

RAZPRAVE

GEOLOGIIA

POROČILA

1958

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

4. KNJIGA



LJUBLJANA 1958

GEOLOGIJA - Razprave in poročila - Geological transactions and reports / Izhaja vsako leto - Issued annually / Izdaja Geološki zavod Ljubljana - Edited by Geological Survey of PR Slovenia / Uredniški odbor - Contributing editors: Jože Duhovnik, Danilo Jelenc, Stefan Kolenko / Urednik - Editor: Stefan Kolenko, Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33 / Založila - Published by Državna založba Slovenije - Ciril Vidmar / Natisnila - Printed by Tiskarna »Ljudske pravice« v Ljubljani

VSEBINA — CONTENTS

	Stran Page
<i>Berce, B.</i>	
Geologija živosrebrnega rudišča Idrija	5
Geology of the Idrija Mercury Deposit	49
<i>Drovenik, M.</i>	
Bakrovo rudišče Gornja Lipa	63
Gornja Lipa Copper Deposit	77
<i>Zlebnik Lj.</i>	
Prispevek k stratigrafiji velikotrnskih skladov	79
On the Geologic Relation of Veliki Trn Strata	89
<i>Pleničar, M. in Nosan, A.</i>	
Paleogeografija panonskega obrobja v Sloveniji	94
Paleogeography of the Pannonian Borderland in Slovenia	108
<i>Pierau, H.</i>	
Zur Stratigraphie und Tektonik jungtertiärer Ablagerungen im nordwestlichen Krško polje	111
<i>Ramovš, A.</i>	
Starost »krških skladov« v okolici Krškega	149
Das Alter der »Gurkfelder Schichten« in der Umgebung von Krško	151
<i>Pleničar, M.</i>	
Poročilo o globokomorskem razvoju krednih plasti pri Kostanjevici	152
Report on the Deep-Sea Development of the Cretaceous Beds at Kostanjevica	156
<i>Suklje, L.</i>	
Geološki pogoji konsolidacije temeljnih tal	157
Les conditions géologiques de la consolidation des sols	170
<i>Cigit, K.</i>	
O geoloških razmerah filovske naftne strukture	171
Геологические соотношения нефтеносной структуры Филовцы	183

	Stran Page
<i>Ramovš, A.</i>	
O faciesih v zgornjem wordu in zgornjem permu v Sloveniji	188
On the Facies from the Upper Word and Upper Permian in Slovenia	191
<i>Rihteršič, J.</i>	
Bentoniti v celjski kotlini	193
<i>Budnar-Tregubov, A.</i>	
Palinološko raziskovanje barij na Pokljuki in Pohorju	197
Recherches palynologiques dans les tourbières sur le plateau de Pokljuka (Alpes Juliennes) et du massif de Pohorje	216
<i>Pavlovec, R.</i>	
<i>Cardium dalmatinum</i> Dainelli in <i>Cardium gratum</i> De- france iz dalmatinskega eocena	221
<i>Cardium dalmatinum</i> Dainelli and <i>Cardium gratum</i> De- france from the Dalmatian Eocene	227
<i>Grafenauer, S.</i>	
Diskusija k članku »Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica«	229
Discussion to the Article »Mining Geological Features of the Me- žica Ore Deposit«	233
<i>Kuščer, D.</i>	
Stratigrafski sistem in stratigrafska nomenklatura	237
Stratigraphische Systematik und stratigraphische Nomenklatur	248
<i>Ramovš, A.</i>	
Stratigrafski slovar Slovenije	250
Poročilo direktorja o delu Geološkega zavoda v Ljubljani za leto 1955	256
Poročilo o delu Slovenskega geološkega društva	276

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Leto 1958 • 4. knjiga • Volume 4.

GEOLOGIJA ŽIVOSREBRNEGA RUDIŠČA IDRİJA

Boris Berce

Z 29 slikami in s 4 tabclami

I. UVOD

V rudniku živega srebra v Idriji kopljejo rudo že skoraj pet stoletij. Točnega začetka odkopavanja in predelovanja rude ne poznamo. Po Valvasorju so se pričela dela konec petnajstega stoletja. Ohranjene beležke v občinskem arhivu v Čedadu pravijo, da je našel živo srebro leta 1493 Virgiliije Formentini. Istega leta je zaprosil Leonardo de Manzano za eksploatacijsko dovoljenje.

V začetku obratovanja je rudišče pripadalo Avstriji; 1509. leta so ga med vojno zasedli Benečani, vendar je Avstrija že čez nekaj mesecev ponovno zavzela rudnik. Do 1535. leta so odkopavale rudišče različne družbe, ki so se takrat združile in imele skupnega vodjo. Leta 1580 je rudnik postal državna last. V 1797., 1805. in 1809. do 1813. so imeli rudnik Francozi. Po zlomu Avstrije ga je prevzela Italija in po drugi svetovni vojni Jugoslavija.

Valvasor omenja literaturo, ki je izšla pred njegovim delom in je obravnavala različne probleme o Idriji. V XVIII. stoletju je o rudišču izšlo šest tiskanih del, medtem ko jih je v IX. stoletju izšlo čez petintrideset. Poslednje delo je napisal Rodolico leta 1929.

Idrija zavzema po produkciji živega srebra že nekaj sto let eno od prvih mest v svetu. 1., 2. in 3. slika kažejo količino rude in živega srebra ter povprečen odstotek Hg v rudi za dobo 1786–1954; podatki pred letom 1786 so zelo skopi. Zato navajamo v diagramih samo podatke od tega leta naprej, produkcijo pred tem letom kaže 1. tabela.

Rudnik Idrija je proizvajal do leta 1918 tudi cinober. O njegovi produkciji manjkajo podrobnejši podatki, vendar moremo oceniti letno proizvodnjo cinobra na približno 40 ton. Do leta 1918 naj bi torej proizvedli okrog 16.500 ton cinobra.

Iz podatkov o proizvodnji živega srebra od leta 1786 in domnevne prejšnje povprečne letne produkcije sklepamo, da je bilo v rudišču zbranih okrog 150.000 do 200.000 ton živega srebra.

Med drugo svetovno vojno so bili uničeni vsi stari podatki o rudišču. Sedanje geološke karte obzorij smo izdelali na novo in jih dopolnili s

Kropačevimi in Kossmatovimi podatki, delno pa po analogiji, kar še posebej velja za oblike rudnih teles in stopnjo orudenenja.

Za rudišče je značilna izredno pestra struktura. Posebno značilen je njegov nastanek ter tektonske in hipergene spremembe. Geološki podatki, ki smo jih našli v idrijskem rudišču, omogočajo važne zaključke o času in načinu nastanka posameznih vzhodnoalpskih rudišč.

Produkcija živega srebra in cinobra v Idriji v letih 1519–1785
Mercury and cinnabar production in Idrija in the ys. 1519–1785

Table 1

1. tabela

Leto — Year	Produkcija v tonah — Production in tons	
	Živo srebro — Mercury	Cinobar — Cinnabar
1519		25,3
1521		100,0
1522		185,22
1524		36,7
1530 — 1580	2800,0	
1612	168,0	
1613 — 1779	1260,0	
1780 — 1784	630,0	
1785	126,1	

II. GEOLOŠKI SESTAV RUDIŠČA

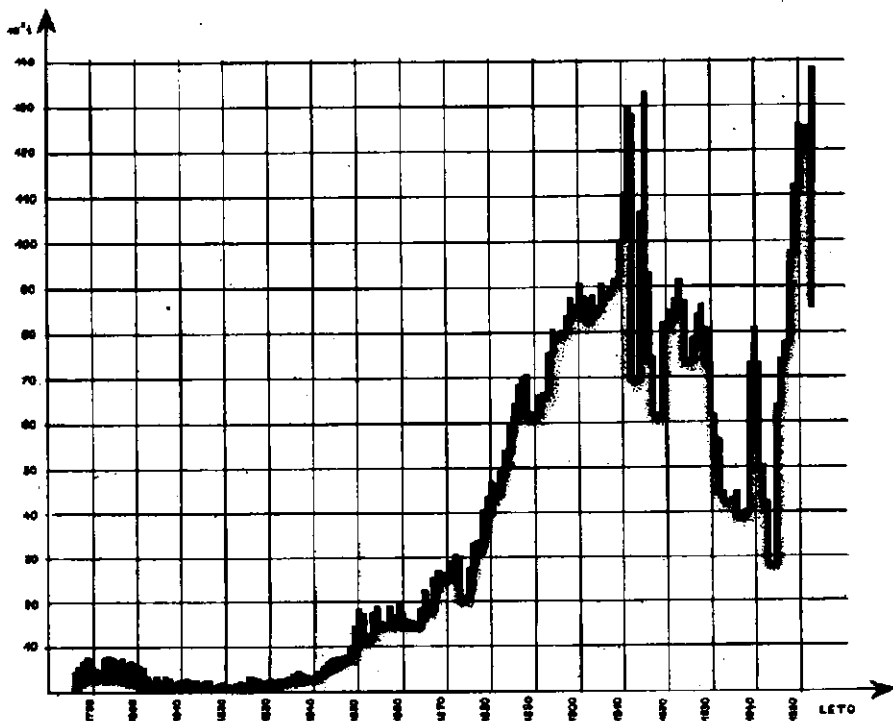
Podroben opis stratigrafskih razmer v okolici Idrije je podal že 1857. in 1874. leta Lipold. Na podlagi zbranih fosilov je razčlenil posamezne stratigrafske horizonte, podrobno petrografske opisal kamenine in s tem postavil geološko osnovo, ki se do danes ni bistveno spremenila. Poznejša Kossmatova raziskovanja so samo nekoliko dopolnila Lipoldovo razčlenitev. Lipold je v glavnem obdelal samo površinske geološke razmere, Kossmat pa je dal dokaj pomembnih stratigrafskih podatkov tudi iz rudišča. Kossmatova dela o geologiji rudišča niso dovolj znana. Kropačeva interpretacija je prevladala, čeprav manjkajo v tem delu stratigrafski dokazi za prištevanje posameznih kamenin rudišča k enemu ali drugemu stratigrafskemu horizontu.

Ozemlje grade karbonske, permske, triadne, kredne in eocenske kamenine.

Karbon

Stratigrafsko najnižjemu horizontu na območju idrijskega rudišča pripadajo karbonske plasti. Sestavljajo jih zelo mehki črni glinasti skrilavci, ki so ponekod tudi ploščasti. Na prelomu so običajno črni in mastni

ter vsebujejo luske sljude na skrilavih površinah. Pogosto vsebujejo tanke kalcitne žilice. Pri preperevanju postanejo sivi ali rjavi in izgube sijaj. V njih zasledimo tudi piritne leče, ki imajo včasih v svojem jedru samorodno živo srebro. Te leče dosežejo tudi velikost do nekaj decimetrov v premeru. V karbonskih skrilavcih najdemo ponekod kapljice samorodnega živega srebra; takšne cone danes izkoriščajo kot rudo. Sem in tja se



1. sl. Proizvodnja rude v Idriji v letih 1786—1954
Fig. 1. Ore output in Idrija from 1786 to 1954

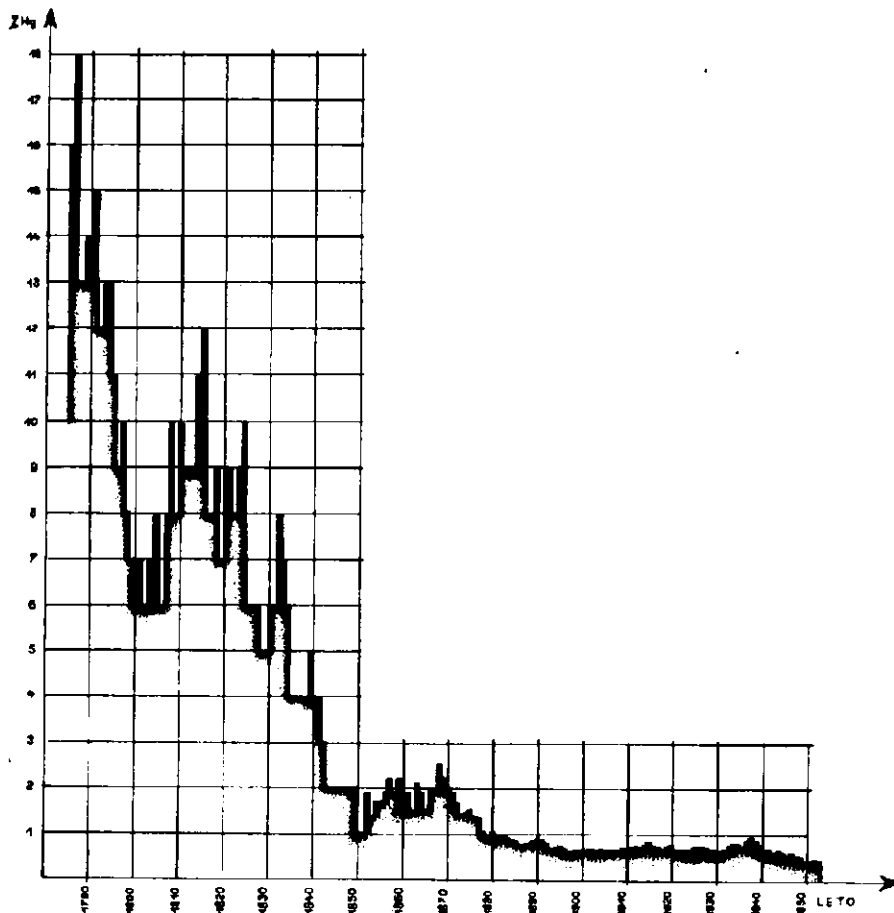
javljajo v skrilavcih vložki sivega sljudnatega kremenovega peščenjaka. Običajno veže kremenova zrna glinasto vezivo. V primerjavi s skrilavci so peščenjaki zelo redki in to v okolici Češnjic in Ljubevča. V rudišču se javljajo peščenjaki samo v lečah.

V skrilavcih je Lipold našel rastlinske ostanke in slabo ohranjeno favno (1857, p. 209; 1874, p. 434). Tudi K o s s m a t (1910, p. 23) je našel enako favno, ki pa ni značilna za karbonske plasti. Po najdeni flori ne moremo podrobneje določiti starosti skrilavcev.

Perm

V neposredni okolici Idrije zastopata perm grödenski konglomerat in peščenjak. Barva grödenskih sedimentov se močno spreminja; prevladuje

rdečevijoličasta (Razpotje), rumena (Sturmovec) ali bela. V teh plasteh zasledimo tudi delce karbonskih skrilačev. Vsa zrna so kremenova, le zelo redko se pojavljajo luske sljude. Vezivo je običajno kremenovo in ponekod apneno. Grödenske plasti spremljajo karbonske golice vzdolž idrijske dislokacije. Jager in Hrastnik sta našla v okolici domačije



2. sl. Povprečni odstotek Hg v rudni izkopenini v letih 1786—1954
Fig. 2. Average percentage of mercury in the ore from 1786 to 1954

kmeta Cikelja v skrajnem zahodnem delu nekaj metrov debelo plast apnenca, ki bi po svojem položaju ustrezal bellerophonskemu apnencu. Mlakar (1957) je v Idriji in njeni okolici dokazal bellerophonski horizont.

Lipold je določil grödenske plasti šele leta 1874 in je poudaril, da jih v rudišču ni našel (1874, p. 435). Kropač (1912, p. 14), Kossnat (1911, p. 367) in Piltz (1915, p. 1085) so trdili, da so razviti permški se-

dimenti na III. in XI. obzorju. Pri sedanjem jamskem kartiranju nismo nikjer našli plasti, ki bi pripadale permu.

Triada

Triadni skladi zavzemajo na kartiranem terenu največjo površino. Če primerjamo triadne plasti v ožji okolici rudišča s triado v širši okolici, opazimo zelo podoben razvoj na izredno velikem območju. Izjema v tem pogledu so samo sedimenti ladinske in karnijske stopnje.

Skitska stopnja. V najnižjem delu werfena je rdeč peščen skrilavec, Poleg njega se le redko nahajajo tudi sivi, rumeni in zeleni različki. Skrilavci tvorijo prehod med permom in triado. Njihova starost do sedaj še ni nikjer v Sloveniji paleontološko določena. Nad rdečim skrilavcem leže različno obarvani peščenjaki, peščeni in lapornati skrilavci in temni apnenci. Ponekod loči apnence ter rdeče skrilavce in peščenjake plast dolomita. Werfenske plasti običajno vsebujejo luske sljude; ponekod se količina sljude tako zmanjša, da jo komaj opazimo. Peščenjaki imajo apneno vezivo in jih ponekod prepredajo žilice belega ali rumenega kalcita. Vsi peščenjaki so drobnozrnati. Preperjavajo zelo značilno: tanka površinska plast je rumenorjava in pod njo najdemo sivomodro osnovo. V teh plasteh nahajamo ponekod oolitni apnenc, ki sponinja na peščenjake. Oolitni nivo leži po *K o s s m a t u* (1910, p. 28) med spodnjim in zgornjim delom werfenskih plasti. Ta apnenc ima poseben pomen v rudišču, ker omogoča, da moremo ločiti werfenske in podobne wengenske plasti.

Temnosivi lapornati skrilavci se javljajo redko in tvorijo prehod k zgornjewerfenskim temnim apnencem, ki so ponekod celo rdeče obarvani. Za werfenske apnence so značilni prehodi iz masivnih neposredno v popolnoma skrilave. Takšni skrilavi vložki se težko ločijo od prej opisanih lapornatih skrilavcev. *L i p o l d* je našel v werfenskih plasteh številne značilne fosile (1874, pp. 436, 437). Tudi *S t a c h e* je objavil nekaj werfenskih fosilov iz Idrije (1872, p. 237), a prav tako tudi *K o s s m a t* (1900, pp. 68–73, 75, 76; 1898, pp. 88, 96). Nabrane fosile pri kartiranju v letu 1947 je določil *R a k o v e c* (*H a m r l a*, *J a g e r* 1947, p. 3).

Nekateri deli werfenskih in wengenskih plasti so med seboj zelo podobni. Vendar jih moremo ločiti po debelini in glinastih vložkih ter po količini apnene komponente, ki je v werfenskih kameninah večja. Mikroskopska raziskovanja werfenskih plasti v rudišču so pokazala, da tu nastopajo v glavnem peščeni apnenci in samo v manjši meri čisti apnenci. Kremenovih peščenjakov, ki se nahajajo na površini, v jami nismo našli. Sljudne luske po količini zelo variirajo. Včasih so pod mikroskopom werfenski peščeni apnenci zelo podobni wengenskim peščenjakom. Vendar so taki primeri omejeni na zelo majhno število zbruskov. V splošnem pod mikroskopom jasno razlikujemo wengenske in werfenske kamenine.

Anizična stopnja. Anizični stopnji ustreza na območju rudišča dolomit. Ponekod je dolomit jasno plastovit. Je siv ter prehaja v čisto črnega. Prepredajo ga bele dolomitne žilice; ponekod vsebuje pirit. Zanj so značilni vložki temnih skrilavcev, ki dosežejo debelino do 30 cm.

Prejšnji raziskovalci so prištevali v anizično stopnjo tudi dolomitne »breče« (Lipold 1857, p. 213; 1874, p. 437; Stur 1878, p. 237; Kossmat 1898, pp. 88, 89, 93, 96; 1899, p. 260; 1900, pp. 69, 71, 77). Pri sedanjem kartiranju v ožji okolici Idrije nismo našli anizičnih konglomeratov in breč. Nosa n je leta 1952 potrdil, da so konglomerati in breče v okolici Idrije wengenski, a ne anizični. Konglomerati in breče so nastali v glavnem iz sedimentov anizične in ponekod celo iz sedimentov skitske stopnje. V zadnjem času smo našli, da leže wengenski konglomerati v okolici Knap pri Selcah na bellerophonskem apnencu.

V rudišču se javljajo dolomitne »breče« samo v določenih tektonsko porušeni conah. Te cone sestavljajo večji in manjši drobci dolomita, ki so brez veziva kompaktno vezani med seboj. Samo ponekod opazimo v njih majhno količino veziva in v tem primeru prehajajo v prave breče. Glavni del tektonsko zdrobljenih sedimentov v rudišču je slabo zlepljen ali nezlepljen. V zdrobljenem in kompaktno zlepljenem dolomitu je običajno bogato orudenenje. V zdrobljenem nezlepljenem dolomitu je orudenenje majhno ali pa ga celo ni. Na podlagi tega moremo sklepati, da je bil kompaktno vezan, »brečast« dolomit zdrobljen pred orudenenjem. Fosile, najdene v dolomitu, je določil Rakovec (Hamrla, Jager 1947, p. 3).

Vzhodno od Idrije, na območju Sv. Magdalene in Močnika, na južnem pobočju Jeličnega vrha in v Ljubevški dolini leži med dolomitom in pod wengenskimi plastmi vložek belega gomoljastega apnenca. V njem je Lipold našel fosile, ki pa niso značilni niti za anizično niti za ladinsko stopnjo (1874, p. 438; Mojsisovics 1874, p. 101). V rudišču nismo našli apnenega faciesa v anizični stopnji.

