on the dolomites, from rendzina to the red brown soils (red karst loam).

Numerous analyses of the insoluble rest of the Triassic dolomites were made (Tab. 2). Not all insoluble residua were red brown — some were brown, gray, even dark gray, depending on the amount of the inert organic matter in the dolomite.

The basic problem is the origine of the red brown soil lying on the Triassic dolomites. To this purpose mechanical (Tab. 4, 6, 8) and chemical analyses of the red brown soil (Tab. 9) were worked out. Several differential thermal analyses of the clay fraction of various soil units, from rendzina to the leached deep red brown soil, are also discussed in the study (Fig. 3). On the basis of these analyses a continuous development of clay minerals has been established, from the illite in the rendzina and the montmorillonite kaolinite mixture in the A<sub>1</sub> horizon, and the halloysite in the B horizon of the shallow red brown soil up to the halloysite in all horizons of the deep and leached red brown soils. This was also confirmed by the x-ray diffraction of the clay fraction and by examinations in the phase contrast Ortolux microscope of these soils. From the results obtained an autochtony of the soils is indicated. They have developed on the dolomite from the rendzina through the red brown rendzina into shallow red brown soil then into deep red brown soil, and finally into leached deep red brown soil.

In the minerals that were determined in the phase contrast of the Ortolux microscope, direct connection between the rock and the soil was evident. Thus the red brown soil has developed from insoluble rest of the dolomites. This is also evident from microscopical examination of the dolomite thin sections (Plates I and II) and the sand fraction of the soil.

Since minerals of the same kind were found in the rock as well as in the soil, any possibility of the aeolian formation of the red brown soil in the area Šmarje Sap (southeast of Ljubljana) seems to be out of consideration.

### LITERATURA

Bershad, L., Halevy, E., Gold, H. A., Hagin J. 1956, Clay minerals in some limestone soils from Israel. Soil Science, Vol. 81, N. 6, Baltimore, USA.

Buser, S. 1962, Geološke razmere na listu Ig—Ribnica 51-25/I. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Caillière, S., Henin, S. 1964, Minéralogie des argiles. Paris.

- Cirić, M., Aleksandrović, D. 1959, Jedno gledište o genezi terra rosse (crvenice). Zbornik radova poljoprivrednog fakulteta, Beograd.
- Cirić, M. 1962, Pedologija za šumare. Beograd.
- Filipovski, G., Cirić, M. 1963, Zemljišta Jugoslavije. Jugoslovensko društvo za proučavanje zemljišta, Beograd.
- Germovšek, C. 1955, Poročilo o kartiranju južnovzhodnega obrobja Ljubljanskega barja. Geologija 3, Ljubljana.
- Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Sentrupertom. Geologija 3, Ljubljana.
- Gorbunov, J. N. 1956, Zakonomernosti razprostranjenija glinistih mineralov v glavnejših tipah počv SSSR. Počvovedenie, No. 2, Moskva.
- Gračanin, M. 1951, Pedologija, III. deo. Sistematika tla. Zagreb.
- Grim, E. R. 1953, Clay Mineralogy. London.
- Grimšičar, A. 1960, Geološki položaj ozemlja ob novi avtomobilski cesti od Škofljice do Bregane. Geologija 6, Ljubljana.
- Horvat, A. 1953, 1957, Kraška ilovica. Ljubljana.
- Jackson, L. M., Sherman, D. 1953, Chemical weathering of mineral soils. Adv. in Agron. V. 221—318.
- Jackson, L. M. 1958, Soil chemical analysis. New York.
- Jeffries, C. D., Jackson, L. M. 1949, Mineralogical Analysis of Soils. Soil Science 68, 57.
- Jenny, H. 1941, Factors of soil formation. New York. London.
- Kramer, E. 1905, Das Laibacher Moor. Ljubljana.
- Kubiena, W. 1953, Entwicklungslehre des Bodens. Wien.
- Laatsch, W. 1957, Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. Leipzig.
- Lang, R. 1922, Die Verwitterung. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie u. Petrographie, Jena.
- Lipold, M. V. 1858, Bericht über die geologische Aufnahme in Unter-Krain im Jahre 1857. Jahrb. geol. R. A. Wien 9.
- Lutz, J. H., Chandler, F. R. 1962, Sumska zemljišta, Naučna knjiga, Beograd.
- Markovič-Marjanović, L. 1960, Die Bedeutung der fossilen »terra rossa« — Horizonte für Stratigraphie und Chronologie des Pleistozäns von Jugoslawien. Sonderabdruck aus der Verh. der Geol. Bundesanst. Wien.
- Masson, B. 1952, Principles of Geochemistry. New York.
- Melik, A. 1959, Posavska Slovenija. Slovenija II. Ljubljana.
- Meyer, B., Kalk, E. 1959, Die Mineralbestimmung in Tonfraktionen des Bodens mit Hilfe der Phasekontrast- und Grenzdunkelmikroskopie. Landwirtschaft. Forschung, Band 12, Heft 1.
- Pelhan, C. 1954, Diferencialna termična analiza glin. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1961, Geološki izleti po ljubljanski okolici. Ljubljana.
- Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal. Prva knjiga. Ljubljana.
- Rakovec, I. 1956, Razvoj pleistocena na Slovenskem. Prvi jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.
- Sabioncello, P., Filipović, L. 1948, Laboratorijski priručnik za anorgansku tehničku kemijsku analizu. II. dio. Zagreb.
- Schachtschabel, P. 1951, Bestimmung von S-Wert und Sättigungsgrad, Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk., Weinheim u. Berlin.
- Schmidt, G. K. 1958, Neues Arbeitsblatt zur Brechzahl und Dispersionsbestimmung staubförmiger Mineralien. Staub 18, Bonn.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. 1960, Bodenkunde. Stuttgart.
- Schoeler, H. 1962, Les eaux souterraines. Paris.
- Schröder, D. 1952, Über die nichtkarbonatische Bestandteile von Weissjurakalken. Zeitschr. für Pflanz., Düng., Bodenk., 57/102 Band, Heft 8., Weinheim u. Berlin.