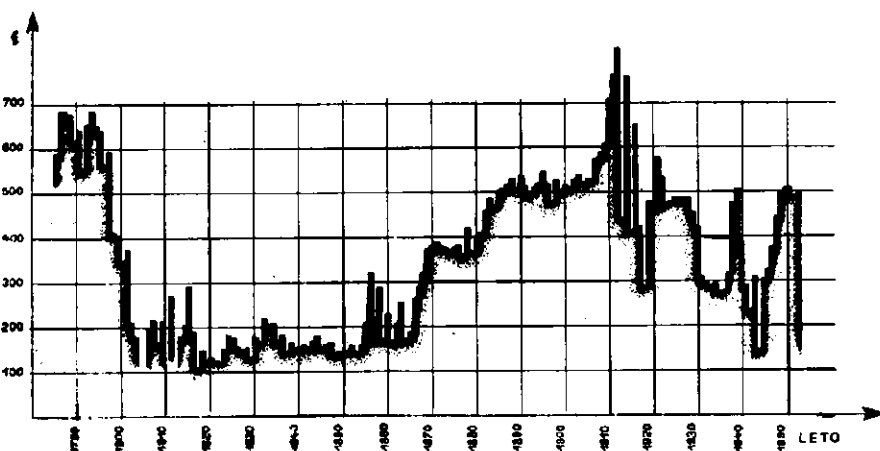
Ladinska stopnja — Wengen. Najnižji del wengenskih plasti sestavljajo ponekod tanke pole belega apnenca, običajno pa peščenolapornati in glinasti skrilavci, ki leže na mendolskem dolomitu. V njih od spodaj navzgor pojema količina apnene komponente. Glinasti skrilavci vsebujejo veliko rastlinskih ostankov, ki niso dobro ohranjeni. Na njih leže peščenjaki s tufskimi vložki. Skrilavci, ki grade najnižji del wengenskih sedimentov, so imenovani skrilavci skonca. Po Lipoldu leže te kamenine v najnižnjem delu wengenskih plasti (1874, p. 439). V sklade skonca prištevava Kropač (1912, p. 15—19) skrilave peščenjake, a Rakovec uvršča sem vse wengenske skrilavce, peščenjake in del konglomeratov (1950, p. 10). V plasti skonca prištevamo samo skrilavce in temnosive peščenjake. Pri tej razčlenitvi upoštevamo litološke in genetske značilnosti, kakor tudi pomen skrilavcev skonca za orudenenje. Takšna razdelitev omogoča tudi podrobnejšo razčlenitev tektonike. Nosa n je našel med skrilavci skonca in peščenjaki ter konglomerati izrazito diskordanco (1953, pp. 3, 4).

Skrilavci skonca in peščenjaki so črni do temnosivi. Vsebujejo drobne in običajno zelo redke luske sljude. Skrilavci so večkrat antracitnega sijaja, saj se v njih zaslede leče čistega antracita. Pirit je razvit v kristalih in ga zelo redko najdemo v lečah. V tektonsko pretrtih delih jame so skrilavci skonca podobni karbonskim skrilavcem. Po Kropačevih po-

datkih moremo kemično razlikovati karbonske in skonca skrilavce po količini SiO_2 , Al_2O_3 in Fe_2O_3 . Analize kažejo, da skrilavcev tako ne moremo ločiti, temveč po sledovih redkih prvin.

Ponekod nahajamo v skrilavcih skonca vložke belega apnenca. Ta ustreza gomoljastemu apnencu, ki leži na mendolskem dolomitu. Apneni vložki so debeli povprečno 5 cm. V skrilavcih so našli Lipold (1874, p. 410), Stache (1872, p. 237) in Kossmat (1900, p. 72 in 1911, p. 945) pomembno floro in nekaj favne.

Na seriji skonca leže wengenski peščenjaki, ki jih Kropač (1912, p. 17) loči v dve skupini. Razlike med tema dvema skupinama niso takšne, da bi jih morali ločiti. Mikroskopska preiskovanja so pokazala, da sta



3. sl. Proizvodnja živega srebra v Idriji v letih 1786—1954
Fig. 3. Mercury production in Idrija from 1786 to 1954

obe vrsti peščenjakov petrografsko skoraj enaki. Tufski vložki, ki so po Kropaču značilni za eno izmed njih, se javljajo že v plasteh skonca in celo v kasijanskem apnencu.

Vzhodno od Idrije leže na seriji skonca wengenski konglomerati in breče. Konglomerati vsebujejo vložke rdečih skrilavcev, tufov in peščenjakov. Vseh teh vložkov je v primeri s konglomerati zelo malo. Oblike v konglomeratu so različno velike; sestavljata jih v glavnem dolomit in apnenec. Vezivo je apneno ali pa vsebuje peščeno ali glinasto primes.

Mikroskopska raziskovanja (I. tabla 2. in 3. slika, II. tabla 1. slika) so pokazala, da moremo v wengenu poleg skrilavcev skonca, tufov in konglomeratov ločiti zelo drobnozrnate, drobnozrnate in debelozrnate peščenjake.

Vzhodno in severovzhodno od Idrije smo označili na geološki karti wengenski apnenec. Njegov stratigrafski položaj ni popolnoma jasen. Apnenec nahajamo okrog Kovačevega rovta v zgornjem delu wengenskih plasti. Na njem leže v območju Čajnega vrha wengenski peščenjaki. Na podlagi litoloških značilnosti (svetel, skoraj neplastovit) ga ločimo od

običajnega kasijanskega apnenca, čeprav na vzhodu nismo našli ostre meje med njima. Verjetno se je pričela sedimentacija apnenca v zgornjem wengenu samo na določenih območjih. Da bi poudarili litološke razlike in deloma nakazali njegov položaj, smo ga imenovali wengenski apnenec.

Kasijan. Naslednja člena triadnih skladov v okolici rudišča sta kasijanski apnenec in dolomit. V jami sta zelo redka. Apnenec je temen, plastovit do skrilav in vsebuje lapornate vložke. Dolomit leži navadno pod apnencem. Je svetel, ponekod masiven in navadno drobnozrnat. V apnencu so našli dokaj fosilov *Lipold* (1874, p. 443), *Stache* (1872, p. 238) in *Kossmat* (1898, pp. 89, 90).

Karnijska stopnja. Zgornjetriadne plasti v neposredni bližini rudišča manjkajo. Ponekod jih najdemo v peščenem razvoju na mendolskem dolomitu. Večjo površino zavzemajo v širši okolici. Po *Lipoldu* (1874, pp. 444, 445) sestavljajo rabeljske plasti v širši okolici rudišča apnenci, lapornati in peščeni skrilavci in laporji z vložki presedimentiranih tufov. V njih so našli *Lipold* (1874, pp. 444, 445), *Kossmat* (1900, p. 74) in *PetrascHECK* (1927, p. 150) številne fosile. V zadnjem času je našel *Malakar* v dolomitu tudi fosile, ki dokazujejo, da moramo del dolomita prišteti zgornji triadi (1957). V okolici Idrije zavzema rabeljski dolomit majhno površino.

Kreda

Kredne plasti v okolici rudišča sestavlja apnenec. Je v glavnem svetlosiv do rjavkast in ga pogosto prepredajo bele kalcitne žilice. Ponekod leže v kredi brečasti vložki. Kredni sedimenti zavzemajo veliko površino južno od rudišča, medtem ko nahajamo v okolici Idrije le skrajne severne golice. V krednih plasteh so fosili redki (*Kossmat* 1899, p. 261; 1910, pp. 64, 65; 1911, p. 345). V jedru vrtine pri Rošpu smo našli *Radiolites beaumontis* var. *Toucas*, ki ga je določil *Pleničar*.

Eocen

Na območju rudišča omenja že *Lipold* (1874, p. 447) eocenske sedimente. Sestavljajo jih laporji, apnenci in peščenjaki. *Kossmat* sploh ne govori o eocenskih plasteh. Šele pri novem kartiranju sta *Hamrla* in *Jager* ponovno našla terciarne fosile. Laporji so zeleni, sivi in celo rdečkastorumeni, apnenci in peščenjaki so rjavi. Ti sedimenti se pogosto menjajo med seboj, tako da so eocenske plasti razvite v flišnem faciesu. V brečastem apnencu je *Grad* določil *Nummulites cf. aturicus*, *Alveolina cf. oblonga*, *Discocyclina* sp., *Miliolidae* sp.

Magmatske kamenine in njihovi tufi

V širši okolici rudišča leže golice magmatskih kamenin v okolici Cerkna. Zaradi važnosti, ki jo imajo za orudenenje, jih bomo tudi opisali. *Lipold* je imenoval te kamenine dolerite; pozneje jih je *Stur* določil za avgitne porfirje. *Kossmat* jih je prišteval med felzitporfirje (1919, pp. 36—38). *Rakovec* (1946, pp. 162—164) jih je ločil kot porfirje in porfirite v cerkljanski skupini prodornin.

Prodornine v okolici Cerkna nahajamo na več krajih: vzhodno v okolici Poljan (dve golici), manjše golice v okolici Reke, Zabiča in na Vojskem ter dve golici pri Stopniku. V zadnjem času jih je preiskala Proselc-Germovškova (1954), ki je ločila porfirite, porfirje, porfiritne, porfiriske in kremenovokeratofirske tufe. Prodornine in njihovi tufi v okolici Cerkna se ne ločijo po sestavu od triadnih prodornin v ostali Sloveniji. Nastajali so delno na kopnem in delno v morju. To dokazujejo poogleneli rastlinski ostanki v tufih (Kossmat 1898, pp. 94, 96–97), ki jih nahajamo v kameninah prve erupcije; poznejše erupcije so bile podmorske, kar kažejo amoniti v tufih (Stur 1858, p. 338). Po Rakovcu sta bila v okolici Cerkna dva erupcijska cikla. Šele v drugem ciklu so nastali porfiriti in porfirji (1946, p. 163). To mnenje z zadnjimi preiskavami ni potrjeno. Lavine erupcije so bile po Rakovcu na kopnem, medtem ko bi mandeljnova tekstura, ki jo je našla Proselc-Germovškova, mogla nastati zaradi podmorskih erupcij. Med femičnimi minerali omenja Kossmat (1910, p. 36) biotit, a Proselc-Germovškova avgit (1954). Kamenine so dokaj razpadle, zato so femični minerali spremenjeni v glavnem v klorit.

Tufi so zeleni ali sivi in navadno drobnozrnati; velikost zrn ustreza zrnorn pelitskih sedimentov. Zrna femičnih mineralov so v njih redka. Tufi v okolici rudišča so bili odloženi v morju. Poleg popolnoma prepe-relih nahajamo tudi zrna relativno svežih glinencev. Vezivo je kremenovo. Pogosto zasledimo v njih ostanke krinoidov. Sestav tufskih vložkov smo podrobneje določili po Fedorovljevi metodi. Preiskali smo tudi par zbruskov iz različnih tufskih vložkov v širši okolici Idrije, ki nam jih je dal Nosan.

Pogostnost dvojčičnih zraščanj glinencev v tufih
Frequency of feldspar twinning in tuffs

Table 2

2. tabela

Zakon Twinning law	Število zrn Number of grains	%
\perp (001)	9	31,0
\perp (010)	7	24,0
[100]	7	24,0
\perp $\frac{[100]}{(010)}$	3	9,9
\perp (010)	1	3,7
\perp $\frac{[001]}{(010)}$	1	3,7
\perp (021)	1	3,7

Vsebina an se spreminja od 9—59 ‰. Glavni del preiskanih zrn leži v območju andezina; bolj kislja ali bazična zrna so redka. Tufski vložki iz rudišča in širše okolice Idrije imajo podoben sestav. Pogostnost dvojčičnih zakonov kaže 2. tabela.

Mineraloški sestav tufov v Idriji je enak sestavu tufov v okolici Cerkna. Starost prodornin moremo točno določiti po tufih, ki se pojavljajo samo v wengenu in v spodnjem delu kasijanskih plasti. V mlajših sedimentih tu do danes nismo našli tufskih vložkov. V rabeljskih skladih nahajamo samo presedimentirane tufe. Erupcijska dejavnost na območju Cerkna je bila torej zelo kratka in to v wengenu ter v delu kasijana.

Mikropaleontološke preiskave

Da bi laže ločili karbonske in skonca skrilavce, jih je Rijavčeva preiskala tudi mikropaleontološko. Vendar smo mikrofosile našli samo v redkih preparatih. Vzorec s I. horizonta vsebuje relativno mnogo radiolarij in prav tako vzorca s III. in VI. horizonta. Radiolarije smo našli tudi v petrografskih preparatih kamenin rudišča. Običajno smo jih zasledili v bližini ali celo v tufskih vložkih. Po tem sklepamo, da so mikropaleontološki vzorci z radiolarijami iste starosti. V vzorcu VII. horizonta (sipka Žigon) smo našli globigerino in v vzorcu s IV. horizonta ostrakoda, ki je bil tako slabo ohranjen, da ga ni bilo možno določiti.

Stratigrafski opis obzorij

Tolmačenje geološke zgradbe rudišča in nastanka orudnenja je odvisno od tega, kako točno je določena starost kamenin. V tem pogledu so nastopile pri posameznih avtorjih največje razlike pri uvrščanju peščenjakov v scitsko ali ladinsko stopnjo, oziroma skrilavcev v karbon ali triado. Od tod izvirajo tudi bistveno različne interpretacije zgradbe rudišča. Poleg objavljenih paleontoloških podatkov so nam pri določevanju stratigrafskega položaja plasti rabile predvsem značilne kamenine (tufi) in posebne strukture kamenin (ooliti).

I. obzorje leži pretežno v karbonskem skrilavcu z vložki peščenjaka. Okrog poligonskih točk 1016 in 1008 vsebuje skrilavec kapljice samorodnega živega srebra. Skrilavci in peščenjaki niso plastoviti. Če spremljamo karbonske skrilavce po etažah in v višini Antonovega rova, vidimo:

a) da so v Antonovem rovu prebiti karbonski skrilavci pri točki številka 7 v najožjem delu. Pod njimi leži mendolski dolomit. Na jugovzhodu (točke 1529, 1530 in 1531) zavzemajo veliko površino in se izklinjajo v skoro vertikalnem kontaktu z werfenskimi plastmi.

b) da na etažah spremljajo karbonske skrilavce mendolski dolomit, skrilavci skonca in wengenski peščenjaki. Kontakt ni raven; skrilavci so pogosto nagubani in vrinjeni v obliki zajed v ostale kamenine.

Kontakt med karbonskimi skrilavci in ostalimi kameninami se imenuje »severni kontakt«. Spremljali ga bomo na skoro vseh obzorjih. Karbonski peščenjaki, ki leže v njegovi bližini, ne tvorijo enotne plasti, temveč se pojavljajo kot vložki ali različno velike leče. Mendolski dolomit se razteza ob severnem kontaktu v različno debelem pasu. Ponekod se celo

izklini. Pas mendolskega dolomita, ki leži na južnem robu wengenskih plasti, se nadaljuje v globino na II. obzorju.

Wengenske plasti so presekanе med sipkama Ziljska in Skonca. Na horizontu ne moremo ločiti serije skonca in wengenskih peščenjakov ter tufov, ker so skrila vci skonca vtisnjeni v ostale wengenske kamenine. Peščenjaki so plastoviti in vsebujejo vložke rumene glinе. Serija skonca je močno nagubana in je zato na videz ponekod bolj debela kot navadno. Posamezni kosi wengenskega peščenjaka so se pri narivanju odtrgali in vtisnili med skrila vce skonca.

II. medobzorje. Vzdolž preiskanega dela severnega kontakta na II. medobzorju nahajamo mendolski dolomit in wengenske kamenine v kontaktu z narinjenimi karbonskimi skrila vci enako kot na I. obzorju. Tudi tu kontakt ni raven. Severni pas wengenskih kamenin je ozek in se proti zahodu hitro izklini. Južno od sipke Bedenk leži naslednji pas wengenskih kamenin, ki se na zahodu izklinja, medtem ko se na vzhodu širi. Med poligonskima točkama 1116 in 1119 so s prečniki presekali kontakt s skrila vci skonca. Ostali del medobzorja leži v mendolskem dolomitu.

II. obzorje. Osrednji pas karbonskih skrila vcev loči II. obzorje v dva dela. Severni del je geološko dokaj pester. V njem so na območju slepega jaška Zračna in jaška Inzaghi presekali drugi, ožji pas karbonskih skrila vcev, ki meje z juga na mendolski dolomit, a s severa na wengenske plasti. Pas je pri slepem jašku Schmiedt raztrgan v dva »jezika«. Karbonske plasti leže v sinklinalno nagubanih triadnih plasteh. Skrajni zahodni del obzorja pri slepem jašku Gugler gradi močno pretrt mendolski dolomit. Vzdolž severnega kontakta se raztezajo wengenski peščenjaki, ki jih pri slepem jašku Schmiedt loči pas mendolskega dolomita. Wengenske plasti se izklinjajo okrog slepega jaška Leithner, kjer je Duhovnik (1948, p. 3) našel tipične porfirske tufe. Mikroskopska preiskovanja tega pasu so pokazala, da ga grade v glavnem peščenjaki, ki vsebujejo tudi vložke tufov. V bližini slepih jaškov Zračna in Schmiedt leže skrila ve wengenske kamenine. Ob severni meji centralnega karbonskega pasu nahajamo v severovzhodnem delu kontakta cono skrila vcev skonca, ki se izklinjajo proti severozahodu in jugovzhodu.

Leča wengenskih peščenjakov v okolici sipke Bedenk pripada spodnjemu delu drugega wengenskega pasu, ki smo ga opisali na medobzorju. Prvi wengenski pas pa se na II. obzorju dokaj razširi.

Kossmat (1911, pp. 349, 350) prišteva kamenine, ki leže severno od rudnega telesa B, v werfen. V okolici slepega jaška Leithner pa so razviti tufi, ki potrjujejo, da so te kamenine wengenske starosti.

Južni del jame je enostaven. Ta del obzorja gradi mendolski dolomit, razen pri slepem jašku šte v. 5, kjer najdemo lečo wengenskih peščenjakov. Na podlagi Kossmatovega opisa (1911, p. 358) smo vrisali najhno lečo wengenskih kamenin na južnem robu osrednjega karbonskega pasu, ker je ta del jame močno zatesarjen, tako da kamenin ne vidimo. Zahodno od slepega jaška Florijan leži v jugovzhodni smeri pas karbonskih skrila vcev, ki ga spremljajo lapornati skrila vci skonca. V skrajnem zahodnem delu obzorja so presekan i kompaktni wengenski peščenjaki.

Naglasiti moramo, da so geološke razmere med slepima jaškoma Kropač in Florijan nejasne, ker je rov gosto zatesarjen. Vendar nismo nikjer našli kamenin, ki bi po svojem litološkem videzu ustrezale Kossmatovim (1911, p. 348) werfenskim plastem. Iz enakih razlogov nismo mogli prekontrolirati werfenskega pasu severno od slepega jaška Schmiedt.

III. obzorje. Kameninam tega obzorja so pripisovali različno starost. Kossmat (1911, p. 352) je ločil severno od slepega jaška Trije Kralji pas werfenskih kamenin, katerega je prišteval Kropač v wengen. Kropač je uvrstil peščenjake, ki so prebiti med jaškom Inzaghi in slepim jaškom Trije Kralji, v werfen. V tem pasu pa smo našli tufo. Okrog slepih jaškov št. 7, 1 in 4 nahajamo kremenove peščenjake skoro brez sljude. Ti peščenjaki, ki jih ponekod sestavljajo samo dolomitna zrna, pripadajo wengenskim skladom, kar se bo jasneje pokazalo na IV. obzorju.

Pas karbonskih skrilavcev loči III. obzorje na dva dela: tektonsko porušen severni in enostavnejši južni. Wengenske kamenine se raztezajo okrog slepih jaškov Nadvojvoda, Gugler in B ob severnem kontaktu osrednjega karbonskega pasu. Njihovo zahodno mejo smo vrisali na podlagi Kossmatovih in Kropačevih podatkov. Wengenski pas nahajamo tudi okrog slepih jaškov 1, 7 in 14.

Južni del jame je dokaj enostaven. Sestoji v glavnem iz mendolskega dolomita, ki ga z juga omejujejo wengenske plasti. V jugovzhodnem delu jame tvorijo »talnino« narinjenih skladov werfenske plasti v nasprotju s severozahodnim delom jame, kjer je »talnina« karbonski skrilavec. Že Kossmat je naglasil (1911, pp. 352—354), da obstoji v jugovzhodnem delu jame wengensko-kasijanska sinklinala, ki jo spremljajo werfenske plasti.

IV. obzorje. Na območju med sipko št. 7 in jaškom Borba dobimo dokaz, da so kamenine v tem območju wengenske. Tu namreč prehajajo kremenovi peščenjaki v mendolski dolomit brez jasne meje.

Južni del jame leži po Kossmatu (1911, p. 355) v wengenskih plasteh; samo skrajni južni rov je presekala werfenske kamenine. Zahodno od jaška Delo do danes niso našli na tem obzorju werfenskih plasti. Vsi prečniki iz smernega rova, ki veže jaška Delo in Borba, so presekali samo mendolski dolomit in plasti skonca. Starost kamenin dokazuje »koralna« ruda v bližini slepega jaška Žigon.

Osrednji karbonski pas, ki na prejšnjih obzorjih prevladuje, se na tem obzorju umakne na severozahod. Tu ga spremljajo wengenske plasti s severa in z juga.

Severni kontakt so presekali samo z enim rovom. Ob njem leže wengenske plasti, ki se raztezajo od slepega jaška Berg do sipke št. 7 ter slepih jaškov Leithner in Trije Kralji. V podaljšku tega pasu leže manjše wengenske leče okrog poligonskih točk 4076, 4082, 4084 in 4085.

Wengenske plasti, ki se raztezajo ob južni meji osrednjega karbonskega pasu, se vežejo z wengenskimi plastmi okrog poligonskih točk 4039—4042. V tem območju se raztezajo wengenske plasti v smeri zahod—vzhod vse do jaška Delo. V njih so vtisnjeni karbonski skrilavci južno

od slepega jaška Žigon. V okolici slepega jaška Waldechircn jih loči mendolski dolomit od ostalih wengenskih plasti.

Plasti jugozahodno od jaška Inzaghi in v okolici slepega jaška Grossherzog so po Kossmatu (1911, pp. 354—356) werfenske. Vendar gre za plasti skonca, ki so tu lapornate in jih je Kossmat verjetno zato prištel v werfen.