- Schwertman, U. 1959, Ueber die Synthese definierter Eisenoxyde unter verschiedenen Bedingungen. Zeitsch. für anorg. u. allg. Chemie, Bd. 298, Heft 5—6., Leipzig.
- Searle, B. A., Grimshaw, W. R. 1959, The Chemistry and Physics of Clays. London.
- Seidl, F. 1925, Zemeljski potresi pri Črnomlju v zvezi z geološko zgodovino krajine. Zagreb.
- Smolikova, L., Ložek, V. 1962, Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. Eiszeitalter u. Gegenwart. Bd. 13, Öhringen.
- Smothers, J. W., Chiang Ph. D. Yao 1958, Differential thermal analysis. New York.
- Škorić, A. 1961, Pedološka istraživanja. Zagreb.
- Šlebinger, C. 1953, Obvestilo o kartiranju lista Cerknica 1 in 2. Geologija 1, Ljubljana.
- Thun, R., Herrmann, R., Knickmann, E. 1955, Methodenbuch. Die Untersuchungen von Böden. Bd. 1., Radebeul u. Berlin.
- Tučan, F. 1910, Die Kalksteine und Dolomite des Kroatischen Karstgebietes. Geološki anali VI, Beograd (S. 609—813).
- Tučan, F. 1912, Terra rossa, deren Natur und Entstehung. Neues Jahrb. für Mineralogie, Geologie u. Paläontologie. XXXIV. Beilage — Band. Stuttgart.
- Waagen, L. 1914, Karsthydrographische Mitteilungen aus Unterkrain. Verh. der geol. R. A., Wien.
- Werner, J. 1958, Zur Kenntnis der Bauen Karbonatböden (Terra fusca) auf der Schwäbischen Alb. Stuttgart (disertacija).
- Wilde, S. A. 1958, Forest Soils. New York.
- Winkler, A. 1957, Geologische Kräftepiel und Landformung. Wien.
- Wraber, M. 1960, Fitosociološka razčlenitev gozdne vegetacije v Sloveniji. Slovenska akademija znanosti in umetnosti. Ljubljana.
- Zurga, J. 1938, Nekoliko iz geologije Dolenjske. »Dolenjska« 5—6, Ljubljana.

## WINCHELLOV SISTEM POLUVALJKA ZA OPTIČKO ODREĐIVANJE MINERALA

*Ljudevit Barić*

Sa 2 slike u tekstu

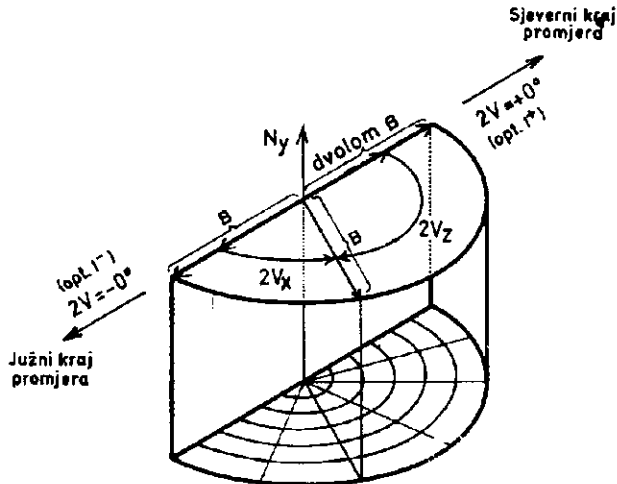
Za određivanje kamenotvornih (petrogenih) minerala pomoću njihovih optičkih svojstava postoji priličan broj tablica i udžbenika, koji su svakom stručnjaku koji se služi polarizacionim mikroskopom dobro poznati. Od novijih takvih tabelarnih pregleda spomenimo npr. Trögerove tablice, koje su 1959. godine izašle u trećem izdanju. Uz te tablice izašao je pred dvije godine — 1967 — opsežni opisni dio. U Českoj postoje tablice od Dudeka, Fediuka i Palivcove (1962). Od velike su pomoći i kraći ili opširniji udžbenici, u kojima su opisana mikrofiziografska svojstva, kao npr. onaj od Wahlstroma (1955), Heinricha (1965), Kerra (1959), Chudobe (1932), Hejtmana i Konte (1959), Barića i Tajdera (1967) itd.

Treba li međutim odrediti drugi neki prozirni ili providni mineral, tad pomoću spomenutih tablica ili udžbenika nećemo moći doći do cilja. Minerali, koji ne izgrađuju stijene, nisu naime u njima navedeni. U tom slučaju moramo se za određivanje poslužiti ili kompletnom nekom sistematskom mineralogijom, što će često biti skopčano sa velikim gubitkom vremena, ili pak tablicama, u kojima su sadržani svi poznati prozirni ili providni minerali. Od njih ćemo podsjetiti na tablice, koje je 1921. godine objavio Larsen; one su 1934. izašle u drugom izdanju, koje je Larsen priredio zajedno sa Bermanom. To je djelo izašlo u ruskom prijevodu u drugom izdanju sa dopunama, koje je priredio Petrov (1965). Spomenuti treba i tablice od A. N. Winchella (1939), u koje su unijeti i neprozirni minerali.