VI. obzorje. Jama sestoji iz dveh nevezanih delov. V severozahodni jami ima karbonski skrilaivec manjši pomen. Nahajamo ga v skrajnem severozahodnem delu jame, ki danes ni prehodna. Zato smo ga vrisali v karto na podlagi podatkov iz literature. Za razliko od prejšnjih obzorij leži ob severnem kontaktu samo mendolski dolomit. Na območju slepega jaška Velikajne so v dolomitu leče wengenskih kamenin. Osrednji del tega obzorja gradita dva pasova wengenskih plasti, ki jih loči mendolski dolomit. Na tem območju nismo mogli ločiti plasti skonca od ostalih wengenskih skladov, ker so skrilaivci skonca vrinjeni v peščenjake. Oba pasova se raztezata proti jugovzhodu približno do slepega jaška št. 15. Južneje sledita še dva pasova plasti skonca: prvi je v območju slepega jaška Jožko, a drugi južno od tod. V jugovzhodni smeri so prebite werfenske plasti. Njihova južna meja še ni ugotovljena z rovi. Na območju sipke Žigon v 3 etaži so presekali werfenske plasti, ki se izklinjajo v vertikalni smeri pod mendolskim dolomitom.

Jugovzhodni del jame je enostavneje grajen. Od slepega jaška Pekel do jaška Delo se razteza pas werfenskih plasti. Njegova zahodna meja še ni preiskana. Werfenske plasti leže tu na mendolskem dolomitu. Severneje leže wengenske plasti, ki jih na zahodu omejujejo skrilaivci skonca. vzdolž rova med poligonskima točkama 6078—6082 se razteza razpoka O (Kossmat, 1911, p. 301), katero jasneje vidimo v globljih delih rudišča.

Jugozahodni del obzorja leži po Kropaču v wengenskih, kasijanskih in anizičnih kameninah. Starost teh plasti je dovolj jasno določil Kossmat (1913, p. 365). Podrobnosti o kameninah in njihovi starosti opisujemo v VII. obzorju.

VII. obzorje. Lega plasti v severozahodnem delu obzorja je podobna kot na prejšnjem obzorju. Severni kontakt so presekali samo z enim rovom. V bližini kontakta leži leča wengenskih kamenin, ki grade na tem obzorju samo manjše pasove in leče. Južni del obzorja grade werfenski peščenjaki.

V jugozahodnem delu obzorja se razteza werfenski pas do slepega jaška Lamberg; južna meja pasu leži v okolici slepega jaška Glančnik. V rovu jugozahodno od slepega jaška Glančnik nahajamo kontakt z wengenskimi plastmi. Tu leži tudi razpoka N (Piltz 1915, p. 1082). Wengenske plasti obsegajo dokaj veliko območje in se raztezajo od slepega jaška Ruda proti slepemu jašku 11 in še dalje proti jugovzhodu. V severozahodnem delu zastopajo wengenske plasti peščenjaki in tufi, ki proti jugovzhodu prehajajo v plasti skonca. V njih opazujemo naraščanje apnene komponente.

Bistvene razlike med sedanjo in Kropačevno karto obstoje v jugozahodnem delu obzorja. Razlike so tudi v položaju kontaktov posameznih stratigrafskih nivojev. Na primer: na območju med slepima jaškoma Lamberg in Andrej, kjer je Kropač vrisal mendolski dolomit, smo našli sljudnate peščenjake z apnenim vezivom. Tu je Kossmat našel *Pecten discites* in *Myacites fassaensis* (1913, p. 365). V bližini slepega jaška Glančnik dobimo oolitni dolomit. V rovu okrog poligonske točke 7133 so presekali tufe. Kossmat je na območju slepega jaška Žigon našel »koralno« rudo.

VII. obzorje je zadnje, na katerem je še jasno izražen vpliv nariva in v katerem leže v večji meri wengenske kamenine. Nižja obzorja so enostavneje grajena; kamenine so več ali manj slabo skrtilave in občutno manj porušene.

VIII. obzorje. Peščenjake v severozahodnem delu tega obzorja je prišteval Kropač v mendolski dolomit. V skrajnem severnem delu obzorja pa je vrisal (Kropač, 1912, tab. 10) lečo werfenskih peščenjakov in karbona.

Obzorje leži samo v severozahodnem delu jame. Severni del obzorja grade wengenski peščenjaki, ki se raztezajo vzdolž slepih jaškov Sebastjan, 6 in Central. Južneje leži manjša leča skladov skonca na območju slepega jaška Trije Kralji. Ostali del VIII. obzorja gradi mendolski dolomit.

IX. obzorje. Največji obseg na tem obzorju zavzema mendolski dolomit. V severozahodnem delu obzorja so se wengenske plasti v glavnem izklinile; sestavljajo jih skrtilavci skonca. Raztezanje teh plasti na zahod smo vrisali po Kropačevi karti, ker rovi niso več dostopni.

Ob severnem kontaktu leže dokaj porušeni kremenovi peščenjaki, ki vsebujejo tudi malo apnene primesi. Pas pripada verjetno wengenskim plastem. Rov, ki veže jaška Inzaghi in Delo, seka werfenske plasti približno do slepega jaška Leithner. Werfenski pas se verjetno nadaljuje na jugovzhod. V jugovzhodni jami nahajamo drugi pas werfenskih kamenin, ki ga spremljamo že od VI. obzorja navzdol. Leži v okolici slepega jaška Mayer; v severozahodnem delu ga omejuje razpoka O. V jugozahodnem delu je odkrita njegova meja na območju slepega jaška Pellis.

X. obzorje. Od jaška Borba preko slepih jaškov Grüber, Koralna ruda in Martin se razteza pas peščenjakov, ki je ponekod ozek in je v tektonskem kontaktu z mendolskim dolomitom na eni strani in s karbonskimi skrtilavci na drugi strani. V jugovzhodnem delu obzorja se javlja prvi werfenski pas, katerega zahodni del še ni preiskan. Vzdolž slepih jaškov Glančnik in Pekel nahajamo drugi werfenski pas. Med obema pasovoma so lečaste wengenske plasti vrinjene v mendolski dolomit. V skrajnem južnem delu leže tudi skrtilavci skonca.

XI. obzorje. Na tem obzorju je geološka zgradba še enostavnejša. Severni kontakt seka samo nadkop Miklavčič. Med jaškoma Inzaghi in Delo leži severna meja werfenskega pasu. Po Kropaču (1912, tab. 13) so našli werfenske kamenine tudi pri jašku Borba. S tem se strinja tudi Kossmat (1911, p. 366). Severovzhodno od jaška Delo nahajamo

severni kontakt s 50 m debelimi karbonskimi skrilavci, na katerih leže permski peščenjaki in temen apnenec z diploporami (K o s s m a t, 1911, p. 367).

XII. obzorje. Severozahodni del obzorja leži v mendolskem dolomitu. V jugozahodnem delu so presekali samo werfenske in anizične kamenine.

XIII. obzorje. Severni del rudišča leži v mendolskem dolomitu. S prečnikom proti severu so presekali severni kontakt. V jugovzhodnem delu sta dva werfenska pasova. Prvi južno od slepega jaška Pekel in drugi južno od slepega jaška 11.

XIV. obzorje je razvito samo v jugovzhodnem delu jame. Na tem obzorju so presekali anizične in werfenske plasti. Južni pas werfenskih kamenin, ki smo ga spremljali že od VII. obzorja naprej, se tu pomakne proti severovzhodu. S severne strani poteka nov werfenski pas do slepega jaška, ki vodi na XV. obzorje. Werfenskih plasti, ki smo jih opisovali od VI. obzorja dalje, tu še niso našli. Morda tako globoko niti ne sežejo.

III. TEKTONIKA

Rudnik Idrija leži med Trnovskim gozdom in Šentviškogorsko planoto v prehodni coni med Alpami in Dinaridi. To ozemlje so obravnavali številni geologi, zato obstoji o njegovi tektonski zgradbi več različnih mnenj. Južna meja Julijskih Alp je po K o s s m a t u dislokacija Kobarid—Cerkno, medtem ko združuje W i n k l e r v Julijske Alpe še območje Tarčenta, Matajur, Kolovrat, Trnovski gozd in Posavske gube. Centralni del Julijskih Alp grade po K o s s m a t u gube, a po W i n k l e r j u narivi. Rudišče Idrija leži po K o s s m a t u v Dinarskem sistemu, a po W i n k l e r j u v Alpskem predgorju.

Vprašanje meje med Alpami in Dinaridi je po K o s s m a t u in W i n k l e r j u preveč shematizirano, ker v sedimentaciji ni tako velikih razlik, da bi lahko govorili o dveh geosinklinalah. Dinarski sistem in Julijske Alpe spadajo v enoten sedimentacijski in tektonski cikel. To velja tudi glede rabeljskih skladov. Transgresija rabeljskih plasti v južnoalpski in regresija v dinarski geosinklinali, ki jo omenja W i n k l e r, ne obstoji. Naša podrobna preiskovanja rabeljskih plasti na območju Notranjske in zahodnega dela Dolenjske so pokazala, da so rabeljske plasti razvite podobno kot na območjih severozahodno od tod.

Čelo nariva Trnovskega gozda prehaja na zahodu v vedno bolj strm položaj in še dalje v gubo, ki tone pod krednimi in eocenskimi plastmi v okolici Vipave (W i n k l e r, 1924, p. 110).

W i n k l e r j e v o tolmačenje idrijske dislokacije kot preloma moramo spremeniti. Luske karbonskih in triadnih kamenin so narinjene ena na drugo in vse skupaj na kredno-eocensko podlago. Zgradba tega ozemlja je vsekakor posledica velikega nariva Trnovskega gozda. Pri narivanju se je Trnovski gozd lomil, gubal in luskal. Zadnje je prišlo do izraza na onih področjih, kjer so podlago narivu tvorile relativno plastične kamenine. Vse te deformacije so se dogajale med narivanjem ali na koncu

in niso posledica nekega naknadnega tektonskega delovanja. V idrijski dislokacijski coni nahajamo različne tektonske deformacije, gube, prelome in narive. Njeno zgradbo bomo podrobneje obravnavali v naslednjem poglavju.

Tektonska struktura ožjega območja rudišča

Po značilnih in prevladujočih tektonskih oblikah moremo ozemlje med Likarjem, Idrijo in Jeličnim vrhom v podolžni smeri razdeliti v tri območja. Vsako območje razdelimo v prečni smeri še na dva dela: jugovzhodni, ki je tektonsko dokaj porušen, in severozahodni, enostavneje grajen del (7. slika).

Kanomeljsko območje se razteza od Gornje Kanomlje do Razpotja. Za jugozahodni del tega območja so značilni inverzni položaji karbonskih in triadnih plasti. Najbolj jasno moremo to opazovati okrog Šturmovca. Na severnem pobočju Šturmovca leže karbonski skrilavi peščenjaki in skrilavci na permskih, werfenskih in anizičnih plasteh. Cel ta inverzni »paket« leži na krednih skladih, ki jih opazujemo v globoko vrezanih dolinah okrog Rovta, Revna in v Belem potoku. Werfenske plasti leže na mendolskem dolomitu južno od Močnika, na Plečeh, okrog Milanovca in Rejca ter v okolici kot 801 in 695. Na Sivki smo z vrtino ugotovili, da leži mendolski dolomit 130 m pod površino.

Zahodno od Ivanišča preko Svinjarije se razteza pas narinjenih werfenskih plasti. Črta, ki loči narinjeni in nenarinjeni del werfenskih plasti, prehaja v okolici Fežnarja čez dolino na severovzhodno pobočje planote Vojsko. Med Repitom in Ivaniščem se stikajo narinjeni in nenarinjeni werfenski skladi. Inverzni položaj plasti je nastal zaradi intenzivnega gubanja karbonskih, permskih in werfenskih plasti. Ti skladi so oblikovali poleglo gubo, ki leži na mendolskem dolomitu. Guba je bila zelo velika, saj jo še danes sledimo v širini nad 2 km. Na Šturmovcu je ohranjena spodnja polovica gube. V njenem sinklinalnem delu nahajamo samo anizične plasti.

Na kontaktu s kredo ni starejših plasti od anizičnih, razen v okolici naselja na Rovtu, kar dokazuje intenzivnost pritiskov. Karbonske in werfenske plasti so bile ob narivni ravnini zaradi trenja delno uničene, a delno iztisnjene. Zato so se ohranile samo v majhnih krpah ob narivni ploskvi. Še jasneje se to pokaže v skrajnem jugovzhodnem delu doline vzhodno od Robarja. Tu leže werfenske plasti, ki pripadajo prej omenjeni polegli gubi, neposredno na krednem apnencu. Torej je bil pri narivanju iztisnjen in zdrobljen celo mendolski dolomit. Ti odnosi kažejo, da je Trnovski gozd, ki je v svojem jugovzhodnem delu enostavneje grajen, pretrpel na območju idrijske dislokacije močne porušitve. To moremo pojasniti s počasnejšim gibanjem jugozahodnega dela Trnovskega gozda v primeri s kanomeljskim območjem, kjer je nastala tako velika polegla guba.

Od Rošpa proti jugovzhodu vse do naselja Vončina je prebit raziskovalni rov v mendolskem dolomitu. Na kanomeljskem območju nahajamo vrtine Rošp, Trata in Sivka. Vse tri odkrivajo zanimive podatke o strukturi ozemlja in potrjujejo medsebojno lego kamenin, ki jih opazujemo na površini. Vse tri vrtine so dosegle kredne plasti. Vrtini Rošp in Trata sta

presekali karbonske skrilavce in se nato nadaljevali v močno porušeni coni, v kateri se je ohranilo še čelo nariva, ki ga tvorijo nagubane werfenske in anizične kamenine. Vrtina Trata je potekala skozi značilno narivno zgradbo. Kamenine, preko katerih se je izvršilo narivanje, so nagubane. Vrtina Sivka potrjuje inverzni položaj karbonskih oziroma triadnih plasti. Če izračunamo vpad in smer krednih apnencev s pomočjo vrtin in na podlagi najvišjega in najnižjega izdanka krede, dobimo:

	smer	vpad
vrtine	66°	24°
Rošp, Trata, najvišji izdanek krede	24°	26°
Rošp, Trata, najnižji izdanek krede	11,5°	36°

Kredni apnenec vpada torej proti severovzhodu; vpadni kot se spreminja v odvisnosti od točke opazovanja. To kaže, da leže kredne plasti relativno enakomerno in da so samo ponekod več ali manj nagubane.

Severovzhodni del kanomeljskega območja grade werfenske plasti in mendolski dolomit. Pretežno so plasti v normalnem položaju, ponekod pa opazujemo poleg gube. Severovzhodni del kanomeljskega območja se razteza od Likarja preko Krnic, Jerovcev na Debelo brdo in dalje do reke Idrijce. Torej veže ta del dve jugovzhodni območji. Najmlajše plasti zasledimo samo v okolici kot 800 in 698 vzhodno od Loma. Predstavlja jih svetel srednetriadni apnenec. Njegov položaj se jasneje odraža na Mrutnem vrhu in v okolici Čajnega vrha. V tem delu kanomeljskega območja so vrtine Klemen, Vojkova in Vojašnica, ki kažejo, da je severozahodni del kanomeljskega območja narinjen na idrijsko območje. Zgradba je podobna, kot jo opazujemo v narivu Trnovskega gozda. V jugovzhodnem delu kanomeljskega območja prehaja nariv proti severozahodu v poleglo gubo.

Idrijsko območje leži med Razpotjem in vzhodnim pobočjem grebena, ki se razteza južno od Idrije (koti 464, 579). Tudi to območje moremo razdeliti na severovzhodni in jugozahodni del. Loči ju prelom, ki poteka po Jurčkovem grabnu preko zahodnega pobočja Ptičnice na sedlo nad Ptičnico in Poševnikom. To tektonsko črto omenjata že Lipold (1874, pp. 450, 451) in K o s s m a t (1899, p. 265). Prelom leži v dinarski smeri, se obrne na območju rudišča na jug in zavije nato ponovno proti jugovzhodu. Ob tem zavoju so odkriti karbonski skrilavci severno od Čuka in na območju mesta Idrije. Njihovo mejo je dokazal Kropač z razkopi in ročnimi vrtinami.

Ptičnica in Poljanec sta geološko enako grajena. Vznožje hriba sestavljajo werfenske kamenine, više leže mendolski dolomit ter wengenski peščenjaki in konglomerati. Vzhodno od Poljanca nahajamo manjši blok kasijanskega apnenca. Na vzhodu se te plasti ob prelomu dvignejo na wengenske in kasijanske plasti levega brega Idrijce, ki pripadajo območju Ljubevč — Jelični vrh. Prelom označujejo golice karbonskih skrilavcev. Kamenine, ki grade Ptičnico in hrib pri Poljancu, so narinjene na kredni apnenec, katerega golice sledimo od kote 662 na koto 594, Poševnik in

dalje na jugovzhod. Meja med triadnimi in krednimi plastmi je južno od Čuka prelomna vse do sedla na Govekarjevem vrhu.

V idrijskem območju so vrtine v Platiševi in Rožni ulici ter na Titovem trgu. Vrtine kažejo, da leži na krednem apnencu mendolski dolomit, razen v vrtini na Titovem trgu. Torej v »talnini« rudišča niso povsod razviti werfenski ali karbonski skladi, kar kaže, da se posamezne plasti bočno izklinjajo. Še posebej je to značilno na tistih mestih, kjer se raztezajo glavne tektonske črte.

Položaj krednega apnenca, ki smo ga izračunali po vrtinah v Vojkovi in Platiševi ulici ter pri Vojašnici, je $28,5^{\circ}/24,5^{\circ}$. Enak proračun iz vrtin Vojašnica, Platiševa, Titov trg pa $58,5^{\circ}/32^{\circ}$.

Območje Ljubevč—Jelični vrh obsega ozemlje jugovzhodno od Idrije. Vzdolž Ljubevške doline grade to območje vrinjene wengenske plasti, a v rudišču tudi ostale triadne plasti. To območje je močnejše tektonsko porušeno samo vzdolž dislokacije, ki ga loči na severovzhodni in jugozahodni del ter ob narivu triade na kredu. Oba dela sta geološko enako grajena, čeprav obstajajo tudi manjše facialne razlike v nekaterih stratigrafskih členih. V severovzhodnem delu sestavljajo wengensko serijo skrilavci skonca, peščenjaki, breče in konglomerati ter svetel apnenec. Jugozahodni del pa ima enak razvoj wengenskih plasti kot idrijsko območje. Nad Likarjem prehaja mendolski dolomit v masiven skoraj popolnoma bel dolomit, ki ga na ostalem ozemlju nismo našli. Morda kaže ta dolomit na prehod v wengenske plasti, ker smo našli ponekod v rudišču in vrtinah Zaspane grape ob plasteh skonca tudi tanek vložek popolnoma belega apnenca.

Ob čelu nariva triade na kredu opazujemo prelom, ki smo ga že omenili. Tektonsko črto, ki loči to območje v dva dela, sledimo med Zagodo, Likarjem in Ljubevčem ter dalje ob Podobniku in kotama 637 in 696 na koto 692. Ob njej so karbonske in triadne plasti narinjene na kasijanske in anizične sklade. Med Ljubevčem in Podobnikom označuje prelom v pesek zdrobljen dolomit. Med kotama 696 in 759 leže na karbonu wengenske plasti. Med njimi ni opaziti sledov tektonike.

Na tem območju so vrtine Ljubevč I in II ter po tri vrtine pri topilnici in v Zaspani grapi. To območje je enostavneje grajeno kot prejšnja. Wengenske plasti severovzhodnega dela leže skoraj horizontalno ($336^{\circ}/5,5^{\circ}$), a prav tako tudi ostale triadne plasti. Med jaškom Pravica in Ljubevčem so kredni apnenci, ki so do sedaj ležali več ali manj ravno, vgubani v sinklinalo. Po podatkih vrtin vpada kreda ob sedanjem narivnem čelu strmo in se šele z oddaljevanjem od njega vpad zmanjša.

Po navedenih podatkih sklepamo, da obstoji na opisanem ozemlju relativno široka idrijska dislokacijska cona, v kateri se najbolj izraža tektonska črta, ki poteka po dolini Kanomlje na Fežnarja, preko Rošpa, Trate, Kolenca, Razpotja, Podobnika, Likarja, Ljubevča in Jeličnega vrha. Ob tej črti, ki jo označujejo karbonske golice, se je izvršilo dokaj enostavno narivanje proti jugozahodu. Razlikujemo dva značilna načina geološke zgradbe. V severozahodnem delu prevladujejo poleg gube, a v jugovzhodnem narivi oziroma luskasta struktura. Prehod iz ene zgradbe v drugo je oster in leži na črti Razpotje—Poševnik.

Poseben položaj imata dve tektonski črti v smeri sever—jug. Prva poteka od Mokraške vasi vzdolž Idrijce in preide v bližini Likarja na vzhodno pobočje Ptičnice. Ta črta je starejša kot glavna idrijska dislokacija. Druga črta se razteza čez kote 880, 823 in 703. Označujejo jo strmi odseki, tektonske drse in miloniti. Po stopnji zlepljenosti zdrobljenih kamenin pripada ta prelom vsekakor poznejšim tektonskim procesom. Premik ob prelomu je majhen.