Samo se po sebi razumije, da su kako Larsenove, tako i Winchellove tablice prilično opsežne. Ruski prijevod prvih iz 1965. godine obuhvata 464 strane, a opseg Winchellovih iznosi 231 stranu. Ta opsežnost smeta ponešto lakom i brzom snalaženju u njima. Radi toga je lako shvatiti nastojanja, da se konstruiraju tablice, kojima bi opseg bio manji, a da uza sve to one mogu poslužiti za mikroskopsko određivanje svih poznatih prozirnih ili providnih minerala. Pred nedugo vrijeme to je

— mislim — pošlo za rukom H. Winchellu (1965). Pokušat ćemo, da ukratko prikažemo zamisli, koje je on unio u konstrukciju svojih tablica.

S obzirom na optička svojstva, koja su pri određivanju prozirnih ili providnih minerala pomoću polarizacionoga mikroskopa veoma važna, H. Winchell je došao na pomisao, da bi se svi takvi minerali mogli zgodno porazmjestiti u polualjak (sl. 1) na ovaj način. Duž osi polualjka nanese se u određenom mjerilu međuvrijednosni indeks loma  $N_y$  za optički dvoosne odnosno indeks loma ordinarnoga vala za optički jednoosne minerale ili indeks loma optički jednolomnih minerala na taj način, da porastu indeksa loma odgovara sve veća udaljenost od središta donjega polukruga prema središtu gornjega polukruga, koji predstavljaju bazalne presjeke polualjka. Početna najniža vrijednost indeksa loma je 1,300; u kategoriju sa završnom najvišom vrijednosti indeksa loma ulaze svi minerali, kojima je indeks loma veći od 2,500.



Sl. 1. Iz slike se razabire, kako se u polualjku nanosi indeks loma  $N_y$ , jakost dvoloma  $B$  i kut optičkih osi  $2V$ .

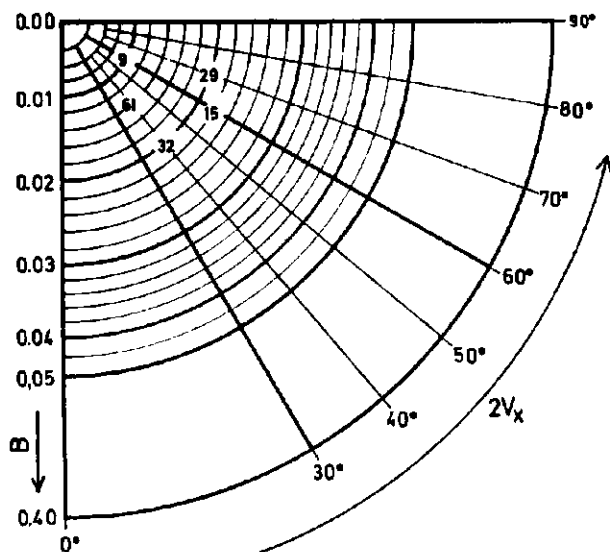
Jakost maksimalnoga dvoloma  $B$  predočena je većom ili manjom dužinom na polumjeru polualjka (sl. 1). Veličina kuta optičkih osi za optički negativne minerale (tj. oko glavnog vibracionog smjera  $X$ ) nanosi se od južnoga kraja polumjera polualjka u smislu protivno kretanju kazaljke na satu. Slično se veličina kuta optičkih osi za optički pozitivne minerale (tj. oko glavnog vibracionog smjera  $Z$ ) nanosi od sjevernoga kraja promjera polualjka u smislu kretanja kazaljke na satu.

Zamisli li se, da se polualjak razreže ravninama paralelnim sa bazom u tanje slojeve, tad će u svakom takvom sloju biti sadržani svi oni minerali, kojima indeks loma koleba između vrijednosti, koja odgovara donjoj bazi sloja i vrijednosti, koja odgovara gornjoj bazi sloja. Winchell je čitav polualjak podijelio u 31 sloj. U najdonji sloj uneseni su minerali

s indeksom loma  $N_y = 1,300 - 1,399$ , u prvi sloj iznad njega minerali kojima je  $N_y = 1,400 - 1,459$ , u daljnji viši sloj minerali s indeksom loma  $N_y = 1,460 - 1,479$  itd. Zamislimo li svaki takav tanak sloj stisnut u jednu ravninu, bit će svi minerali, sadržani u njemu, s obzirom na jakost loma, visinu dvoloma, optički karakter i veličinu kuta optičkih osi grafički predočeni u jednom polukrugu, kojih će ukupno biti toliko, koliko ima i slojeva, tj. ukupno 31. U središtu polukruga, tj. na presjeku promjera, koji ima smjer sjever—jug i na to okomitoga polumjera, kojemu je smjer istok—zapad, nalaze se optički jednolomni minerali (vidi sl. 2). Optički jednoosni minerali bit će smješteni na okomitom promjeru (smjera sjever—jug) to dalje od središta, što im je maksimalni dvolom  $B$  snažniji; optički pozitivni od središta prema gore, optički negativni od središta prema dolje.

Na svakom od koncentričnih krugova, kojima je središte na presjeku vertikalnoga promjera i horizontalnoga polumjera, nalaze se minerali istoga dvoloma. O tom, koliki je kut optičkih osi, ovisi na kojem polumjeru će se dotični mineral nalaziti. Na horizontalnom polumjeru u smjeru zapad—istok nalazit će se minerali, kojima je kut optičkih osi  $2V = 90^\circ$ .

Svaki polukružni dijagram i njemu pripadni tekst otisnuti su na dvije nutarnje strane jednoga lista. Otvorimo li na bilo kojem mjestu tabele, gledat ćemo radi toga istodobno na desnoj strani lista dijagram, a na lijevoj strani lista dijagramu pripadni tekst. Svaki mineral u dijagramu



Sl. 2. Dio dijagrama sa str. 37 iz tabelarnoga djela H. Winchell: *Optical properties of minerals*, 1965. New York and London. U tom dijagramu su navedeni minerali sa  $N_y = 1,620 - 1,639$ . Brojem 15 označen je karfolit.



označen je određenom brojkom. U tekstu na lijevoj strani pod istom brojkom navedeno je ime minerala, kojemu optički karakter, visina dvo-loma i veličina kuta optičkih osi odgovaraju mjestu, na kojemu se on — označen brojkom — u dijagramu nalazi. U tekstu su svi jednolomni minerali — poredani abecednim poretkom — označeni brojkom 1 pred svojim imenom odnosno sa lijeve strane imena, koja se brojka prema onomu, što smo gore spomenuli, u svakom polukrugu od njih 31 mora nalaziti u središtu. Nakon jednolomnih minerala poredani su u tekstu abecednim redom i svi dvolomni minerali, svaki označen brojkom (različitom od 1), kojom je određeno njegovo mjesto u tablici. O brojkama iza imena minerala govorit ćemo kasnije.

Pokušajmo sada na jednom primjeru demonstrirati primjenu Winchellovoga tabelarnoga djela iz 1965. godine. Učinit ćemo to na jednom mineralu slamnatožute boje, čiji tanki prutići izgrađuju paralelne odnosno subparalelne agregate. Na prvi pogled čovjek bi mogao pomisliti, da se radi o nekom amfibolu. Imerzionom metodom odredio sam u Na-svjetlosti tri glavna indeksa loma  $N_z = 1,638$ ,  $N_y = 1,634$  i  $N_x = 1,622$  (sve sa granicom tačnosti  $\pm 0,001$ ). Na taj način raspoložemo međuvrijednosnim indeksom loma kao prvom optičkom konstantom, koja nas svojom veličinom upućuje na to, da se za odredbu spomenutoga minerala moramo poslužiti polukružnim dijagramom u kojemu su navedeni minerali, za koje  $N_y$  ima vrijednosti između 1,620 i 1,639 (Winchell 1965, pag. 37). Od raznih minerala u našem slučaju dolazi dakle u obzir samo jedan od minerala, koji su poimence navedeni na str. 36 u tekstualnom dijelu, kojim je popraćen spomenuti polukružni dijagram. U mikroskopskom izbrusku, čija je debljina iznosila oko 0,075 mm, utvrđena su ova svojstva: a) potamnjenje paralelno izduženju, b) paralelno izduženju ide glavni vibracioni smjer Z, zbog čega je optički karakter zone izduženja pozitivan, c) izraziti pleohroizam u smislu X izrazito žut, Y izrazito žut, Z bezbojan, d) mineral je optički negativan, e) mineral je optički dvoosan sa kutom optičkih osi  $2V = -63,2^\circ$  (sredina iz 8 pojedinačnih određivanja, koja su se vrlo dobro podudarala), f) disperzija kuta optičkih osi oko X jaka  $\tau > v$ . Iz svojstva navedenog pod d) izlazi, da se u našem slučaju radi o jednom mineralu iz donjega kvadranta prije spomenutoga dijagrama (sl. 2). Veličina kuta optičkih osi spomenuta pod e) upućuje nas na polumjer, na kojemu je — tako da kažemo — proiciran mineral, koji želimo odrediti. Vidimo, da bi u obzir došli samo minerali označeni brojevima 9 i 15. Te brojke odgovaraju, kako se iz tekstualnoga dijela razabire, arfvedsonitu (9) i karfolitu (15). Zagleda li se u koji udžbenik, lako će se razabrati, da arfvedsonit ne dolazi u obzir radi nižega dvoloma, kosoga potamnjenja, drugačije izraženoga pleohroizma itd. Izlazi dakle, da se radi o karfolitu. Ime toga minerala otisnuto je u tekstu kurzivom, što ukazuje na to, da se radi o rijetkom mineralu (Winchell 1965, pag. 6). Imena običnih minerala otisnuta su uspravnim malim slovima sa velikim početnim slovom. Velikim uspravnim slovima označeni su veoma obični minerali.