Struktura rudišča

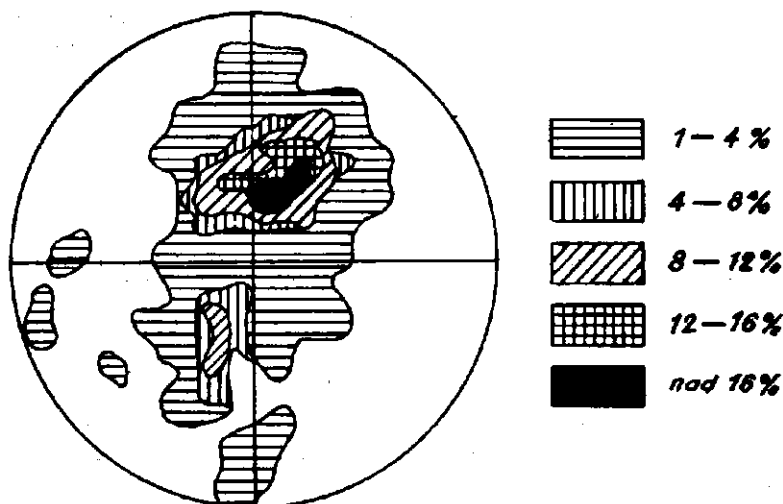
Kropač (1912) je verjetno pod vplivom Limanovskega (1910) skušal pojasniti strukturo rudišča s tremi poleglimi gubami, ki so bile z naknadnimi tektonskimi procesi delno razlomljene. Kossmat (1911, 1913) pa je tolmačil zgradbo rudišča z narivi in je izključil vsako gubanje. Če bi hoteli pojasniti strukturo rudišča z gubami, potem bi težko našli razlago za razliko v porušenosti kamenin med severozahodno in jugovzhodno jamo. V pretežnem delu rudišča je do danes ohranjen normalni stratigrafski prerez. Itazen tega bi ob severnem kontaktu morali presekati širši ali ožji pas werfenskih kamenin. V tem kontaktu pa nahajamo samo anizične in ladinske sklade. To dokazuje, poleg ostalih dejstev, da so se karbonske in triadne kamenine druge luske narivale na anizične in ladinske plasti prve luske. Med narivanjem se je karbonski skrilavec ponekod nakopičil, druge iztisnil. Dolžine nariva še ne poznamo; moremo pa na podlagi dosedanjih raziskovalnih del sklepati, da so narivi luskaste strukture krajši. Med Poljancem in Ptičnico se razteza prelom, ki se odraža tudi v rudišču (VII. obzorje, kontakt med wengenskimi in werfenskimi plastmi). Po legi plasti sklepamo, da je ta prelom razlomil že narinjene triadne kamenine in da pripada Ptičnica isti luski kot severni del Poljanca in Smuk. Kamenine prve luske prihajajo na površino samo v ozkem pasu od vrtine v Platiševi ulici proti jugu. V jugovzhodni smeri postaja nariv enostavnejši.

V severozahodnem delu preiskanega ozemlja so glavni element poleggle gube, kar smo že omenili.

Na manjše tektonske oblike so vplivale tudi mehanične lastnosti kamenin. Ker so wengenski kremenovi peščenjaki močno porušeni, moremo sklepati, da so pritiski prešli mejo odpornosti ostalih, manj trdnih kamenin. Odpornost kamenin v Idriji znaša po Bendelu (1948, p. 40) od 400 kg/cm² za karbonske skrilavce, do 1400 kg/cm² za wengenske peščenjake. Če upoštevamo še teoretične podatke Kienowa (1942) in Petraschecka (1950) o kvantitativni vrednosti pritiskov, ki povzročajo različne tektonske deformacije prvotno ravnih plasti, moremo domnevati, da so pritiski pri oblikovanju sedanje strukture v rudišču znašali vsaj 600 kg/cm². Zato so karbonski skrilavci popolnoma plastični in ponekod celo zmehčkani v glino. Podobne so tudi oblike plasti skonca, na katerih so se pritiski še posebno odražali zaradi kompaktnih wengenskih peščenjakov. Dokaj močna je tudi razlika v plastičnosti med werfenskim apnenecem in anizičnim dolomitom.

Zaradi kompaktnosti posameznih stratigrafskih členov (wengenski peščenjaki) se plasti niso mogle pravilno gubati. Oblike wengenske serije, ki jih opazujemo v rudišču, so rezultat lomljenja in drobljenja kompaktnih wengenskih peščenjakov in diferencialnega gibanja skrilačev skonca z ozirom na wengenski peščenjak in kompaktni mendolski dolomit.

Smer pritiska kažejo polarni diagrami vpadov (4. a, b, c slika). Prvi je sestavljen na podlagi izmerjenih vpadov na površini, drugi kaže vpade v jami in tretji združuje oba diagrama. V prvem diagramu leži maksimum vpadov v smeri NO in drugi, manjši maksimum v smeri SSW.

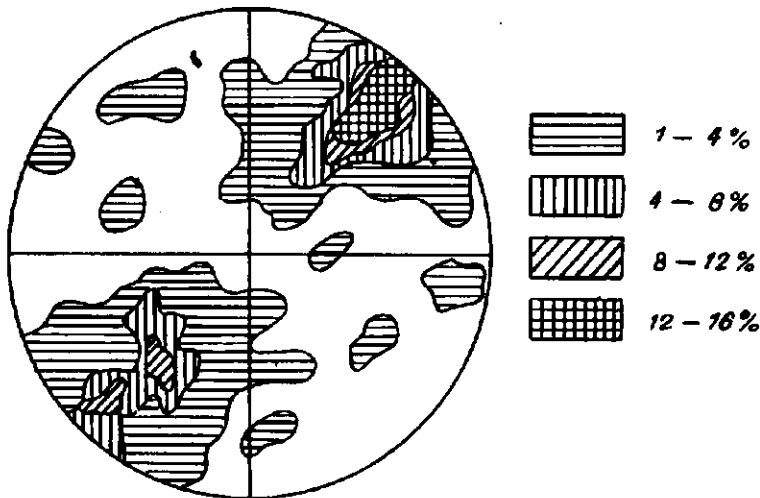


4. a sl. Polarni diagram vpadov plasti na površini
Fig. 4. a. Polar diagram of dips on the surface

V drugem diagramu ležita oba maksimuma v eni coni; v njem so nekoliko močnejše zastopani vpadi proti NO. V tretjem diagramu vidimo, da so vsi vpadi zbrani v eni coni, samo da so vpadi v smeri NO številnejši. V nasprotju s tako jasno izraženimi vpadi plasti so tektonske drse razporejene popolnoma nepravilno. Nekoliko številnejše so v smereh NO in OON (5. slika).

Nekateri avtorji so poudarjali razliko med zgornjo in spodnjo jamo (v bistvu med severozahodnim in jugovzhodnim delom rudišča). Razlika je jasna, ker so kamenine v severozahodni jami tektonsko bolj porušene. Vendar tu ni razlika samo v stopnji tektonske porušenosti, temveč se udeležujejo zgradbe obeh jam tudi različne kamenine. Obe jami loči tektonska črta, ki leži na vzhodnem pobočju Čerina in Ptičnice. Razen tega so wengenske kamenine v jami nekoliko drugače razvite kot na površini. V jami skoraj ni wengenskih konglomeratov in breč. Našli smo jih samo na II. in III. obzorju. To bi mogli pojasniti ali z erozijo, ki je pred nari-vanjem močnejše zajela ozemlje prve luske, ali pa konglomerati sploh niso bili odloženi v taki debelini kot na primer vzhodno od Idrije.

Za severozahodni del rudišča so značilne wengenske plasti, ki se pogosto odebele ali stanjšajo na kratkih razdaljah. Ob severnem kontaktu nahajamo dva wengenska pasova. Spodnji doseže višino VII. obzorja in se razteza do X. obzorja. Sestavlja ga v glavnem kremenov peščenjak. Ponekod nahajamo v njem po nekaj centimetrov debele vložke skrilačev. Pas kaže bolj ali manj obliko gube, ki je razvlečena v severozahodnem delu ob narivni črti. Na jugozahodu je guba vertikalna. Njena oblika je nastala z lomljenjem v posamezne bloke. Teža narinjenih kamenin je premaknila gube iz smeri SW v skoraj vertikalni položaj. Gubanje tega



4. b sl. Polarni diagram vpadov plasti v jami
Fig. 4. b. Polar diagram of dips in the mine

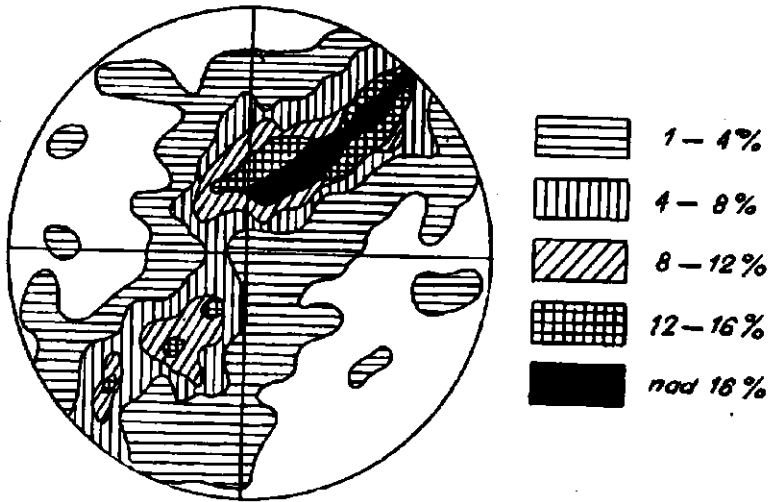
pasu je bilo počasnejše kot narivanje, kar kažejo v gubo vrinjeni karbonski skrilačvi.

Zgornji wengenski pas se cepi v svojem severozahodnem delu v dva kraka. Od severnega kontakta ga loči leča mendolskega dolomita. V jugozahodni del pasu so vrinjene karbonski skrilačvi. Pod pritiskom kamenin, ki so se narivale, se je wengenski pas razvlekel v dinarski smeri. Med zlomljene bloke wengenskega peščenjaka so vrinjene skrilačvi skonca. Centralni del pasu sega dokaj globoko, v obeh smereh pa se hitro izklinja. Wengenske plasti so verjetno pod vplivom vertikalnega pritiska globokeje vrinjene v mendolski dolomit, morda je bila na tem mestu wengenska serija tudi toliko debelejša. Leča mendolskega dolomita se je pri narivanju odtrgala in vrinila v sedanji položaj.

Naslednje območje wengenskih kamenin leži okrog osrednjega karbonskega pasu. Tu se wengenske kamenine razcepijo v dva pasova, se nato zopet združijo in ponovno razcepijo. V severozahodnem delu doseže pas veliko višino in vpada proti jugovzhodu.

Zadnji, najjužnejši pas wengenskih kamenin je preiskan z jamskimi deli samo v svojem severnem in centralnem delu. Njegove južne meje še ne poznamo. Vzdolž severne meje so zelo zapleteno vgubani skrilaenci skonca, ki se izklinjajo proti jugovzhodu. Med jaškoma Inzaghi in Delo so v ta pas vrinjeni karbonski skrilaenci.

Posamezne manjše leče wengenskih kamenin, pretežno plasti skonca, najdemo še na nekaterih mestih. Njihova višina je majhna in običajno ne presega razdalj med dvema obzorjema.



4. c sl. Polarni diagram vpadov plasti na površini in v jami
Fig. 4. c. Polar digram of dips on the surface and in the mine

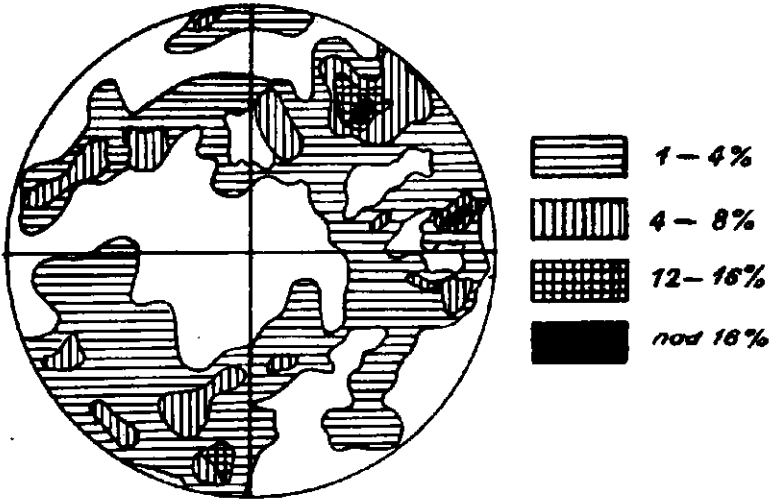
Plasti skonca se javljajo samo lokalno v večjem obsegu, na vseh ostalih območjih pa prevladujejo ostale wengenske plasti. Kontakt med njimi je diskordanten; povsod se relativno mehki skrilaenci skonca vrivajo v zdrobljene peščenjake.

Werfenski skladi se javljajo v rudiščih na dveh območjih. Prvemu pripadajo werfenske plasti v severozahodnem delu rudišča na VII. obzorju, ki se nadaljujejo do XIV. obzorja. Drugo območje pa je med VI. in XIII. obzorjem. Na VI. in VII. obzorju se oba pasova zelo približata. V severozahodnem delu rudišča so werfenske kamenine v normalnem stratigrafskem položaju pod anizičnim dolomitom, medtem ko leže v jugovzhodnem delu na anizičnem dolomitu. Werfenske plasti zastopajo v rudišču samo apnenci, peščni apnenci in zelo redko apneni peščenjaki. V rudišču jih ne moremo razčleniti na spodnji in zgornji werfen. Prvi werfenski pas ima obliko gube, ki je polegla v smeri NO, drugi pa je narinjen na anizični dolomit in skupno z njim naguban.

Poleg gubanja opazujemo v rudišču tudi spremembe smeri posameznih pasov in porušene cone, kar se najbolj jasno odraža v jugovzhodnem delu zgornjih obzorij. Poleg tega nahajamo v rudišču pod wengenskimi

gubami razpoke, ki jih v literaturi imenujejo O, O₁, M, N in I. ter II. »Strmi list«. (K o s s m a t, 1911, pp. 301—362, 364—367; P i l t z, 1915, pp. 1035, 1081—1083). Danes so ti deli rudišča odkopani. Pripisovali so jim velik pomen z ozirom na rudonosnost.

Manjša tektonska premikanja so se pričela že v triadi in se delno odražajo tudi v rudišču, kar bomo podrobneje obravnavali pri orudenenju. V juri nahajamo v centralnih Julijskih Alpah ponekod tektonsko, a ponekod transgresijsko diskordanco. Prva močnejša premikanja opazujemo



5. sl. Polarni diagram tektonskih drs
Fig. 5. Polar diagram of slickensides

v sredini krede, ko se je sedimentiral kredni fliš. V zgornjem eocenu so se pojavile prve tangencialne sile, ki so stisnile in deformirale gube. Ko so dosegle maksimum, se je pričelo narivanje. Pozneje so Alpe in Dinaride porušili prelomi (W i n k l e r 1924, pp. 66—136, 190, 192, 193).

Na podlagi tega opisa moremo po analogiji določiti tudi nastanek današnje strukture v idrijskem rudišču. V eocenu se je ali narinila kreda na eocenske plasti, ki prihajajo na površino v globoko vrezanih dolinah, ali pa so eocenski skladi vgubani v krednem apnencu. Eocenski sedimenti ne kažejo nagubane oblike, temveč leže več ali manj kot plošča. Isto opazujemo tudi v krednem apnencu. Zato je prva domneva verjetnejša kot druga. Majhna debelina eocena in intenzivna tektonika sta povzročili, da je eocenski fliš razpadel v posamezne krpe. Ta del tektonike je še premalo proučen; za zaključke v zvezi z eocenom bi morali zbrati podatke z roba Trnovskega gozda. Karbonske in triadne plasti so se narinile na kredo zaradi istočasnega ali nekoliko poznejšega tektonskega delovanja kot kreda na eocen.

Struktura idrijske dislokacijske cone je nastala pri koncu narivanja Trnovskega gozda. Narivno čelo Trnovskega gozda se je premikalo po-

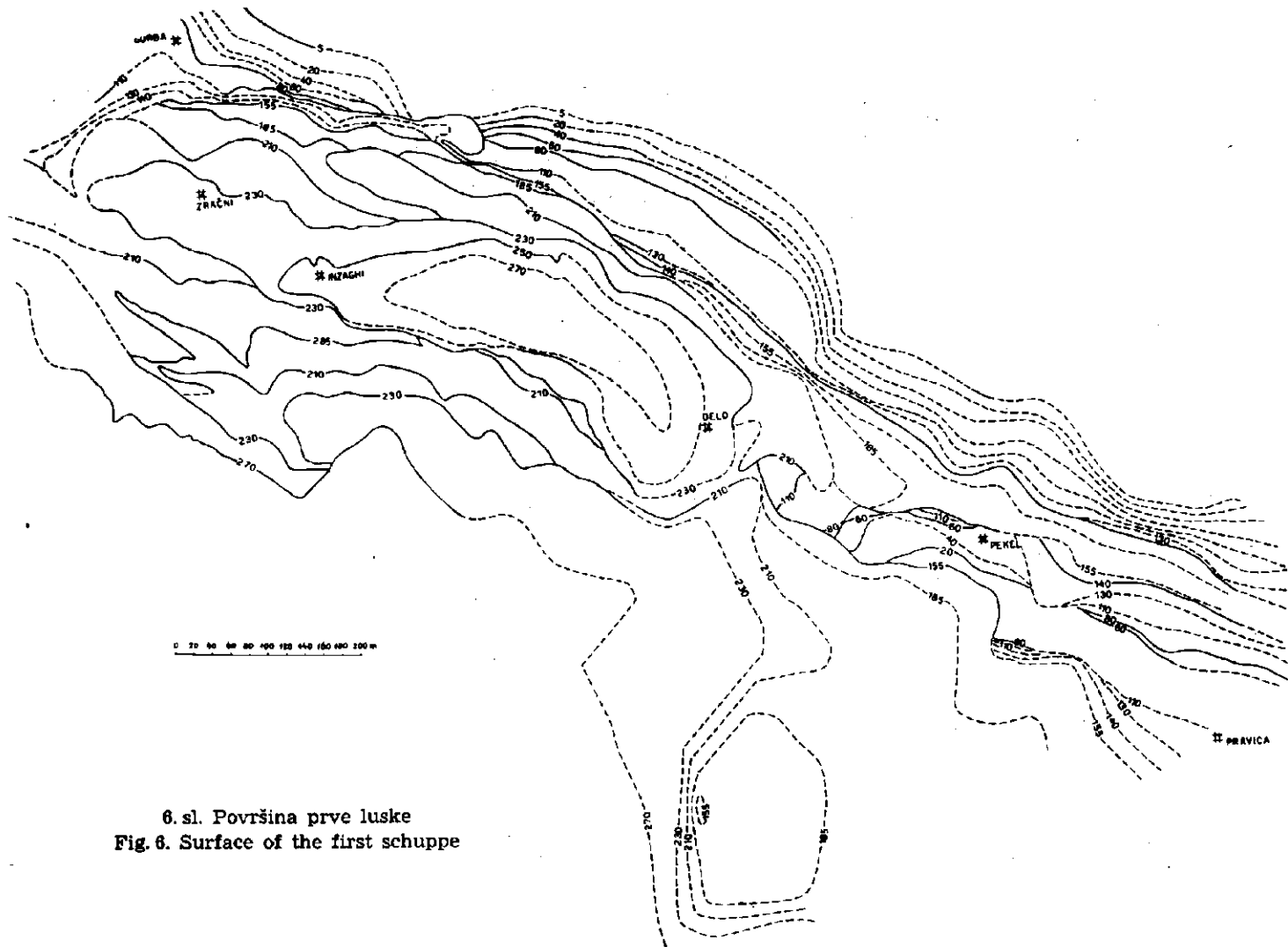
časneje, ali se celo ni več narivalo, takrat je prišlo v dislokacijski coni do gubanja in narivanja. V kanomeljskem območju so se kamenine močno gubale, medtem ko so se v idrijskem in dalje na jugovzhodu narivale. Ta dvojni značaj idrijske dislokacijske cone je verjetno nastal tako, da je pred nastankom današnje zgradbe obstajala manjša fleksura, ki se je jugovzhodno od Češnjice pretrgala. Kredni apnenec tvori na tem območju obliko klina in loči obe strukturi. Širina polegla gube proti zahodu izredno hitro raste; podobno je tudi proti vzhodu z dolžino narivov. Med kotama 516 in 622 opazujemo danes golice krednega apnenca, ki je verjetno že pred narivanjem preprečil premikanje v tej smeri. Na prvo karbonsko-triadno lusko se je narinila druga, ki danes gradi Ptičnico in Poljanca ter se razteza dalje preko Jurčkovega grabna na Češnjico. Druga luska se je pred narivanjem prelomila, pri čemer se je vzhodni del terena pogreznil. Prelom opazujemo na vzhodnem pobočju Ptičnice; pri jašku Delo se spušča v Idrijo in se po njej nadaljuje na sever. Prelom je starejši kot narivanje tretje luske karbonsko-triadnih kamenin, ker ga je ta nariv pretrgal. Prvo lusko grade karbonski, werfenski, anizični in wengenski skladi. Pri narivanju druge luske na prvo je narivno ravnino tvoril karbonski skrilavec, zato se je narivanje izvršilo relativno lahko. Karbonski skrilavec se je po krajšem ali daljšem narivanju ponekod iztislil. Narivanje se je potem nadaljevalo na werfenskih kameninah. Ta nariv je povzročil gubanje wengenskih in anizičnih kamenin prve luske. Gubanje kažejo preseki rudišča (8. slika). Pred narivom tretje luske je prišlo vzdolž današnje idrijske dislokacije do preloma. Ta dislokacija je značilna in se enakomerno razteza od Jeličnega vrha na Razpotje, po dolini Kaňomlje in se končuje malo pred naseljem na Rovtu.