Primjena Winchellovih tablica zasniva se na optičkim svojstvima minerala. Na kojem će dijagramu biti neki mineral, to ovisi — kako je rečeno — o njegovom međuvrijednosnom indeksu loma. Pripadnici

pojedinih velikih izomorfnih skupina (plagioklasi, olivin, granat itd.) su radi toga navedeni na više raznih dijagrama. Za pouzdanu primjenu Winchellovog tabelarnoga djela potrebno je što točnije odrediti optička svojstva ispitivanoga minerala. Pretpostavlja se pri tom, da su i dijagrami konstruirani na temelju dosadašnjih što točnijih podataka. Ako se radi o rijetkim mineralima, potreban je u tom pogledu izvjestan oprez, jer za njih postoje često tek rijetki podaci, zbog čega nije uvijek moguće kritički odabrati što pouzdanije vrijednosti. Kao primjer nam može poslužiti opet karfolit, za koji Winchell (1965, pag. 37) u konstrukcionu osnovu unosi za maksimalni dvolom  $N_z-N_x$  vrijednost 0,022. Vrijednost za taj dvolom za karfolit od Vrpskoga u Makedoniji je manja; ona iznosi 0,0161 (sredina iz dva pojedinačna određivanja 0,0160 i 0,0162, izvršena metodom kompenzatora). Ogledamo li se u literaturi, naći ćemo za  $N_z-N_x$  i niže vrijednosti 0,019 (Larsen i Berman 1965, pag. 290) i 0,018 (Otto 1936, pag. 119). To se bolje približava vrijednosti 0,0161, kakva je određena na makedonskom karfolitu. Iz toga primjera se razabire, da pri određivanju treba uzeti u obzir izvjestan okoliš u dijagramu oko one točke, koja odgovara izmjerenim optičkim svojstvima minerala, koji želimo odrediti. Nalazi li se u tom okolišu više raznih minerala, eliminirat ćemo one od njih, koji ne predstavljaju ispitivani mineral tako, da se poslužimo nekim udžbenikom ili priručnikom, u kojem su svojstva minerala prikazana opširnije nego u Winchellovom tabelarnom djelu. U slučaju potrebe poslužit ćemo se i nekom drugom metodom za određivanje minerala kao npr. rendgenografskom, diferencijalnotermičkom itd.

Preostaje još, da kažemo nešto o brojkama, koje su u Winchellovom djelu navedene iza naziva minerala odnosno sa desne strane njegove. Prva brojka upućuje na stranicu u četvrtom izdanju udžbenika A. N. i H. Winchella (1951) o elementima optičke mineralogije, gdje je dan detaljniji opis minerala. Ukoliko se radi o nekom mineralu, koji je opisan nakon izdanja toga udžbenika, tad se u uglatim zagradama iza naziva minerala citira izvor, u kojemu se nalaze podaci o tom mineralu. Nakon toga se u okruglim zagradama navode međumrežni razmaci »d« za tri ili više najjačih linija u debajegramu i konačno broj kartona, na kojem su sadržani podaci za dotični mineral, kako ih je 1960. godine objavilo Američko društvo za ispitivanje materijala (American Society for Testing Materials, skraćeno ASTM).

Ugodna mi je dužnost, da se najljepše zahvalim autoru djela »Optical properties of minerals, 1965. New York and London« profesoru sveučilišta Yale u New Havenu (Connecticut, USA) H. Winchellu kao i poduzeću Academic Press, Inc., 111 Fifth Avenue u New Yorku, što su mi odobrili, da za ovaj svoj prikaz mogu iz netom spomenutoga djela uzeti sliku 1 F sa str. 4 i dio dijagrama sa str. 37.

#### LITERATURA

- Barić Lj. i Tajder M. 1967, Mikrofiziografija petrogenih minerala. Zagreb.  
 Chudoba K. 1932, Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien, Freiburg i. Br.

- Dudek A., Fediuk F., Palivcová M. 1962, Petrografické tabulky. Příručka petrografické mikroskopie s atlasem struktur a textur. Praha.
- Heinrich E. Wm. 1965, Microscopic identification of minerals. New York, St. Louis, San Francisco, Toronto, London, Sydney.
- Hejtman B. a Konta J. 1959, Horninotvorné minerály. Praha.
- Kerr P. F. 1959, Optical mineralogy. New York, Toronto, London.
- Larsen E. S. 1921, The microscopic determination of the nonopaque minerals. Washington.
- Larsen E. S. and Berman H. 1934, The microscopic determination of the nonopaque minerals. Sec. ed. Washington.
- Larsen E., Berman G. 1965, Opređenje prozračnyh mineralov pod mikroskopom. Vtor. izd. Moskva.
- Otto H. 1936, Die Rolle des Mangans in den Mineralien. — Mineralog. u. petrogr. Mitt., neue Folge, 47, 89—140.
- Tröger W. E. 1959, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen, 3. Aufl. Stuttgart.
- Tröger W. E. 1967, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband. Mit Beiträgen von H. U. Bambauer, O. Braitsch, F. Taborsky und H.-D. Trochim. Stuttgart.
- Wahlstrom E. E. 1955, Petrographic mineralogy. New York-London.
- Winchell A. N. 1939, Elements of optical mineralogy. Part III: Determinative tables. Sec. ed., sec. printing. New York-London.
- Winchell A. N. and H. 1951, Elements of optical mineralogy. Part. II: Descriptions of minerals. Fourth ed. New York-London.
- Winchell H. 1965, Optical properties of minerals. A determinative table. — Academic Press, New York and London.

## P. JANEZ (FRANC) ŽURGA



8. marca 1969. leta smo se na Žalah pri Kamniku posloveli od geologa p. Janeza Žurge, upokojenega univerzitetnega asistenta. Pokojni p. Janez Žurga je bil rojen 22. septembra 1885. leta v Dolenjem gradišču pri Toplicah na Dolenjskem. Po ljudski šoli v Toplicah in v frančiškanski ljudski šoli v Novem mestu, kjer so odkrili njegovo izredno nadarjenost, se je podal v frančiškansko gimnazijo na Kostanjevici pri Gorici. Tu je končal šest razredov in je na jesen 1905. leta stopil v Novem mestu v frančiškanski red. Po letu noviciata je opravil v šolskem letu 1907-1908 še sedmi in osmi razred ter maturo. Potem je vstopil v bogoslovje, ki ga je študiral v Kamniku in v Ljubljani. V duhovna je bil posvečen 14. julija 1910. leta. Po dodatnem letu študija bogoslovja je dobil pravico opravljati duhovski poklic 10. julija 1911. Od septembra tega leta

pa do začetka prve svetovne vojne je bil katehet in učitelj po različnih ljudskih šolah. Ob začetku vojne so ga poklicali k vojakom, kjer je bil kurat do 17. nov. 1918. leta. Pri svojem delu je pokazal izredno ljubezen in skrb za ranjence in bolnike, za kar je prejel posebno pohvalo. Po končani vojni se je zopet predal svojemu prejšnjemu poklicu do 1920. leta, ko se je po želji svojih predstojnikov odločil za študij na univerzi. V njem so namreč videli bodočega sposobnega profesorja naravoslovnih predmetov na svoji gimnaziji v Kamniku, ki je bila javno priznana. Pokojni p. Janez je zato na njej ponovno opravil maturo, da bi se mogel vpisati na univerzo.

Leta 1920 se je vpisal na univerzo. Študij naravoslovja in geografije je končal 1924. leta, še pred tem je opravil praktični filozofsko-pedagoški izpit pred komisijo filozofske fakultete univerze v Ljubljani, in sicer

5. februarja 1923. leta. Končni izpit iz obeh predmetov je opravil z zelo dobrim uspehom 22. oktobra 1925. leta; za domačo nalogo iz geologije so mu priznali njegovo razpravo: »Skrilavi plašč ob pohorskem granitu, geološko petrografska študija«, za katero je 1924. leta prejel svetosavsko nagrado.

Za študij geologije je pokazal izredno zanimanje. Zato ga je profesor Hinterlechner naprosil, da bi pri njem prevzel delo asistenta. Za tako delo se ni mogel zlahka odločiti. Vedel je, zakaj so ga njegovi predstojniki poslali študirat, zavedal se je tudi, da se s tem pravzaprav odteguje svojemu osnovnemu poklicu, za katerega se je odločil v mladih letih. Šele po dolgotrajnem pregovarjanju se je vdal in tako skušal pozneje izpolnjevati dolžnosti obeh poklicev. Resnosti takega dela se je dobro zavedal, saj je imel že bogate skušnje pri vzgoji mladine, med vojno pa je spoznaval odrasle ljudi, ki so jih mučile poleg osnovne želje, da ostanejo pri življenju, še raznovrstne težave. Za vsakogar je vedel dober nasvet.

Za asistenta pri inštitutu za mineralogijo, petrografijo in nauk o slojišnih tehniške fakultete univerze v Ljubljani je bil izvoljen 1926. leta. Pri tem inštitutu je ostal do svoje upokojitve 1945. leta.

Pri delu je bil reden in vztrajen. Pri tem ga je podpiralo njegovo kleno zdravje, ki je le dvakrat nekoliko popustilo. Leta 1944 se je kot spomin na tegobe, ki jih je preživel v prvi svetovni vojni, pojavila revma; skoraj 4 mesece je ostal doma in je le od časa do časa prišel v inštitut. Po vojni se mu je zdravje tako popravilo, da je spet reševal tudi terenske geološke naloge. Leta 1967 je prebolel težko pljučnico, nakar se je njegova krepka narava upirala smrti šc do 5. marca 1969. leta.

Svojo izredno bistrost, ki jo je mogel vsakdo opaziti tudi v njegovih zrelih letih, je izpopolnjeval z marljivostjo in natančnostjo ter veliko ljubeznijo do geologije, pa tudi do vseh drugih panog naravoslovja, saj se pri svojem delu ni nikdar omejeval na geologijo, na študij rudnin in kamenin. Poznal je dobro tudi živalstvo in rastlinstvo ter to svoje znanje lepo izkoristil pri geološkem raziskovanju. S preučevanjem pohorske globočnine je prišel do sklepa, ki je bil v nasprotju z večino starejših pogledov na ta problem. Svoje trditve je podprl z dokazi iz narave, ki jasno govore za teorijo o mlajšem nastanku pohorskega masiva. Takratni ozek krog naših geologov te znanstvene resnice ni sprejel, temveč je nasprotoval njegovemu članku, objavljenemu v Geografskem vestniku leta 1926. To je nekako zavrlo njegov polet v znanstvenem udejstvovanju. Mogoče je bila pri tem najbolj odločilna njegova lastnost, da se ni nikdar potoegoval za kakršnokoli čast, častihlepnosti sploh ni poznal. Zato se tudi ni več trudil, da bi dosegel doktorsko čast, ki bi bila za nadaljnjo kariero na univerzi potrebna. Ta naslov si je sicer nameraval pridobiti prav z raziskavami, ki so mu nakopale nasprotja. Od njegovega dela so ostali številni zbruski pohorskih kamenin, ki jih hrani inštitut za mineralogijo in petrologijo univerze v Ljubljani.