Narivanje druge luske ni bilo enakomerno. Zahodni del, ki obsega Ptičnico in Poljanca, se je narival hitreje kot vzhodni (Zagoda in dalje na vzhod). Zato opazujemo v rudišču različne spremembe smeri skladov iz dinarske v prečnoalpsko. V spodnjih delih rudišča tega vpliva nismo opazovali. Narivna ploskev med prvo in drugo lusko je močno nagubana. To kaže karta zgornje površine prve luske (6. slika). Na njej opazujemo sinklinalo, v katero so vrinjeni karbonski in werfenski skladi druge luske.

Prelom, ki je starejši od nariva, poteka vzdolž Ljubevške doline na stiku kasijanskih in wengenskih plasti z werfenskimi. Vsi ostali prelomi so mlajši. Nahajamo jih pri Poljancu, na južnem pobočju Sivke in Debelega brda, v Srednji Kanomlji, zahodno od Čajnega vrha ter na kontaktu krede in triade. Vsi prelomi razen preloma pri Poljancu so majhni. Takšne premike opazujemo tudi v rudišču, kjer jih označujejo tektonske drse in v pesek zdrobljene kamenine.

Iz tega opisa izhaja, da sedanja zgradba ni nastala z enostavnim in kontinuirnim premikanjem, temveč so obstajale med posameznimi fazami tudi dobe mirovanja. Takrat so se dogajali samo vertikalni premiki.

Zelo pomembno bi bilo ugotoviti točne razsežnosti prve luske. Do sedaj vemo, da se razteza od vrtine v Platiševi ulici preko rudišča, Likarja do Ljubevča, medtem ko njeni vzhodnejši deli še niso preiskani. Proti severu se razteza preko vrtine v Vojkovi ulici, njene skrajne severne meje še tudi ne poznamo.



6. sl. Površina prve luske
 Fig. 6. Surface of the first schuppe

IV. ORUDENENJE

Rudišče je že nekaj stoletij v eksploataciji brez pisanih podatkov o značaju odkopane rude. Zato smo se mogli opreti samo na svoja opazovanja in na nekaj opisov Schraufa, Kossmata, Kropača in Piltza. Po ohranjenih starih jamskih kartah smo v glavnem rekonstruirali oblike rudnih impregnacij. Razen tega smo mogli po analogiji s sedanjim orudenenjem približno obnoviti način orudenenja odkopanih območij.

Cinabaritne rudne impregnacije so nastale tik pod površino in nimajo ostrih meja. V rudišču nahajamo cone, ki so slabo, bogato ali zelo bogato orudene. Postopno prehajajo v neorudene. Oblike rudnih impregnacij in njihov položaj kaže 9. slika. Rudne impregnacije smo vrisali po ohranjenih odkopnih kartah. Po položaju in obliki so zelo raznovrstne. Na to je vplivala močna postrudna tektonika. Transport živega srebra ter procesi hipergenega izločanja rudnih impregnacij in rekristalizacije so še premalo proučeni, zato težko ugotovimo prvotne odnose med rudo in prikameninami.

Oblike in splošne lastnosti rudnih impregnacij

1. Rudna impregnacija 1, ki je odkrita na I. obzorju, se ne nadaljuje v globino. Orudena cona obsega anizične in wengenske plasti ob kontaktu s karbonskim skrilavcem. Višina impregnacije znaša okrog 20 m. Ob kontaktu s karbonskimi skrilavci ne opazujemo bogatejšega orudenenja. Impregnacija je dolga okrog 160 in široka 10—40 m. Danes so ohranjeni samo še njeni obrobni deli. Zaradi znatne variabilnosti v horizontalnih smereh ne moremo pričakovati v njej večjih zalog razen v severozahodni smeri, ki še ni rudarsko preiskana. Vrtini v Rožni ulici in na Titovem trgu sta prebili rudonosno cono; zato moremo pričakovati v tej smeri tudi večje zaloge. Celotno območje verjetno ni orudeno, temveč samo nekateri deli. Cinabarit nahajamo v mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh kot impregnacije, ali pa je skoraj popolnoma nadomestil prvotno kamenino (jeklenka). Odstotek živega srebra se hitro spreminja. V karbonskih skrilavcih nahajamo ob severnem kontaktu lokalno orudenenje s samorodnim živim srebrom.

2. Severno od osrednjega karbonskega pasu nahajamo več rudnih impregnacij. Največja leži v severozahodnem delu II. obzorja med slepimi jaški Kapucinar, Gugler, Zračna, Schmiedt, na III. obzorju med slepimi jaški Berg, Nadvojvoda, Kapucinar, Gugler, Schmiedt, Zračna, Jeran, na IV. med B in Nadvojvoda, na VI. med Zergollerjem, Čemernikom, Leithnerjem, Inzaghijem, 5, 10, 16 in na VII. obzorju med slepimi jaški Hangend, Danihelka, Čemernik, Gersdorf, 5. Višina rudne impregnacije znaša nad 150 m. Leži od I. obzorja (celo nekoliko nad I. obzorjem) navzdol v mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh. Severna meja poteka v bližini tektonsko zdrobljenih wengenskih peščenjakov in je oddaljena nekaj 10 m od severnega kontakta. Južna meja so karbonski skrilavci, vrinjeni v wengensko sinklinalo. Na višini II. obzorja ima impregnacija dimenzije 130×45 m, na II. obzorju 140×40 m in na III. obzorju 250×20 do 100 m;

na tem obzorju povezuje posamezna orudena območja II. obzorja. Dimenzije rudne impregnacije na IV. obzorju so dokaj manjše in znašajo 80×15 m. V neposredni okolici rudnih impregnacij so majhne orudene leče. Okrog 14 m nad VI. obzorjem obsega orudena cona 300×50 m. Na VII. obzorju so 4 podaljški rudne impregnacije, vendar ne dosežejo IX. obzorja. Ta impregnacija kaže, da je odstotek cinabarita na posameznih območjih v glavnem odvisen od bližine skrilavcev.

3. Med medobzorjem in III. obzorjem se razteza majhna rudna impregnacija 20×30 m v mendolskem dolomitu.

4. Od III. obzorja navzdol leži ob severnem kontaktu nova rudna impregnacija, ki doseže ob slepem jašku Ahacij višino III. obzorja. Njen severozahodni del sega 8 m nad IV. obzorje. Rudna cona ima na tem obzorju dimenzije 380×40 m. Tu so orudeni wengenski skladi in mendolski dolomit, medtem ko je na VI. obzorju oruden samo mendolski dolomit v obsegu 200×25 m. V globino spremlja impregnacijo severni kontakt do IX. obzorja. Orudenenje preneha kakih 5 m pod višino IX. obzorja. Ponekod najdemo v severnem kontaktu jeklenko. Tudi to rudno cono spremljajo manjše orudene cone in leče.

5. Na IX. obzorju med slepimi jaški Berg, Bruno, Koršič, Neissel in Troha je razvita nova rudna impregnacija v mendolskem dolomitu. Razteza se 18 m nad IX. obzorje. Na X. obzorju obsega površino 200×60 m. Impregnacijo sledimo tudi na XI. obzorju med slepimi jaški Koršič, Billek, Weikhart in Plasser. Od XI. obzorja navzdol se širi oruden pas proti severozahodu. Dolg je več kot 550 m in je zelo različno debel; ponekod se izklinja, ponekod doseže debelino do 60 m. Nadaljuje se na XII. obzorju med slepimi jaški Grübler, Kiesel, Brejc. Zasedimo ga tudi v izoliranem pasu okrog slepega jaška Billek. Ruda je siromašna, zelo redke so bogatejše rudne cone in jeklenka. Impregnacija leži v mendolskem dolomitu, ki kaže znake mladih tektonskih porušitev.

6. Naslednja rudna cona je odkrita južno od osrednjega karbonskega pasu na II. obzorju. Rudo odkopavajo v več odkopnih poljih, ki jih ločijo neorudeni ali slabo orudeni deli. Kako visoko nad II. obzorje prodira rudna impregnacija, ne vemo. Po obstoječih podatkih sklepamo, da se razteza 16 do 20 m nad II. obzorje. Vzhodna meja rudne impregnacije se na III. obzorju umakne proti zahodu in se na IV. obzorju ponovno odmakne na vzhod. Na tem obzorju je rudna cona dolga 400 m in široka do 65 m. Na VI. obzorju jo zasledimo v okolici slepih jaškov Jožko in Auersberg, kjer se izklinja.

7. Majhna rudna impregnacija leži na kontaktu mendolskega dolomita in werfenskih plasti v podaljšku impregnacij 2 in 6 v okolici slepih jaškov Žigon in Andrej na VI. obzorju. Ruda je bogata, vendar majhnih dimenzij.

8. V jugozahodnem delu jame na VI. obzorju je v mendolskem dolomitu in wengenskih kameninah nova rudna impregnacija v okolici napisa Sipka, ki jo sedaj odkopavajo. Verjetno se bo končala pred IV. obzorjem. V globino se nadaljuje do IX. obzorja. Do sedaj še ne poznamo njene točne globine, vendar ne moremo pričakovati večjega podaljška v tej smeri. V bližini skrilavcev skonca in v njih nahajamo jeklenko.

9. Okrog 10 m nad VI. obzorjem je v okolici slepega jaška Velikajne majhna rudna impregnacija. Njeno nadaljevanje v globino še ni preiskano, vendar je malo verjetno, da se bodo tu našle večje zaloge.

10. Nova rudna impregnacija leži v werfenskih plasteh na X. in XI. obzorju in se izklinja 12 m nad X. obzorjem. Leži med dvema vložkoma skrilavca; je lečasta in skoraj vertikalna. Široka je 2 do 3 m in dolga okrog 40 m. Rudna koncentracija je dokaj velika.

11. Južno od jaška Delo se razteza zelo razčlenjena rudna impregnacija, ki se na posameznih obzorjih združi in na ostalih zopet cepi. Med VI. in VII. obzorjem na območju slepega jaška Joško leži majhna rudna impregnacija v mendolskem dolomitu. Slabo orudenenje se nadaljuje na IX. obzorje. Cona je široka 2 m in relativno kratka (20 m). Verjetno se nadaljuje tudi na IV. obzorju v okolici slepega jaška 6 na VI. obzorju. V globino se nadaljuje v okolico slepega jaška Lamberg na VII. obzorju in se na IX. priključi glavni rudni impregnaciji. Podobno je z rudno impregnacijo v okolici slepega jaška Brus, VI. obzorje, kjer odkopavajo že 20. etažo. Glavno območje rudne impregnacije na VI. obzorju obsega slepe jaške Glančnik, Brus, Mayer in Süd-Ost ter ima velikost 190×20 m. Na naslednjem, VII. obzorju, obsega impregnacija samo posamezna orudena območja z vmesnimi jalovimi conami. Na IX. obzorju je orudeno območje veliko 450×50 m. Na naslednjem, X. obzorju, je rudna impregnacija dokaj manjša in leži med slepimi jaški Glančnik, Mayer, Metacinabarit, Landsinger in 11. Prej kontinuirno orudena cona vsebuje tu več jalovih delov. S posameznimi kraki se nadaljuje do XIV. obzorja.

12. Na območju slepih jaškov Zračna in Con je majhna rudna impregnacija na XII. in XIII. obzorju.

13. Severno od jaška Delo leži rudna impregnacija Rop na XII. in XIII. obzorju v mendolskem dolomitu. Ponekod so v njej dokaj bogata cinabaritna orudenenja. Impregnacija je porušena s postrudno tektoniko in so v njej pogostne tektonske drse.

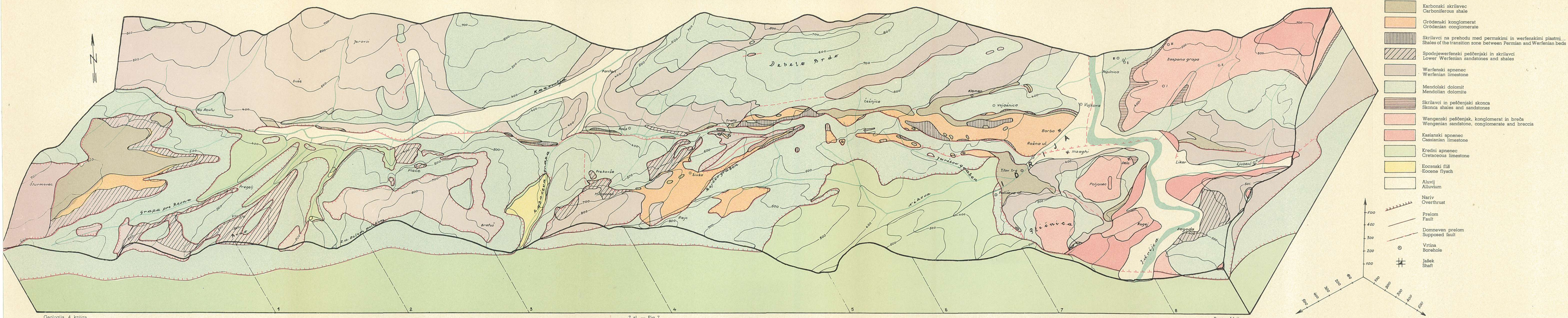
14. Zadnja rudna impregnacija leži v okolici slepega jaška Pekel. Razteza se med VII. in XII. obzorjem ter spremlja kontakt med mendolskim dolomitom in werfenskimi plastmi. Impregnacija je ozka (ponekod doseže samo 1 m) in dolga okrog 150 m. Ponekod vsebuje bogato orudenenje.

Na IV. in XI. obzorju so našli leta 1954 manjše rudne impregnacije v mendolskem dolomitu, ki jih še raziskujejo. Na XI. obzorju leže rudne impregnacije na kontaktu z werfenskimi plastmi.

Mineraloški sestav rudišča

Primarnih hidrotermalnih mineralov je v rudišču malo, zato je mineraloški sestav rudišča zelo enostaven. Glavni rudni mineral je cinabarit. Poleg tega nastopa ponekod tudi metacinabarit. V zadnjih letih ga niso našli niti v enem rovu. Po Schraufu nastopa metacinabarit v zaobljenih zrnih, posamezno ali v nizu, je črn z rdečkasto nianso. Ponekod je razvit tudi v drobnih kristalih skupaj s kalcitom. Vsebuje sledove železa. Kristalne ploskve so bile običajno zakrivljene (1891, pp. 350—360).

Blokdiagram idrijske dislokacije — **Block-map of the Idrija-fault**
 med Zgornjo Kanomljo in Čerinovim vrhom — **Zgornja Kanomlja and Čerinov vrh**



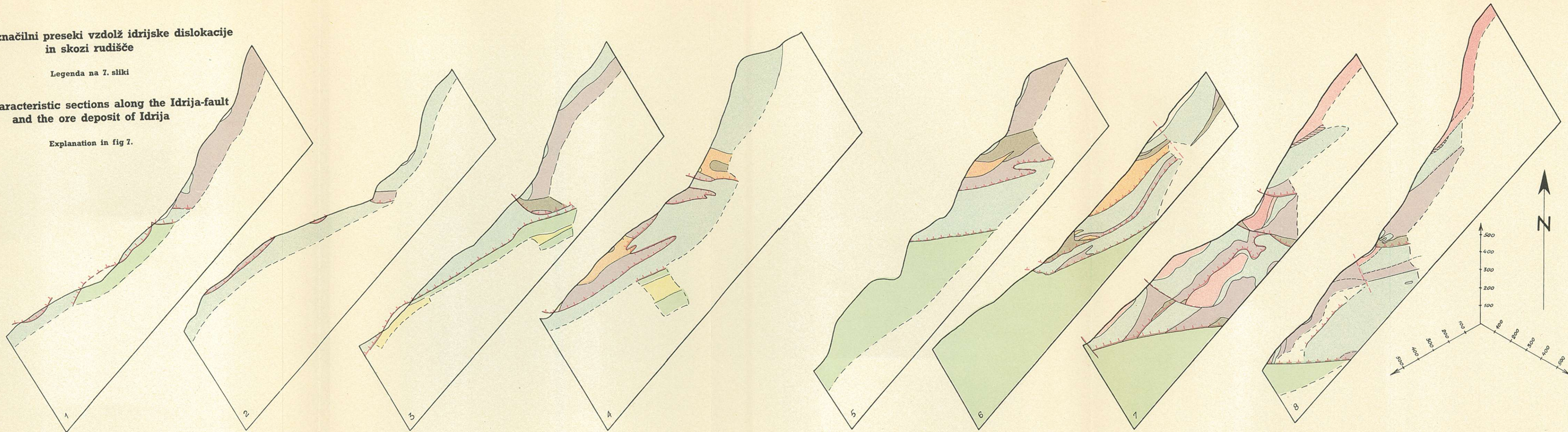
- Karbonski skrilavec
Carboniferous shale
- Grödenski konglomerat
Grödenian conglomerate
- Skrilavci na prehodu med permiskimi in werfenskimi plastmi
Shales of the transition zone between Permian and Werfenian beds
- Spodnjewerfenski peščenjaki in skrilavci
Lower Werfenian sandstones and shales
- Werfenski apnec
Werfenian limestone
- Mendolski dolomit
Mendolian dolomite
- Skrilavci in peščenjaki skonca
Skonca shales and sandstones
- Wengenski peščenjak, konglomerat in breča
Wengian sandstone, conglomerate and breccia
- Kasianski apnec
Cassianian limestone
- Kredni apnec
Cretaceous limestone
- Eocenski flis
Eocene flysch
- Aluvij
Alluvium
- Nariv
Overthrust
- Prelom
Fault
- Domnoven prelom
Supposed fault
- Vrtina
Borehole
- Jašek
Shaft

**Nekateri značilni preseki vzdolž idrijske dislokacije
in skozi rudišče**

Legenda na 7. sliki

**Some characteristic sections along the Idrija-fault
and the ore deposit of Idrija**

Explanation in fig 7.



Tedanja nahajališča metacinabarita danes niso dostopna. Našli so ga na X. obzorju v razpoki II. in na IX. obzorju v odkopnem polju Barbara (Schrauf, 1891, pp. 360—364). Po letu 1945 so ga našli v okolici slepega jaška Lamberg na VII. obzorju.

Piltz omenja, da so na XI. obzorju našli sfalerit (1915, p. 1083).

Barit se javlja po Schraufovih podatkih zelo redko. Našel ga je v jasnih kristalih na VI. obzorju (1891, p. 394). Po vojni še nismo našli sfalerita in barita.

Zelo pogostne so na II., III., X., XI. in XII. obzorju tanke bele žilice kaolinita. Schrauf omenja, da jih je našel tudi na IV. obzorju in da spominjajo na lojevec. Po njem tvori žilice mineral tuezit (1891, p. 373). Zaradi primerjave smo kemično in rentgensko preiskali podoben material. Rezultate kemične analize kaže 3. tabela. Analize potrjujejo, da gre za kaolinit. Njegovo vlaknato strukturo kaže 3. slika na II. tabli.

Kemične analize kaolinita Chemical analyses of kaolinite

Table 3

3. tabela

Schraufova analiza Analysis according to Schrauf		Novi analizi New analyses	
SiO ₂	45,00	47,18	44,27
Al ₂ O ₃	39,74	39,95	32,43
Fe ₂ O ₃	0,45	1,35	5,54
MnO	0,20		
CaO	0,52	0,11	sled
HgO	sled	0,22	sled
H ₂ O	14,41	0,21	0,93
žaroizguba		12,60	12,59

Na II. obzorju v okolici sipke Bedenk so našli prevleke vijoličastega minerala. Za določitev smo imeli na razpolago zelo malo materiala. Mineral ima lomni količnik večji od 1,336 in manjši kot 1,461. Specifično težo smo mu določili v vreli zasičeni raztopini srebrovega nitrata pri 100° C in znaša približno 3,19. Torej gre za fluorit.

V rudišču so pogostni piritni kristali. V mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh je pirit primaren v razpokah, a je nastal tako, da je voda raztopila del železa in ga ponovno izločila na stenah. Plasti skonca vsebujejo vložke, ki jih sestavlja v glavnem pirit. V mendolskem dolomitu je pirit razdeljen več ali manj enakomerno.

V razpokah nahajamo tudi kalcit, dolomit, kalcedon in kremen. Kalcedon je nastal sekundarno, nahajamo ga v jalovih in orudjenih conah.

V rudišču so pogostni razni sekundarni sulfati kot sadra, epsomit in melanterit. Sadra nastopa v igličastih kristalih, ki so pogosto dvojlično zraščeni. Sadra je v rudišču zelo labilna. Hitro se sedimentira in hitro

prehaja ponovno v raztopino zaradi cirkulacije podzemne vode. Značilno hitro tudi raste epsomit. V novo izkopanih rovih prevleče zidove v nekaj tednih. Njegova vlakna dosežejo dolžino do 20 cm.

Poleg teh mineralov se javlja v rudišču tudi halotrihit.

Zepharovicheva (1879, p. 186) analiza halotrihita je zelo podobna Schraufovi (1891, p. 379), vendar je zadnji imenoval ta mineral idricit zaradi pomanjkanja sulfata v analizi. Palache (1951, p. 318) in Nikitin (1934, pp. 147, 148) sta zadržala oznako idricit. V halotrihitni skupini sestav običajno močno variira, zato moremo tudi za idrijski mineral zadržati oznako halotrihit.

V dolomitnih razpokah najdemo večasih mineral pilolit (Bergleder, Ramdohr, 1942, p. 592) ali ksilit (Winchell, 1951, p. 380). To je siv, kožast mineral, ki ga sestavljajo različno orientirana vlakna. Pilolit vsebuje po analizi 39,16 % SiO_2 , 0,00 % TiO_2 , 0,13 % FeO , 14,20 % Al_2O_3 , 8,70 % MgO , 8,61 % CaO , 0,00 % K_2O , 0,00 % Na_2O , 8,15 % CO_2 , 7,00 % H_2O^- in 14,06 % H_2O^+ . Ker nahajamo pilolit v dolomitu, moramo odbiti vrednost primešanega dolomita $(\text{CaMg})\text{CO}_3$ in železa ter dobimo 48,4 % SiO_2 , 17,6 % Al_2O_3 , 8,0 MgO in 26,0 H_2O .