Neprijetni dogodki v njegovem življenju na univerzi mu le niso vzeli volje do raziskovalnega in vzgojnega dela. Zavedal se je pomena poljudne znanosti in ko so pri Jugoslovanski knjigarni v Ljubljani

osnovali knjižno zbirko »Kosmos«, je pri njej prav rad sodeloval s tem, da je prevedel Fersmanovo knjigo: »Iz življenja kamnov«. Prevod je izšel 1935. leta. Z njim je precej poživil zanimanje srednješolcev in drugih ljudi za to panogo naravoslovja.

Njegovo strokovno delo je bilo pestro in bogato. Pri tem so ga vodili njegov dar bistrega opazovanja narave, jasnost pri sklepih ter skrajna odločnost, da se ni nikdar podajal na spolzka tla. Skušal je vedno ostati samo pri tem, kar mu je dajalo njegovo znanje geologije in vsa ta spoznanja skušal povezati z zahtevami in pogoji za posamezne rešitve.

Največ se je udejeval na področju geoloških raziskav za projektiranje in gradnjo hidroelektrarn. Že 1933. leta je napisal precej obširno poročilo o zajezitvi potoka Prečne ob izviru pri Lukenskem gradu. V tej njegovi dejavnosti opazimo daljši premor do 1941. leta, ko je sodeloval pri geoloških raziskavah soteske Kavčke pri Mostah pri Žirovnici na Gorenjskem. Precej plodno je bilo njegovo sodelovanje pri projektiranju in gradnji naših največjih hidroelektrarn na Dravi. Napisal je tudi več poročil o geoloških osnovah za gradnjo hidroelektrarn na naših manjših rekah, na primer na Kamniški Bistrici (Predaselj, Mecesnovec, Iverje, Grohati potok), v dolini Triglavske Bistrice v Vratih, v dolini Jesenice (pri Plavžu), v dolini Belce pri Bašlju in za sanacijo elektrarne na Hublju pri Vipavi. Prav pri tem objektu je postavil odločno zahtevo po sicer dragi, toda nujno potrebni sanaciji, saj so geološki pogoji zanjo izredno neugodni.

Pri gradnji drugih hidroelektrarn je sodeloval z nasveti pri delu v komisijah, tako na primer v Medvodah in v Mostah pri Žirovnici. S svojim bogatim in temeljitim znanjem geologije je znatno pripomogel k najbolj ustreznim rešitvam problemov, na katere so naleteli med gradnjo elektrarn.

Manj se je bavil z rudarsko geologijo. S tem delom je sicer pričel kaj zgodaj, saj je že 1936. leta napisal poročilo o možnosti nastopanja svinčeve cinkove rude v rudišču Škovec pri Mokronogu. Drugič je nastopil kot strokovnjak za rudarske škode pri posedanju površja nad jamo Orlek pri Zagorju. Pri tem se je postavil v bran pred navedbami strokovnega zagovora tožene stranke, lastnice rudnika Trboveljske premogokopne družbe. Pri samih raziskavah premožišč ni sodeloval. Leta 1952 so ga sicer poklicali v komisijo v Kočevje, vendar se je ni udeležil.

Bolj pogosta so njegova poročila o zalogah in kakovosti kamna v različnih kamnolomih, pa naj so jih odpirali ali razširjali za pridobivanje tolčenca za posipanje in gradnjo cest, ali pa apnenec uporabljali za potrebe kemične industrije. Večino teh ocen je napravil v prvih letih po vojni, ko smo potrebovali precej surovin za industrijo, ki se je naglo razvijala. Podobne naloge je uspešno reševal tudi pri iskanju glin na območju Liboj pri Celju, v okolici Morja pri Slovenski Bistrici, prav posebno pa pri Zalogu in na Kapiteljskem griču pri Novem mestu.

Sodeloval je tudi pri številnih raziskavah za temeljenje, za asanacijo plaznih področij kakor tudi pri gradnji ter vzdrževanju cest in železnic. Njegovo poslednje strokovno delo je bilo posvečeno cerkvi v Tunjicah

1962. leta. Sodeloval je tudi pri projektiranju in gradnji ceste Ljubljana—Kranj (1937. leta) in in pri gradnji ceste na Golnik.

P. Janez Žurga je raziskoval tudi toplice in slatine. Zanj ta dejavnost ni bila kaka posebnost, saj je bil doma iz najožje okolice Dolenjskih Toplic, za katere je zbral številne podatke o razvoju. Sodeloval je nadalje pri preiskavah Laškega, Šmarjeških Toplic in Čateških Toplic ter slatin na območju Nuskove, Serdice in Sotine na Goričkem v Prekmurju.

Pri vsem njegovem delu opazimo, da ga je opravljal z veliko prizadevnostjo in navdušenjem. Malodušje ga je le redko napadlo. Včasih ni bil trdno prepričan, da more dobro opravljati oba poklica, duhovskega in geološkega. Zato se je za nekaj časa odtegnil geološkemu, toda le za nekaj mesecev in to 1934. in 1949. leta. Mogoče so ga k temu sklepu privedli zunanji dogodki ali vplivi, toda v obeh primerih vidimo, da se je mogel geološkemu delu upirati le kratek čas.

Geologija in raziskovanje v tej panogi naravoslovja je pokojnemu p. Janezu Žurgi veliko pomenilo. Na to moremo sklepati po tehničnih mislih, ki jih podaja v svojih poročilih preprosto in jasno, ne da bi pri tem tekst raztezal s citati tujih del, ki so podala drugačna mnenja o istih problemih. Če pa se z njihovo vsebino strinja, jih navaja samo na kratko z navedbo virov. V glavnem podaja v svojih poročilih le to, kar je opazil v sami naravi, pri čemer svoja bistra opazovanja lepo poveže z zahtevami, ki so jih pri posameznih gradnjah postavili tehniki. O navdušenju za geološko stroko govori tudi vzoren red, v katerem je hranil vsa svoja dela, ki jih je ohranil z redkimi izjemami do svojih poslednjih dni življenja. Tudi za izjeme točno navaja, kdaj jih je izgubil.

Pokojni p. Janez je imel skušnje v spoznavanju človeka. Pridobil si jih je, ko je opazoval razvoj svojih sovrstnikov doma na vasi, na osnovni šoli, kjer je bil sprva učenec, pozneje pa učitelj, in posebno na univerzi, kjer je spremljal ljudi v odločilnih letih razvoja. S svojo neposrednostjo in pripravljenostjo na pomoč si je pridobil med mladino in sodelavci mnogo prijateljev. Vse svoje skušnje je skrbno urejal in usmerjal razvoj prav vsakogar, ki ga je imel za sposobnega, da bi mogel opraviti koristno delo na področju geologije in drugih naravoslovnih ved pri nas. Z izredno bistrostjo je kaj kmalu odkril talente ter jih je s prijazno besedo in primernimi nasveti usmerjal, da bi tudi za univerzo pridobil ljudi, ki bi ji mogli koristiti in ji pridobiti čim večji ugled.

Pri vsem tem ga je najbolj zanimal razvoj človekove osebnosti. Vendar se ni omejil samo na duhovni razvoj, zanimala ga je tudi sama rast ljudi, njihov telesni razvoj, saj je med študijem na univerzi poslušal tudi predavanja o anatomiji, zelo verjetno zaradi skušenj med prvo svetovno vojno. To znanje je najboljše dokazal pri svojem ljubiteljskem delu — rezljanju razpel in soh, na katerih morcemo spoznati izredno poznavanje anatomije človeškega telesa. Njegova dela so raztresena po vsej Sloveniji in še prek njenih meja tja do Amerike.

Siroka razgledanost pokojnega p. Janeza je prišla najboljše do izraza na geoloških izletih, ki jih je tako rad vodil. Na njih je mogel dobro spoznati posamezne študente in oceniti njihovo sposobnost. S svojim delom je prav na takih izletih dokazal, kako dobro pozna miselnost

doraščajočih ljudi in zato jih je znal lepo pritegniti in vzbuditi v njih zanimanje za znanstveno delo. Večkrat je bila velika stiska za denar, da smo se mogli takih izletov udeležiti, toda vsakokrat smo se veselili in zadovoljni vračali z njim, saj smo po cele dneve preživeli v njegovi kratkočasni družbi in si zbirali znanje, ki nam še danes koristi. Vsaka njegova beseda, pa naj je bila še tako šegava, je bila globoko premišljena, pri vsaki je mislil samo na to, kako bi vzbudil čim večje zanimanje za predmete, ki so mu jih zaupali. Prav s svojo veselo naravo je pritegnil precej ljudi. Pri vsem tem je poznal pravo mero in nikdar ni dovolil, da bi se obnašali tako kot akademikom ne bi bilo primerno.

Pokojni p. Janez Žurga pri svojem univerznem delu ni dosegel visokih naslovov in časti, dosegel pa je to, da je svojim študentom z lastnim delom in življenjem podal lik znanstvenega delavca, ki ga pri njegovih dognanjih prav nič ne ovira, da ne bi povedal resnice vsakomur, pa naj si je želi ali ne. Pokazal jim je, da se le s trdim in sistematičnim delom dá nekaj doseči in da mora biti vsakdo, ki skuša kaj dobrega doseči, sam dober človek. To je vedno in povsod dokazoval s svojim lastnim življenjem in delom.

*Jože Duhovnik*



**GEOLOGIJA — Razprave in poročila — Geological Transactions and Reports / Izdajata.  
Geološki zavod v Ljubljani in Slovensko geološko društvo — Published by Geological  
Survey Ljubljana and Slovene Geological Society / Uredniški odbor — Editorial Committee:  
Marjan DOLENC, Geološki zavod Ljubljana; Jože DUHOVNIK, Fakulteta za naravoslovje  
in tehnologijo univerze v Ljubljani; Karel GRAD, Geološki zavod Ljubljana; Stefan  
KOLENKO, Geološki zavod Ljubljana; Dušan KUŠČER, Fakulteta za naravoslovje in  
tehnologijo univerze v Ljubljani; Ivan MLAKAR, Rudnik živega srebra Idrija; Slavko  
PAPLER, Geološki zavod Ljubljana; Mario PLENIČAR, Geološki zavod Ljubljana / Glavni  
urednik — Editor in chief: Stefan KOLENKO, Ljubljana, Parmova cesta 33 / Natisnila —  
Printed by Tiskarna ČZP »LJUDSKA PRAVICA« Ljubljana**



# Rudnik živega srebra Idrija

**PROIZVAJA ZA DOMAČI  
IN SVETOVNI TRG**

**živo srebro 99,99‰**

**živosrebrni oksid 98,5‰**

Železniška postaja Logatec

Telefon Idrija 86-108

Telex 34337 YU Idrija