Iz teh podatkov izračunana formula je $\text{Mg}_{10}\text{Si}_{30}\text{Al}_{18}\text{O}_{97} \times 36\text{H}_2\text{O}$. Formula se nekoliko razlikuje od običajne, vendar moramo upoštevati veliko variacijo v kemizmu pilolita (Tučan, 1930, p. 528).

Po Schraufovih podatkih nastopa v rudišču tudi siderotil, in sicer običajno skupaj z melanteritom. Je bel ali rumen (1891, pp. 38—387). Umetno so dobili ta mineral z dehidracijo heksahidrata Fe v tetrahidrat pri kristalizaciji med temperaturo 56—64°C (Palache, 1951, p. 492). Siderotila in halotrihita danes ne najdemo v rudišču.

Preostalo nam je še vprašanje idrialina in idrialita. Ramdohr opisuje idrialin kot cinabarit, bogat z bitumenom (1942, p. 343). Prvi je idrialit opisal Janda (1892, pp. 483—485) kot fosilno smolo s 50 % organske snovi poleg piritu, glin, apnenca, kremenca, ferosulfata in sledov cinabarita. Idrialit je temno- ali svetlozelen z enako razo. Zveplena kislina se obarva modrozeleno, če ga v njej topimo, v terpentinskem olju izloča bel prah, ki pripada idrialinu $\text{C}_{21}\text{H}_{14}$. Po Nikitinu je idrialit zmes idrialina in cinabarita, idrialin pa je mineral s trdoto 1—1,5 in specifično težo 1,4—1,85 (1934, p. 319). Izraza idrialin in idrialit se v literaturi nedosledno uporabljata; gre za isti mineral, ki je zelo redek kot prevleka v mendolskem dolomitu in wengenskih plasteh. Spada v skupino premalo preiskanih organskih snovi.

Rudnomikroskopska raziskovanja

Mikroskopska preiskovanja so pokazala, da nastopa cinabarit v rudišču na dva načina: nadomestil je posamezne minerale prikamenin, kar je značilno za cone bogatejše rude, ali se je odložil v razpokah. Cinabarit nadomešča kremen, dolomit in apnenec. Pri tem moremo razlikovati naslednje primere: v cinabaritu so zaostali samo drobci prikamenine, drobci prikamenine leže kot »oblaki« v cinabaritu, s cinabaritom je ostala nena-domeščena samo »vejasta« organska snov in cinabarit nadomešča posa-

mezna večja zrna jalovine. Nadomeščanje napreduje z roba zrna proti notranjosti ali obratno. V obeh primerih je meja med cinabaritom in jalovino zobčasta; pogosto ločimo čisto cinabaritni pas, pas cinabarita z drobci prikamenine in pas prikamenine z drobci cinabarita. Ti pasovi so različno široki; pri nadomeščanju kremenca so zelo ozki. Takšne primere najdemo zelo redko.

Nadomeščanje cinabarita kažejo 1., 2. in 3. slika na III. tabli ter 1. in 2. slika na IV. tabli.

Cinabarit v razpokah ne kaže znakov nadomeščanja. V razpokah sta se običajno najprej izkristalizirala dolomit ali kalcit, šele nato je zapolnil razpoko cinabarit (IV. tabla, 3. slika). Enake pojave opazujemo tudi pri piritu. Ponekod vidimo majhna nadomeščanja pirita po cinabaritu. Ti primeri so zelo redki; pirit ima takrat običajno korozijske oblike. Največkrat leži pirit v cinabaritu v jasnih kristalih ali pa v drobcih.

Večkrat ločimo pod mikroskopom prvo, toplejše izločanje cinabarita, ki kaže sposobnost nadomeščanja in drugo, hladno brez te sposobnosti.

V zbruskih smo ponekod opazovali preseke foraminifer. Takšne preseke smo našli tudi v nekaterih obrusih. Prvotno snov je nadomestil cinabarit in pri tem uničil notranjo strukturo, tako da je ohranjena samo zunanja oblika foraminifere (V. tabla, 1. slika).

Nekateri obrusi kažejo ledvičasto strukturo cinabarita. Posamezne polkrogle sestojijo iz koncentričnih con, ki imajo različno zgradbo pod navzkrižnimi nikoli. Te oblike bi mogli prišteti tudi psevdomorfozi cinabarita po metacinabaritu. Pollock je ugotovil, da se more izločiti cinabarit tudi kot koloid, če so prisotni elektroliti (opal, kalcedon), ali če se alkalnosulfidna rudna raztopina hitro razredči oziroma nevtralizira pri temperaturi nad 100° C (Thompson, 1954, p. 195). Ledvičaste oblike kažejo conarno zgradbo in v njih nismo mogli ugotoviti nikakršnih znakov pretvarjanja metacinabarita v cinabarit (V. tabla, 2. slika). Njihova stopnja kristalizacije je majhna. To vse kaže, da se je cinabarit izločal kot koloid iz zasičene raztopine.

Pri plastoviti rudi in pri impregnacijah wengenskih peščenjakov so se dogajali enaki procesi nadomeščanja. Laže topne petrografske komponente prikamenin je nadomestil cinabarit. V plastoviti rudi, katero bomo pozneje podrobneje opisali, je cinabarit po plasteh zelo fino dispergirano in se lokalno tudi nakopiči. Močnejšo cinabaritno koncentracijo nahajamo samo v posameznih conah. Ponekod veže cinabarit zdrobljene drobce prikamenine. Razen tega smo našli tudi sekundarne obogatitve s cinabaritom. V enakomerno impregnirani kamenini (kjer je cinabarit nadomestil del kamenine), nahajamo prečne žilice izluženega in ponovno izločenega cinabarita. Tako moremo ločiti vzdolžno, primarno fazo in prečno, ki je relativno obogatila takšno cono. V tej drugi fazi so nastali zelo veliki kristali cinabarita. Ponekod opazujemo zrnat cinabarit, ki ga veže jalovina (V. tabla, 3. slika).

Ruda kaže znake pritiska. Pogostni so paralelno orientirani nizi cinabaritnih zrn, ki različno spreminjajo smer. Značilen je tudi pahljačast položaj kristalov. Pri teh strukturah opazujemo zaradi rekristalizacije vrivanje enega zrna v drugo (VI. tabla, 1. slika).

Cinabaritni kristali v razpokah rastejo na piritu, kalcitu ali dolomitu, ki grade osnovo razpoke. Ker je stopnja orudenenja v razpokah neodvisna od orudene cone, v kateri razpoke leže, so te razpoke sekundarne tvorbe, ki so nastale po orudenenju v fazi hipergenega izločanja cinabarita (VI. tabla, 2. slika).

Način orudenenja

Najbogatejše orudenenje je v wengenskih kameninah in to v delu, ki pripada plastem skonca. Da so orudene kamenine wengenske starosti, je ugotovil že Lipold (1874, p. 450). Kossmat je razširil orudeno območje na bituminozni facies wengenskih plasti, na razpoke v mendolskem dolomitu in na werfenske plasti (1911, p. 379), vendar pripadajo kamenine, ki jih je on prištel v werfen, v ladinsko stopnjo. Orudenenje v werfenskih plasteh poznamo šele zadnjih nekaj let. Samo karbonski skrilavec ni oruden s cinabaritom.

Petrografska raziskovanja spodnjega dela wengenskih plasti so pokazala, da jih sestavljajo v glavnem kremen, karbonati in organska snov. Ponekod je kremen močnejše zastopan kot karbonati. Peščenjaki prehajajo kontinuirno v skrilavce. Ponekod so plasti skonca lapornate in celo apnene. Zato so bili nekateri njihovi deli v fizikalno-kemičnem pogledu zelo ugodni za izločanje rude. Karbonatno komponento v plasteh skonca tvori v glavnem dolomit. V teh conah so obstajali torej enako ugodni pogoji za orudenenje kot v mendolskem dolomitu. Skrilavci so v plasteh skonca preprečevali cirkulacijo rudnih raztopin, zato je pomen teh nepropustnih vložkov za orudenenje dokaj velik. Wengenske skrilavce sestavlja samo ponekod značilen pelitski material s precejšnjo primesjo organskih snovi. V njih zasledimo tudi vložke drobnozrnatih peščenjakov. V skrilavih conah wengenskih plasti nahajamo cinabarit kot prevleko. V orudelih skrilavih so pogostne tektonske drse, v katerih so večje ali manjše površine prekrite s cinabaritom. V peščenjakih skonca se javljajo vložki peščenjakov s cinabaritnim cementom, ki jih ločijo slabo ali celo neorudeni vložki, debeli od 0,2 do 2 in več centimetrov. Do orudenenja po plasteh je prišlo zaradi selektivne metasomatoze karbonatnega veziva s cinabaritom. Ta tip orudenenja, ki ga imenujemo plastovita ruda, je običajno siromašen, vendar se v nekaterih conah količina cinabarita močno poveča. Navadno so wengenski peščenjaki različno intenzivno impregnirani s cinabaritom.

Orudenenje se v mendolskem dolomitu in werfenskih plasteh obnaša skoraj enako. V njih nahajamo s cinabaritom zelo bogate cone, in sicer običajno pod nepropustnim vložkom ter različne impregnacije v obliki žilic, leč in orudelih območij. V skrajnem severozahodnem delu VII. obzorja je dolomitna breča vezana s karbonatnim cementom. Cinabarit najdemo v vezivu in v kosih, ki sestavljajo brečo. Bogatejše orudenenje v dolomitu leži, kot smo omenili, pod nepropustnimi vložki (skrilavci skonca, skrilavi vložki v dolomitu) in v tistih delih, kjer je dolomit tektonsko zdrobljen. Tak dolomit je čvrsto vezan, zato so ga prej imenovali dolomitna breča. V teh zdrobljenih dolomitnih conah je cinabaritno orudenenje bogato, četudi niso razviti v bližini nepropustni vložki. Pod nepropustnimi vložki nahajamo običajno tudi v nezdroljenem dolomitu bogato

orudenenje, ki pa je vedno majhnih dimenzij. Zdrobljeni dolomit je z mlajšo tektoniko ponovno porušen in vsebuje pogosto tektonske drse. Na njih moremo opazovati strukturo dolomita in način orudenenja. Takšen oruden dolomit sestavlja nepravilen preplet cinabaritnih žilic, leč in zrn. Neporušeni deli dolomita so impregnirani zelo različno. Pri bogatejšem orudenenju obdajajo posamezna dolomitna zrna cinabaritne prevleke.

V rudišču obstoji še en način orudenenja — orudenenje razpok. Razpoke danes niso dostopne. Najbolj rudosnosni sta bili razpoki I in II. Schrauf opisuje razpoko II na meji werfenskih plasti. V sredini je razpoka raztrgana z vodoravnim prelomom. Leži v smeri O—W in vpada delno na sever, delno na jug. Zapolnjena je z wengenskimi kameninami in dolomitom. V njej je našel kos dolomita, ki je bil oruden samo na eni strani. Po tem sklepa, da je razpoka mlajša kot orudenenje (1891, pp. 361 do 362). Razpoka I je podobna razpoki II (1891, p. 387). Piltz omenja, da so razpoke nastale tektonsko in da obstoji v njih niz tektonskih drs. Debele so 0,5—3 m in so zapolnjene z brečo, ki jo sestavlja v glavnem dolomit, najdejo pa se tudi kosi skrilavca in apnenca. Razpoki sta dobro orudeni in ponekod celo odprti (1915, pp. 1082—1083). Kropač potrjuje, da sta razpoki orudeni samo lokalno (1912, p. 31).

Po stopnji orudenenja ločimo več vrst bogate rude. Kot opeka rdeča ruda se imenuje »opekovka«. Po Kossmatu leži opekovka v močno impregniranih peščenjakih (1911, p. 380). Kropač pravi, da predstavlja opekovka vezivo v razpokah dolomita in da jo samo izjemno najdemo tudi v wengenskih peščenjakih. Ruda vsebuje do 70 % Hg (1912, p. 47). Naslednja vrsta rude je jeklenka, ki nastopa v dolomitu in wengenskem peščenjaku. (Kropač, 1912, p. 48). Vsebina Hg doseže v njej do 75 % (1912, p. 47). Tretja vrsta je jetrenka, ki jo najdemo v tektonsko porušeni jeklenki. Koralna ruda je črna in vsebuje manjši odstotek živega srebra; Kletzinskijeva analiza kaže, da ima 2 % Hg, veliko fosfata, fluora in drugih sestavin (1810, p. 346). Koralno rudo sestavljajo ostanki lupin rodu *Discina*, ki ga je določil Bittner. Koralna ruda vsebuje po Kropaču do 10 % Hg (1912, p. 48). Piltz daje nekoliko drugačne podatke o odstotku Hg v posameznih vrstah rude. Po njem vsebuje opekovka do 50 % Hg, jetrenka 56—65 % Hg in jeklenka do 75 % Hg. Mikroskopska raziskovanja teh rud so pokazala, da ne gre za različne vrste rude, temveč za različne stopnje orudenenja in velikosti cinabaritnih zrn. Ruda je v odvisnosti od stopnje orudenenja različne barve in je zato dobila tudi različno ime. Opekovka vsebuje žilice, leče in posamezna cinabaritna zrna, ki zelo gosto impregnirajo prikamenino. Za jeklenko so značilna nadomeščanja prvotnih mineralov po cinabaritu. »Koralna« ruda predstavlja vložek v plasteh skonca, ki je bogat z organskimi ostanki in impregniran s cinabaritom.

Poleg orudenenja s cinabaritom nahajamo tudi samorodno živo srebro. Javlja se v vseh kameninah in spremlja običajno bogatejša rudna telesa. Pogosto ga najdemo v razpokah kamenin. S samorodnim živim srebrom so orudeni tudi karbonski skrilavci na posameznih obzorjih. To orudenenje ne kaže nobene pravilnosti. Kapljice živega srebra so različno velike in neenakomerno razporejene. V karbonskih skrilavcih nahajamo večje

ali manjše leče in krogle pirita (od 0,5 do 20 cm), ki vsebujejo v svojem jedru živo srebro. V dolomitu in wengenskih plasteh je orudenenje s samorodnim živim srebrom relativno redko, pomembnejše je v werfenskih plasteh.

Zveza med mineralizacijo in tektoniko starost rudišča

Tektonske črte, ki so značilne za rudišče in njegovo okolico (idrijski prelom, severni kontakt, narivna površina triade na kreda, prelom na vzhodnem pobočju Ptičnice in ostale) niso orudene. V njih nahajamo samo redke in zelo siromašne impregnacije s cinabaritom. Glavni del orudenenja leži v wengenskih plasteh in mendolskem dolomitu. Zelo pomembno je tudi, da pada stopnja orudenenja mendolskega dolomita z oddaljenostjo od wengenskih plasti. V werfenskih plasteh smo do sedaj našli samo eno rudno impregnacijo. To telo leži med dvema nepropustnima vložkoma v werfenskih apnencih. Manjše rudne impregnacije leže v mendolskem dolomitu, kombinirano v wengenskih in anizičnih skladih ali pa na stiku anizičnih in werfenskih plasti.

Oblike posameznih rudnih impregnacij moremo razdeliti v relativno enostavne (pretežno nepravilne in lečaste) in zelo zapletene. Posamezne rudne impregnacije imajo steblo, iz katerega izhajajo rudne cevi, orudene plošče in leče. Pri nekaterih je steblo sestavljeno iz orudjenih ter neorudjenih con in tvori preplet »žil«. Zato je zelo težko posplošiti oblike rudnih impregnacij. Vsako večjo rudno impregnacijo spremljajo manjše. Če bi poravnali nagubane plasti v rudišču, bi videli, da leže rudne impregnacije kot ozek pas v bližini stika anizičnih in wengenskih skladov. Ta cona ni enakomerno orudena. Poleg dobro orudjenih nahajamo tudi neorudene dele. Najbolj oddaljena od stika je rudna impregnacija v werfenskih plasteh in še nekatere manjše rudne impregnacije. Pri teh impregnacijah so imeli poseben pomen lokalni nepropustni vložki.

Pomembne podatke o orudenenju dobimo ob severnem kontaktu, kjer so rudna telesa ostro omejena. V karbonskih skrilavcih severnega kontakta se javljajo leče in krogle, ki jih sestavljata dolomit in kremen. Takšne leče dosežejo premer do 0,5 m. V njih zasledimo ponekod tudi nekaj cinabarita. Jedro leče sestavlja kompakten dolomit; čim bolj se približujemo robu, toliko bolj se ločijo posamezna zrna z radialno strukturo. Nastanek te strukture zrn moremo pojasniti na naslednji način: Pri narivanju so se iz podlage odtrgali posamezni kosi kamenin in se vrinili v karbonske skrilavce. Kosi so potovali skupno s skrilavci, se valjali in so na ta način postali okrogli. Če so zavzeli določen položaj ob narivni ravnini, so se zaradi enostranskega pritiska sploščili. Najmočnejše so se odrazili pritiski na obodu leč in krogel. Zato nahajamo v njihovem obrobju radialno-vlaknate agregate dolomita. Kristalizacija posameznega radialno-vlaknatega zrna dolomita se v smeri pritiska zelo zmanjša, medtem ko se pravokotno nanj skoraj ne spremeni. Če se smer pritiska postopoma spreminja (kot je bil to primer v Idriji), bomo dobili radialno zgrajena zrna (VI. tabla, 3. slika). V našem primeru je dobil takšno zgradbo odtrgani delec dolomita. Torej so leče in krogle na svojem robu rekristalizirale pod pri-

tiskom. To dokazuje tudi postopen prehod v normalno kamenino, ki jo opazujemo v jedru leč in krogel.

Zveza med orudenenjem in karbonskimi skrilavci, ki so jo prej toliko poudarjali, ne obstoji. To dokazujejo popolnoma neorudeni deli plasti v neposredni bližini severnega kontakta. Rudna impregnacija št. 1, ki leži v neposredni bližini severnega kontakta, vsebuje najbogatejše rudne impregnacije, oddaljene nekaj metrov od kontakta. Poleg tega nahajamo več rudnih impregnacij, ki so popolnoma samostojne in zelo oddaljene (150 m) od karbonskih skrilavcev, tako da karbonski skrilavci na orudenenje niso vplivali kot nepropustne plasti. Nasprotno pa so zelo pomembni lokalni nepropustni vložki. To opazujemo zelo jasno n. pr. v rudni impregnaciji št. 10 na XII. obzorju na 3. etaži odkopnega polja Severni kontakt, na VI. obzorju v odkopnem polju Talnina, kjer je pod nepropustnim vložkom nastala jeklenka. Količina cinabarita pada z oddaljenostjo od nepropustnega vložka. Takšna dobro orudena cona je zelo različno debela in običajno ne presega 0,5 m. Če bi karbonski skrilavci predstavljali nepropusten horizont pri orudenenju, bi našli najbogatejše in največje rudne impregnacije neposredno pod njimi. Takšne rudne impregnacije pa leže v skrilavcih in peščenjakih skonca ter v njihovi bližini v mendolskem dolomitu. Če še primerjamo stopnjo nadomeščanja prvotne kamenine po cinabaritu, opazujemo največji vpliv prav v plasteh skonca. Nadomeščanje je bilo tako močno, da je cinabarit potisnil kremen, karbonate in celo pirit. Zato so ponekod preostali od prvotne kamenine samo glinastobituminozni ostanki. Torej so rudne raztopine delovale izredno močno v wengenskih plasteh, medtem ko so karbonski skrilavci, ki leže neposredno nad njimi, popolnoma nedotaknjeni.

Rudne impregnacije prehajajo, razen v območju narivnih površin in izjemnih primerov (rudna impregnacija št. 10 na X. in XI. obzorju, v I. in II. razpoki itd.), postopno v neorudeno prikamenino. Zato jih je težko omejiti. V impregnacijah nahajamo cone, ki jih je mlajša tektonika močnejše porušila, vendar so po intenziteti orudenenja enake ostalim, manj porušeni ali celo neporušeni conam. Skoraj v vseh rudnih telesih opazujemo tektonske drse, ki so delno ali v celoti zgrajene iz porušenega in zglajenega cinabarita.

Orudenenje, ki leži v mendolskem dolomitu, je vezano na »brečast dolomit«. Ta dolomit ne tvori nekega sedimentnega horizonta. Po njegovih oblikah moremo sklepati, da je nastal tektonsko. Zelo redko ga najdemo na površini (pri Likarju). Navadno je kompakten, medtem ko je dolomit, ki je bil porušen pri oblikovanju današnje zgradbe rudišča, zdrobljen. »Brečast dolomit« je običajno dobro oruden, medtem ko je orudenenje v nevezanem dolomitu izjemno in še takrat majhno.

K r o p a č omenja, da je našel ob narivni ravnini prve luske s kredo popolnoma zdrobljeno rudno impregnacijo (1912, p. 23).

V rudnih preparatih iz bližine tektonskih črt je cinabarit bolj ali manj rekristaliziran. V odbiti svetlobi cinabarit ne kaže zrnaste zgradbe. Pod navzkrižnimi nikoli opazujemo, da sestavljajo posamezna cinabaritna zrna nizi rekristaliziranih zrn.

Iz vsega navedenega izhaja, da ni imela posteocenska tektonika nika-kega vpliva na tvorbo rudnih kanalov.

Mnenja o starosti rudišča so zelo različna. Meier meni, da je rudišče postalo hidatogeno na podlagi obarjanja živosrebrnega klorida, ki je bil raztopljen v morski vodi (1868, p. 123). Stur povezuje rudišče z erupcijami »trahita« (1872, p. 239). Schrauf ni jasno povedal svojega mnenja o starosti rudišča, vendar je menil, da moremo domnevati hidatogeni nastanek, če je rudišče vezano na tufe (1891, p. 385). Kossmatovo mnenje je naslednje: nastanek rudišča je v posredni zvezi s triadnimi erupcijami okrog Cerčna. Razumljivo je, pravi, da je rudišče nastalo po eocenski tektoniki, ki je odprla pot rudnim raztopinam. Zato domneva, da je kreda, na katero so narinjene triadne kamenine, raztrgana v posamezne bloke (1911, pp. 382, 383). Kropač navaja, da so v rudišču pogostne tektonske drse, ki niso orudene (1912, p. 45). Kossmat je trdil pozneje, da je težko pojasniti, kako so termalne vode prodirale po debelih plasteh »talnine« (1913, pp. 376, 377). Piltz je ugotovil, da so v rudišču pogostne tektonske drse s cinabaritom, kar kaže na tektonske procese tudi po orudenenju. V tektonskih črtah, ki sekajo triadne sklade, nahajamo samo majhne impregnacije s cinabaritom, vendar so rudna telesa odvisna od teh črt. Zato je imel rudišče za posttriadno (1915, p. 1108). Po Nikitinu je rudišče terciarno (1934, p. 345). Na podlagi Tornquistovih podatkov je zaključil Schneiderhöhn, da je rudišče intruzivno hipoabisalno in da je nastalo v starejšem miocenu (1941, p. 667).

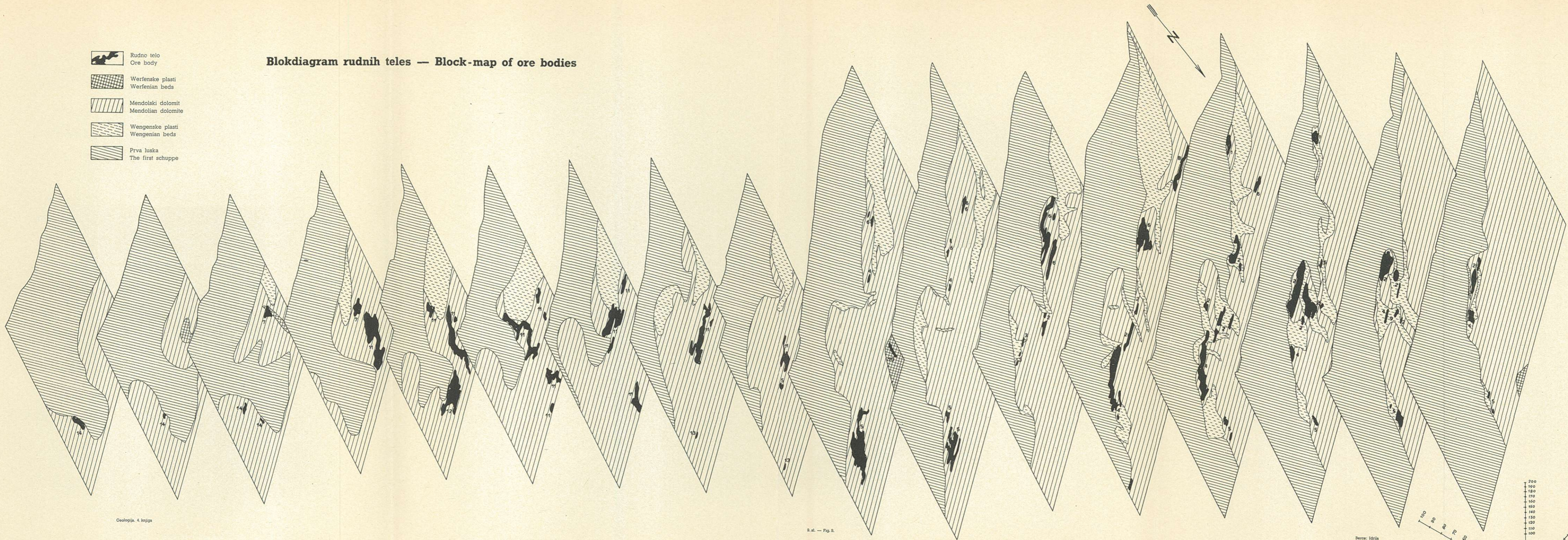
Najprej so torej prevladovala mnenja o triadni starosti rudišča, dokler ni Kossmat podal kompromisne rešitve. Pozneje so vsi imeli rudišče za terciarno.

Da bi dopolnili dokaze o starosti rudišča, bomo navedli še nekaj podatkov. V ožji okolici so raziskovali na več krajih. Kropač piše, da so našli impregnacije cinabarita v rovih Mariaempfangnisstollen, Dreifaltigkeitsstollen (poleg krede) in Gersdorfliegendschlag (VII. obzorje) (1912, pp. 6—11). Jager in Hamrla omenjata izdanke samorodnega živega srebra pri kmetiji Petrič v Kanomlji, pri hiši mehanika Strausa v Idriji, pri Kobalu, pri Kleménu, pri Svetlinu (Marožice) in v bližini Mohoriča (1947, pp. 11, 12). Gantar in Schneider pravita, da prinaša voda vzhodno od topilnice samorodno živo srebro in da sta našla na koti 520 v prelomu vzhodno od topilnice cinabarit (0,01 % Hg) v pasu, debelem do 6 m. Cinabarit so našli tudi v bližini Likarja (1949, p. 12). V zadnjem času smo z vrtino Ljubevč II. našli manjšo impregnacijo v drugi luski na višini III. obzorja. Podatki o cinabaritnih impregnacijah so torej zelo skromni. Samorodno živo srebro moremo zaslediti zelo daleč od njegovega prvotnega nahajališča zaradi velike gibljivosti. Zato so podatki o njem za nove orudene cone brez praktičnega pomena. V okolici rudišča ni golic s cinabaritom, ki bi kazale, da moremo pričakovati nova orudena območja.

Za širšo okolico navajajo v literaturi cinabaritne izdanke pri Škofji Loki (Tomaž, Ožbolt; Kossmat, 1910, p. 70), vendar jih pri pregledu tega ozemlja nismo našli. Manjše cinabaritno rudišče leži v anizičnem apnencu v okolici Sv. Ane nad Tržičem. Kamenine v okolici rudišča so triadne in jurske. V neposredni bližini obkrožajo rudišče kremenovi porfi-

-  Rudno telo
Ore body
-  Werfenske plasti
Werfenian beds
-  Mendolski dolomit
Mendolian dolomite
-  Wengenske plasti
Wengenian beds
-  Prva luska
The first schuppe

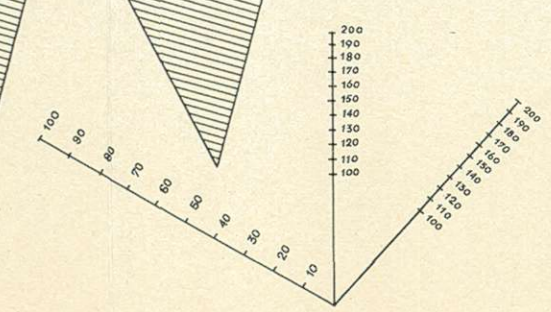
Blokdiagram rudnih teles — Block-map of ore bodies



Geologija, 4. knjiga

0.21. — Fig. 9.

Bence: Idrija



riti. Triadne prodornine so oddaljene od rudišča povprečno 500 m (Berce, 1953). Ostali cinabaritni pojavi v Sloveniji so vezani na svinčeno-cinkove rude in so drugačnega tipa. Vendar je značilno, da so takšna rudišča samo v kameninah karbonske do srednjetriadne starosti.

V podaljšku idrijske dislokacije leži manjše cinabaritno rudišče Tršče v okolici Čabra. Ozemlje grade paleozojske, rabeljske in zgornjetriadne plasti. Na kontaktu med paleozojskimi in rabeljskimi skladi leži ozek pas skrilavcev, katerih starost še ni določena. Cinabarit nahajamo v paleozojskih in zgornjetriadnih (glavni dolomit) plasteh. Okolica rudišča je močno tektonsko porušena. Okrog 10 km južneje leži kremenov porfir. Mnenja o starosti tega rudišča so deljena: eni ga prištevajo v terciar, drugi v triado.

Severno in severozahodno od Idrije leže prodornine Cerčna. Oddaljene so okrog 12 km zračne črte od rudišča. Če upoštevamo dolžino nariva Trnovskega gozda, moremo sklepati, da je bil prvotni položaj rudišča v neposredni okolici cerkljanskih prodornin.

Po opazovanjih posameznih cinabaritnih rudišč v širši okolici Idrije vidimo:

1. Cinabaritna orudenenja nahajamo v permskih ter spodnje in srednjetriadnih kameninah. Če prištejemo sem še Tršče, se zgornja meja premakne v zgornjo triado.

2. Cinabaritni pojavi so razpršeni po vsej Sloveniji, vendar jih najdemo vedno v večji ali manjši bližini triadnih prodornin.

3. V okolici mlajših prodornin in globočnin ne nahajamo cinabarita.

4. Nekatera rudišča je porušila mlajša tektonika. (Idrija, Velika Reka v Posavskih gubah.) Za ostala nimamo podrobnejših podatkov.

5. Pojavi živega srebra v Bosni in Črni gori so vezani na starejši magmatizem. Cissarz prištevata Hg-tetraedrite in cinabarit v oksidacijski coni svinčeno-cinkovih rudišč nad Karlovcem in Konjicom v starejši paleozojski vulkanizmu (1951, p. 78; 1956, p. 30). Tudi orudenenje pri Čabru in Spiču veže na triadni vulkanizem (1951, p. 79; 1956, p. 41).

6. Avstrijska rudišča živega srebra leže v starejšem in mlajšem paleozoiku in triadi (Friedrich 1953, p. 388).

7. Rudišča v Sloveniji so pogosto monometalna. V posameznih območjih nahajamo tudi rudišča z več komponentami. Tako poznamo živo-srebrna, antimonova, svinčena in cinkova rudišča. To kaže, da so se rudne raztopine diferencirale primarno ali sekundarno.

8. Novi Schneiderhöhnovi zaključki o regeneraciji so dopolnili klasično shemo nastanka rudišč. Idrijsko rudišče leži v coni, kjer bi mogli pričakovati takšen način nastanka. Do danes še ni podrobno obdelan proces regeneracije rudišč. Običajno sklepamo na ta tip rudišč po strukturi terena, strukturah in genetskih odnosih mineralov. Če bi orudenenje v Idriji kazalo ožjo zvezo s tektoniko, ki je oblikovala sedanjo zgradbo, bi mogli domnevati, da je rudišče regenerirano. Poleg tega je ruda močno tektonsko porušena in pogosto kaže posledice pritiska (drobljenje in re-

kristalizacija). Zelo značilno je tudi hipergeno izločanje cinabarita. Po obliki in načinu nastopanja razlikujemo primarni in hipergeno izločeni cinabarit.

9. Schroll je pri preiskovanju sledov kovin v Pb-Zn rudiščih sklepal, da se živo srebro ne nahaja v sfaleritih, ki leže v predalpskih avtohtonih masivih Zahodnih Alp in da je orudenenje v triadi brez sledov Hg (ali manj kot 0,001 %) (1955, pp. 192—194). Po paragenezi redkih prvin je razdelil rudišča v starejša in mlajša. V sfaleritih Posavskih gub je našel 0,05 % Hg (1955, p. 193). Rudišča v okolici Litije so porušena. Pogostne so translacije v sfaleritih, dvojlične lamele, ki so nastale kot posledica pritiska in rekristalizacije. Novejša preiskovanja ne potrjujejo Tornquistovega zaključka o posttektonskem nastanku rudišč v Posavskih gubah (1929, pp. 20—23). Tudi Schrollovi zaključki, vsaj kolikor se to nanaša na slovenska rudišča, se bodo morali spremeniti. Na primer sfaleriti iz okolice Litije vsebujejo germanij; živo srebro in germanij pa po Schrollu pripadata dvema različnima rudonosnima epohama (1955, p. 205).

Nekatera ameriška cinabaritna rudišča leže v neposredni okolici magmatskih kamenin. Pretežni del je verjetno terciaren, druga pa so vsekakor starejša. Tako rudišče je v Nevadi na Southern Pilot Mountains (Phoenix in Cathart 1952). V Mehiki v Canoas-Zacatecasu leži cinabarit v latitni domi (Gallagher, 1952). Almaden je nastal po Schneiderhöhnu v variscinem orogenu (1941, p. 665). Nemška živosrebrna rudišča leže v permskih sedimentih in so vezana na različne vrste porfirjev (Schneiderhöhn, 1941, pp. 668—674). Torej moramo dopolniti mnenje nekaterih raziskovalcev, da so epi in teletermalna rudišča terciarna, ker se starejša ne bi mogla ohraniti. Takšna rudišča se pod določenimi pogoji lahko ohranijo, čeprav so nastala blizu površine.

Vsi naštetih podatki o mineralizaciji v Idriji ter njeni ožji in širši okolici potrjujejo, da je rudišče nastalo v zgornjem delu srednje triade, a morda še v delu zgornje triade.

Pogoji, pod katerimi je nastalo rudišče

Zelo malo je podatkov, na podlagi katerih bi mogli ugotoviti način orudenenja v Idriji. Tektonski procesi so tako spremenili prvotne geološke odnose, da moremo samo v grobem oceniti genezo rudišča. Razen tega je kemizem transporta živega srebra še vedno nejasen, čeprav obstoje zelo obširna in izčrpna dela o tem problemu. Geokemične lastnosti onemogočajo lahko koncentriranje živega srebra v rudiščih. Po atomskem tipu se živo srebro približuje težkim kovinam, a po svojem ionizacijskem potencialu plemenitim kovinam. Rentabilno je tisto orudenenje, ki ima 40.000-krat večjo koncentracijo, kot znaša povpreček Hg v zemeljski skorji. Zato je samo okrog 0,2 % Hg zbranega v rudiščih. Najbolj podrobno je proučeval možnosti transporta živega srebra Krauskopf (1951). Njegove podatke dopolnjujejo Dreyer (1940), Traedwell (1946), Korenman (1946), Thompson (1954), če naštejemo samo

nekateri. Iz njihovih del izhaja, da se živo srebro prenaša v rudišča na naslednja načina:

- a) kot kompleksen ion v alkalnosulfidnih raztopinah;
- b) kot hlapi živosrebrnega klorida.

Vse ostale možnosti transporta živega srebra niso pomembne, ker imajo premajhno transportno moč. Iz raztopin se izloča cinabarit zaradi različnih fizikalno-kemičnih sprememb. Pad temperature povečuje topnost Hg pod a), zmanjšuje pa transport v obliki hlapov. Pri prezasičenih raztopinah so važni drobci cinabarita, ki povzročijo izločanje. Gline vplivajo v tem primeru kot katalizator. Poleg tega imajo važno vlogo spremembe fizikalno-kemičnih pogojev.

P r i t i s k. Današnje rudišče je ob nastanku ležalo v bližini cerkljanskih prodornin. Wengenske plasti so se usedle v razmeroma plitvem morju. Podobna globina morja je bila tudi v spodnjem delu noriške stopnje. V zgornjem delu zgornje triade in dalje v juri in kredi je ležalo rudišče v pasu globljega morja. Po tem sklepamo, da je nad najmlajšim orudnim stratigrafskim horizontom ležal pas mlajših kamenin. »Krovnino« rudišča pri orudenjenju so sestavljale wengenske plasti in morda kasijanski apnenec ter del rabeljskih skladov. Torej je bila globina, v kateri se je izločala ruda, zelo majhna. Največje vertikalne razdalje med zgornjo in spodnjo mejo orudenjenja znašajo v New Idria 425, v Almadenu 396 in v Terlingui 272 m (Thompson 1954, p. 177). Globina rudnih impregnacij v Idriji znaša nad 300 m. Če upoštevamo gube, s katerimi je rudišče deformirano, sklepamo, da je bila prvotna mineralizacijska cona globoka 100—150 m. Ker je nastajalo orudenjenje s cinabaritom blizu površine, ni imel pritisk nobene važnosti.

T e m p e r a t u r a. Zelo pomembne so minimalne in maksimalne temperature, pri katerih se more izločiti cinabarit. V literaturi dobimo podatek, da se cinabarit izloča pod 100° C. Značilno je, da amonijev klorid živega srebra kleinit zgubi dvoolom pri 130° C in da se šele takrat njegova zgradba sklada z zunanjo obliko (heksagonalen) (Hillebrand in Schaller, 1909, p. 405). Mosesitu se isto dogodi šele pri temperaturi 188° C (Canfield, Hillebrand, Schaller, 1908, pp. 202—208). Oba minerala nastopata skupaj s cinabaritom zelo blizu površine v rudišču Mariposa. Zgornjo temperaturno mejo dobimo na podlagi temperature razpada živosrebrnih mineralov. V istem rudišču je za to značilna temperatura kalomela (302° C) (Thompson, 1954, p. 179). To kaže, da so morda temperature nastanka živosrebrnih rudišč le nekoliko večje, kot to domnevamo.

N o l l o v i poizkusi v sistemu $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ kažejo, da se izloča kaolinit med 250—350° C in pod pritiskom 40—170 atm pri razmerju $Al_2O_3:SiO_2 = 1:2-4$. Če niso izpolnjeni ti pogoji, se izloča poleg kaolinita tudi pirofilit (Grim, 1953, p. 317). Caillere in Henin sta dobila kaolinit pri običajni temperaturi in pritisku z elektrolizo raztopine kremenice in glinice. Katoda je bila iz platine, a anoda iz aluminija (Grim, 1953, p. 321). V Idriji nahajamo kaolinit samo izven rudnih

teles v bližini severnega kontakta. Ker ga najdemo samo v tistem delu rudišča, ki je bil pred narivom na površini, je verjetno, da je prinesen naknadno v rudišče.

Cinabarit nadomešča pogosto kremen. Topnost kremen v čisti vodi pod pritiskom 400 atm in temperaturi 250° C znaša 0,05 % (K e n n e d y, 1950, p. 636). Topnost sicer pada pri manjših temperaturah in pritiskih, vendar je še tolika, da bi mogli samo z njeno pomočjo pojasniti nadomeščanje kremen. Pri temperaturi 160° C in 6 atm pritiska znaša topnost nekaj tisočink odstotka. Če še upoštevamo vpliv alkalij, postane topnost kremen neprimerno večja. Zato so nadomeščanja kremen po cinabaritu in pogostni pojavi kalcedonovih zrn popolnoma razumljivi.

V Idriji nismo našli mineralov, ki bi kazali, da je rudišče nastalo pri večji temperaturi kot približno 100° C. Čeprav je bila temperatura nastanka rude nizka, vendar opazujemo ponekod, da se je ruda izločila iz zasičenih raztopin. Verjetno je to koncentracijo povzročila nagla ohladitev.

Odnos cinabarit — pirit. Meje med piritnimi in cinabaritnimi kristali v Idriji so ostre. Povečini leže lepo razviti piritni kristali v cinabaritu, samo ponekod smo našli nadomeščanje pirita po cinabaritu. V kemičnem oziru je odnos med obema mineraloma nejasen. Količina netopnega pirita raste s padom kislosti raztopine in z naraščanjem temperature. To je nasprotno, kot se obnaša cinabarit. Zato zelo redko opazujemo oba minerala skupaj.

Pirit nahajamo v Idriji v vseh stratigrafskih nivojih. Najbolj pogosten je v wengenskih plasteh, kjer se ponekod izrazito nakopiči. Skupaj s cinabaritom se javlja ali kot vključek v zelo bogati rudi ali pa ga najdemo v razpokah, kjer na njem rastejo kristali dolomita, cinabarita in sadre. Kemične pogoje nastanka pirita in markazita so opazovali Allen, Crenshaw, Johnston in Larse (1912). Po njihovih podatkih je paragenezo s cinabaritom zelo težko ostvariti. Pirit se ni izločil iz rudnih raztopin, temveč se je že nahajal v sedimentih pred orudenjenjen. Poleg tega se je pirit izločal tudi pod redukcijskimi pogoji sekundarno v razpokah, kjer ga nahajamo v lepih kristalih.

N a č i n n a s t a n k a. Rudne raztopine so prinašale v glavnem samo živo srebro in nepomembne količine barita, fluora, bakra, mangana, stroncija in cinka. Na svoji poti so se izločali ostali elementi zaradi različnih fizikalno-kemičnih pogojev in zato nahajamo v rudišču samo cinabarit. Potemtakem je rudišče nastalo pri običajnih temperaturah živosrebrnih rudišč.

Rudne raztopine so prešle pri prodiranju navzgor cono karbonatnih kamenin. Tu so verjetno raztopile nekaj CO₂ in morda majhno količino žvepla iz pirita. Na ta način je padla njihova alkalnost. Spremembe pritiska in temperature so prav tako omogočile izločanje cinabarita, ker se je porušilo notranje ravnotežje raztopin.

V orudeni coni so rudne raztopine z delom alkalij topile kremen in izločale na njegovem mestu cinabarit. Serija skonca je bila v fazi diage-

neze. Drobnozrnate usedline so podobno sapropelu vsebovale tudi veliko organskih snovi, katerih razkroj je dajal H_2S . Razumljivo je, da so skrila lavi skonca onemogočali nadaljnje prodiranje rudnih raztopin (filtracijski efekt). Zato nahajamo najbogatejše rudne cone v skrila lavih skonca. Poleg tega je prišlo v bližini površine do razredčenja rudnih raztopin s površinsko ali podzemno vodo. Vsi ti faktorji skupaj so učinkovali na izločanje cinabarita. Na ta način so nastale velike rudne impregnacije vzdolž stika anizičnih in ladinskih kamenin. Na območjih, kjer niso razvite plasti skonca, se je izločil cinabarit iz istih razlogov razen vpliva H_2S . Tam je bilo verjetno najbolj pomembno razredčenje rudnih raztopin, hiter pad temperature in porušitev ravnotežja rudnih raztopin zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev.

Glavna izločanja rude so se dogajala v takrat porušeni h conah, katere nam danes označuje »brečast« dolomit. V kompaktnem in malo porušeni h dolomitu je količina cinabarita zelo majhna. Teško si je predstavljati, da bi se takšna ogromna količina cinabarita, ki sestavlja rudišče v Idriji, izločila naenkrat. Proces izločanja je tekel relativno dolgo in zato so se rudne raztopine sčasoma ohladile. Takrat se je spremenil tudi način izločanja cinabarita. Agresivne moči rudnih raztopin ni bilo več. Raztopine so se dvigale po obstoječih razpokah, izkoriščale so vse razpoke in zadrževale so jih še tako majhni nepropustni vložki. Tako so orudenele posamezne plasti dolomita, meja med wengenskimi in anizičnimi plastmi ter morda meja med anizičnimi in werfenskimi plastmi.

Ponekod smo našli cinabarit v ledvičastih oblikah. Verjetno se je del cinabarita izločil v obliki gela. Koloidni transport in izločanje cinabarita v koloidni obliki nima pomembne vloge pri nastanku rudišča v Idriji, ker so ti pojavi zelo redki.

Pri nastanku rudišča moremo torej jasno ločiti dva temperaturna območja: toplejšega in hladnejšega. Oba sta samo skrajna temperaturna člena orudenenja, ki je nastajalo pod različnimi fizikalno-kemičnimi pogoji. Torej nahajamo v rudišču več generacij cinabarita, ki pa jih ne moremo ločiti.

Poreklo samorodnega živega srebra. Samorodno živo srebro spremlja dobro orudene dele rudnih teles, a nahajamo ga prav tako v karbonskih skrila lavih. Glede stopnje orudenenja s samorodnim živim srebrom ne najdemo nikakršne pravilnosti. Zgornji deli rudišča ob severnem kontaktu vsebujejo iste količine živega srebra kot n. pr. rudno telo št. 10. Ostala rudna telesa ne vsebujejo pomembnejših količin samorodnega živega srebra, razen v posameznih delih. Samorodno živo srebro je pogosto v karbonskih skrila lavih na I. in III. obzorju.

Nastanek samorodnega živega srebra moremo pojasniti na dva načina:

1. zaradi pomanjkanja žvepla v rudnih raztopinah;
2. zaradi sekundarnih procesov.

Rudne raztopine, ki so prinašale živo srebro, so vsebovale v odvisnosti od temperature in pritiska tudi žveplo. Žveplo je običajen spremljevalec

različnih term. Po ohladitvi rudnih raztopin je živo srebro potovalo kot sulfidni merkuri ion. Tu primanjkljaj žvepla ne prihaja v poštev. V nekaterih delih kamenin, ki so vsebovale železo, je del živega srebra verjetno primaren. Železo kaže namreč veliko afiniteto do žvepla. Zato je ponekod lahko prišlo do primanjkljaja žvepla v rudnih raztopinah. Na to bi kazale velike kocke pirita, ki leže ponekod v cinabaritu. Tako velikih piritnih kristalov nismo našli v neorudenih kameninah. Vendar je primarni nastanek samorodnega živega srebra v Idriji po količini nepomemben.

Površinska voda, ki je prodirala skozi rudišče, je raztopila majhno količino HgS ter ga prenesla in izločila na drugem mestu. Na podlagi tega moremo domnevati, da je del samorodnega živega srebra nastal sekundarno. Razen tega kažejo na tak nastanek tudi piritne leče, ki vsebujejo živo srebro.

Hipergeni procesi. Problem mobilizacije materije je v tem, da se delček, ki sestavlja kristalno mrežo, more ločiti iz nje. Pri tem se pojavlja vprašanje, ali bo tak delček hitro izpadel iz raztopine ali se bo izločil šele po dolgem času. Na migracijo vpliva mnogo faktorjev, ki jih lahko razdelimo v dve skupini: v notranje in zunanje.

Živo srebro lahko prehaja v plinsko stanje, vendar je potrebna posebna energija, da preide iz kompleksa v običajen sulfid. Zato je njegova spojina z žveplom dokaj obstojna, čeprav je Dreyer (1940, p. 23) ugotovil dve modifikaciji cinabarita.

Zunanji migracijski faktorji so v glavnem odvisni od temperature, pritiska, koncentracije ionov v vodi (p_H) in koloidnih lastnosti. V zadnjem času so sovjetski raziskovalci uspeli oksidirati cinabarit z aktivnimi oblikami kisika (ozon, peroksid) in tudi s ferisulfatom. Vpliv ozona na cinabarit je izredno velik, vendar je njegovo delovanje pri oksidaciji še premalo znano. Pri oksidaciji nastaja živosrebrni sulfat, ki se delno hidrolizira, a delno preide v raztopino. Prisotnost natrijevega klorida in zvišana temperatura pospešujeta proces oksidacije (S a u k o v, 1953, p. 307). Vpliv klora je zelo pomemben, ker nastajajo različni sekundarni kloridi živega srebra (P a l a c h e, 1951, p. 55). V Idriji nismo našli živosrebrnih kloridov, zato ne moremo domnevati, kakšen je bil vpliv klorovih raztopin. Pomembna količina pirita v kameninah, ki grade rudišče, je povzročila koncentracijo sulfata v pronicajočih vodah. To opazujemo še danes v mnogih rovih, ki se po kratkem času prevlečejo z epsomitom in s pomembno količino sadre. Tektonski procesi, ki so oblikovali sedanje rudišče, so porušili kamenine, povzročili v njih nove razpoke in votline ter tako omogočili hitrejšo in večjo cirkulacijo površinske vode. Tektonski procesi so prav tako vplivali na spremembo temperature in pritiska; deloma se je temperatura dvignila tudi zaradi razpadanja pirita.

Do sedaj še ne vemo za metodo, po kateri bi mogli ločiti primarni in sekundarni cinabarit. Zato smo dali v analizo nekaj kosov cinabarita, da bi ugotovili eventualne razlike v količini in prisotnosti nekaterih prvin. Te analize dajemo v 4. tabeli.

Spektralne analize cinabarita
Spectrochemical analysis of cinnabar

Table 4.

4. tabela

Prvina	Analiza					
	1 (M 250)	2 (M 251)	3 (M 252)	4 (M 253)	5 (M 254)	6 (M 255)
Al	4,64 %	8,44 %	6,50 %	1,11 %	0,21 %	0,12 %
As	+	+	+	+	+	+
Ba	+	+	++	+		
Ca	++	++	++	++	+++	++
Cu	pod 0,01 %	pod 0,01 %	pod 0,01 %	pod 0,01 %	pod 0,01 %	pod 0,01 %
Fe	2,09 %	0,26 %	0,60 %	1,41 %	0,71 %	0,53 %
Mg	+	+	+	+	++	+++
Mn	0,003 %	0,0024 %	0,003 %	0,014 %	0,035 %	0,014 %
Si	63,16 %	48,57 %	65,02 %	15,47 %	2,08 %	3,13 %
Sr	+	++	+	+	+	
Ti	0,13 %	0,10 %	0,008 %	0,09 %	0,025 %	0,0009 %
Zn		+	+	+		

Nismo našli naslednjih prvin: srebra, bora, berilija, bizmuta, kadmija, cera, kobalta, kroma, molibdena, niklja, svinca, antimona, kositra, torija, volframa, vanadija in cirkona. Torej tudi s spektralno analizo nismo mogli ugotoviti pomembnejših količin neke prvine, ki bi bila značilna za primarno ali presedimentirano rudo. Vse ugotovljene prvine, ki nastopajo poleg cinabarita, kažejo na normalno hidrotermalno paragenezo. Zato se moremo nasloniti samo na obliko in položaj rudnih teles, stopnjo nadomeščanja in sekundarne obogatitve. Naknadno se je cinabarit koncentriral v posameznih conah rudnih impregnacij. V razpokah I in II, ki so nastale pri oblikovanju sedanje zgradbe, je cinabarit zapolnil odprtine.

Pojav samorodnega živega srebra je zelo pomemben. Njegov nastanek ni odvisen od pritiskov, ker je količina samorodnega živega srebra ob narivni površini in količina živega srebra n. pr. v rudni impregnaciji št. 10, ki leži daleč od te ravnine, skoraj ista. Najbolj pomembne za njegov nastanek so bile epigene sulfatne vode, ki so topile cinabarit in prenašale živo srebro kot sulfat. Rastopina je reagirala z apnenimi kameninami in izločali so se sadra, cinabarit in samorodno živo srebro. Razen tega so bili v raztopini prisotni tudi ioni železa, ki so se s sulfatnim ionom združili v melanerit. Iz pirita in cinabarita je torej nastalo več sulfatnih in sulfidnih mineralov. Jasno je, da se je pri tem količina žvepla, ki je potrebna, da bi se vse živo srebro izločilo ponovno kot cinabarit, zmanjšala ter se je zato izločalo tudi samorodno živo srebro. Transport živega srebra so omogočale tektonske porušitve. Izdanki samorodnega živega srebra torej niso zanesljiv indikator za bližino rudnih teles. To razpršeno živo srebro tvori avreolo okrog rudišča, ki je verjetno nastala zaradi mehanič-

nih in kemičnih vzrokov. Del sulfatne raztopine sigurno ni izločil vsega živega srebra že v rudišču, temveč ga je prenesel na večje ali krajše razdalje ali v obliki ionov ali mehanično kot samorodno živo srebro. Prenos so omogočali tudi različni koloidi, ki so imeli adsorpcijske sposobnosti. Za migracijo živega srebra govore tudi najdbe tisočink odstotka Hg v krednem apnencu (vrtina Rošp).

Pri raziskovanju težkih mineralov v izpirkih triadnih plasti iz okolice Mangrta in terciarnih skladov Dolenjske je **To v š a k o v a** (1954, 1955) našla drobce cinabarita. To kaže, da so sekundarni procesi deloma porušili tudi obstoječa rudišča živega srebra v Sloveniji.

Pomembne podatke o stopnji hipergenih procesov dobimo, če opazujemo asociacijo nerudnih mineralov. V rudišču nastopajo kot primarni minerali barit, fluorit, sfalerit, dolomit in kalcit. Vsi ostali minerali, kot kalcedon, kremen, sadra, epsomit, melanterit, halotrihit, siderotil, pilolit ter deloma dolomit in kalcit so nastali sekundarno. Veliko število sekundarnih mineralov v odnosu na primarne minerale in pomembne količine nekaterih sekundarnih mineralov kažejo na velik vpliv hipergerih procesov v rudišču. Nekateri sekundarni minerali so pogosto v asociaciji s cinabaritom (dolomit, kalcit, sadra), ostali pa ne kažejo nikakršne pravilnosti v odnosu na cinabarit.

V rudnih telesih pogosto opazujemo hipergeno izločeni cinabarit. Zato moremo domnevati, da so nekatera manjša rudna telesa nastala na ta način.

ZAKLJUČEK

Z novimi geološkimi preiskavami smo dobili nekaj važnih podatkov o strukturi, genezi in starosti orudnenja. Tektonska zgradba ozemlja, ki je nastala po orudnenju, obsega vse tektonske deformacije. Čeprav v bistvu ne moremo govoriti o raztrganih rudnih impregnacijah, ker niso izraženi v rudišču močnejši prelomi in ker prehajajo rudne impregnacije postopno v jalovino, vendar opazujemo dokaj močan vpliv pritiska na rudo. Prvotno enostavne rudne impregnacije so močno nagubane in porušene (še posebej takrat, ko leže v kompaktnih kameninah).

Poleg tega daje Idrija še nekatere podatke v zvezi z nastankom nizko-temperaturnih rud. Rudišča, ki nastajajo zelo blizu ali celo na sami površini, se pod določenimi pogoji lahko ohranijo, četudi so nastala v paleozoiku ali mezozoiku. V tem primeru jih morajo takoj prekriti mlajši sedimenti. Mlajše plasti ne smejo preseči določene debeline, ker bi se lahko rudišče uničilo zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev. V Idriji je debelina mlajših plasti, ki so bile odložene nad rudiščem, znašala od 1000 do 1500 m. V tem primeru niso bile spremembe v pritisku in temperaturi tolike, da bi lahko bistveno vplivale na rudišče. Nadomeščanja kremenca in karbonatov po cinabaritu so drugi značilen genetski pojav. Opazujemo ga pogosto v rudišču in ima poseben pomen, ker je zaradi tega ruda dokaj bogatejša.

1. slika

Idrija — Werfenski oolitni apnec z XI. obzorja v okolici slepega jaška Lamberg. 57×; paralelni nikoli. Del oolitne teksture.

Fig. 1.

Idrija — Werfenian oölitic limestone from XIth level near the Lamberg blind shaft. Nicols parallel. ×57. Detail of the oölitic texture.

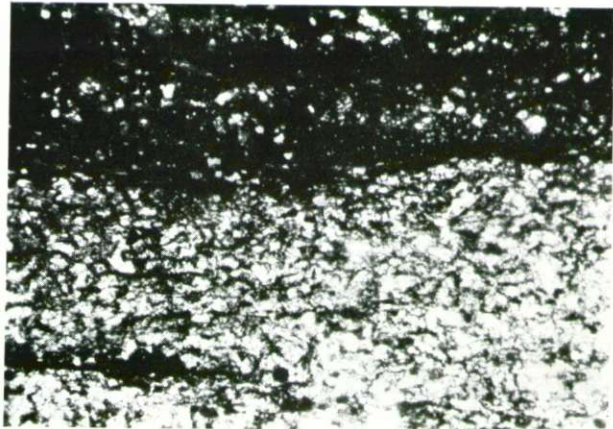


2. slika

Idrija — Wengenski kremenov peščenjak, II. obzorje v okolici slepega jaška August. V zgornjem delu slike bituminozno vezivo, v katerem leže redka kremenova zrna. 57×; paralelni nikoli.

Fig. 2.

Idrija — Wengenian quartz sandstone from IInd level near the August blind shaft. Nicols parallel. ×57. In the upper part the bituminous cement with scarce quartz grains.

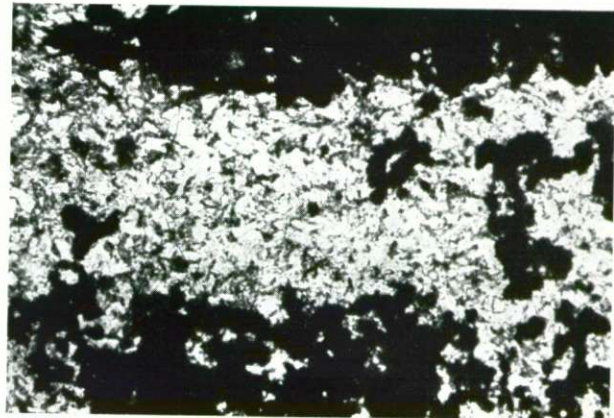


3. slika

Idrija — Wengenski peščenjak, IV. obzorje med jaškom Breza in slepim jaškom B. 57×; paralelni nikoli. Drobnozrnat peščenjak vsebuje veliko pirita (v zgornjem delu slike).

Fig. 3.

Idrija — Wengenian sandstone from IVth level between the Central and B blind shafts. Nicols parallel. ×57. The fine-grained sandstone contains much pyrite (upper part).

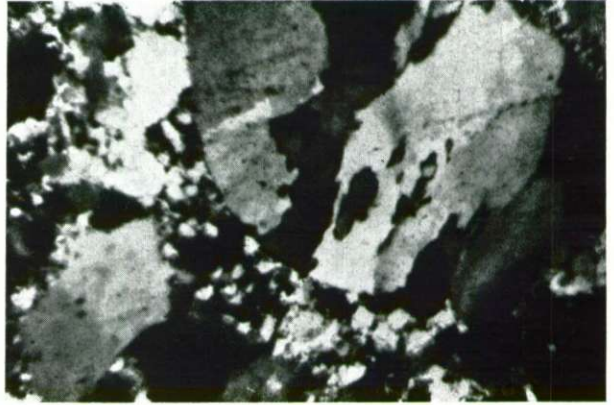


1. slika

Idrija — Wengenski peščenjak, IX. obzorje pri slepem jašku Jaklin. Posamezne oblice kamenin v peščenjaku. 22×; navzkrižni nikoli.

Fig. 1.

Idrija — Wengian sandstone from IXth level near the Jaklin blind shaft. Nicols crossed. ×22. In the sandstone some rounded fragments.



2. slika

Vrtina Sivka — Jedro iz globine 323 m. 0,5×. Mikrotektonika v werfenskem apnencu.

Fig. 2.

Sivka borehole — Core sample from the depth 323 ms. × 0.5. Microtectonics in Werfenian limestone.

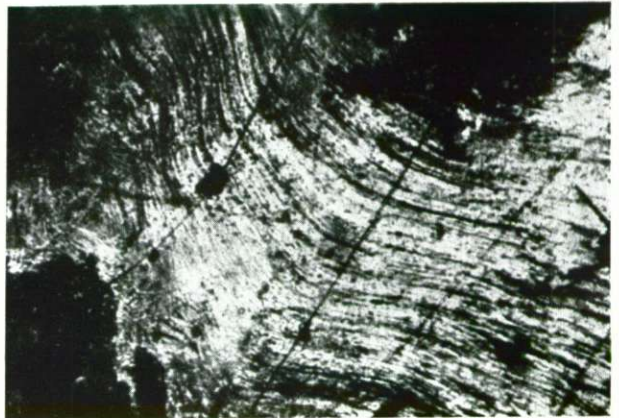


3. slika

Idrija — III. obzorje v okolici poligonske točke 3182. 57×; navzkrižni nikoli. Vlaknat kaolin. Vlaknat kaolin.

Fig. 3.

Idrija — IIIrd level near the traverse station 3182. Nicols crossed. × 57. Fibrous kaolinite.

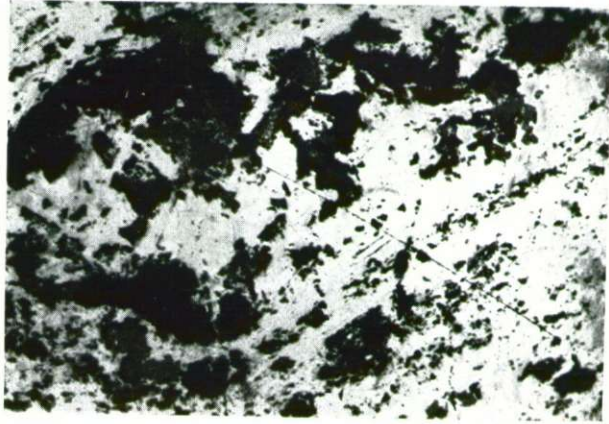


1. slika

Idrija — XII. obzorje, polje Rop.
66 X. Nadomeščanje dolomita po
cinabaritu.

Fig. 1.

Idrija — XIIth level, Rop stope.
X 66. Replacement of dolomite by
cinnabar.



2. slika

Idrija — XI. obzorje, slepi jašek
Lipold, 8. etaža. 58 X. Obrisi posa-
meznih nadomeščenih dolomitnih
zrn so se ohranili v cinabaritu.

Fig. 2.

Idrija — XIth level, Lipold blind
shaft, 8th slice. X 58. The outlines
of some replaced dolomite grains
are preserved in the cinnabar.



3. slika

Idrija — VI. obzorje, slepi jašek
Brus, 19. etaža. 66 X. Cinabarit je
popolnoma nadomestil dolomit;
ohranili so se le organski ostanki
(levi del slike).

Fig. 3.

Idrija — VIth level, Brus blind
shaft, 19th slice. X 66. Cinnabar
completely replaced dolomite;
organic remains are preserved (left).

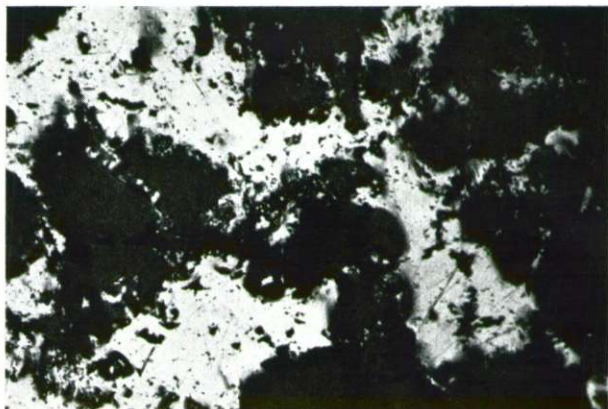


1. slika

Idrija — III. obzorje, slepi jašek št. 6, odkopno polje 14, 12. etaža. $\times 58$. Cinnabarit nadomešča kremen v wengenskem peščenjaku.

Fig. 1.

Idrija — IIIrd level, blind shaft No. 6, 14th stope, 12th slice. $\times 58$. Cinnabar replacing quartz in Wengian sandstone.

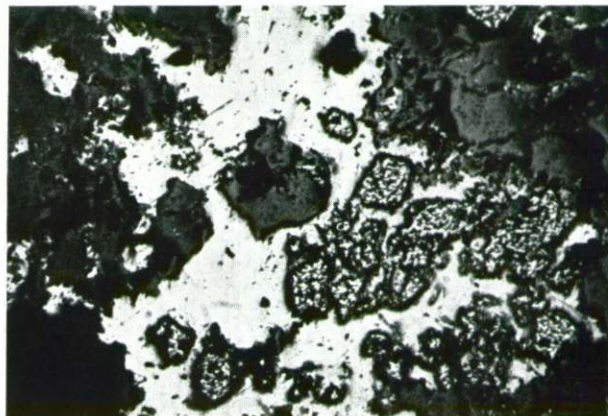


2. slika

Idrija — IV. obzorje, slepi jašek Logar, 8. etaža. $\times 66$. Cinnabarit je pri nadomeščanju kremenovega peščenjaka zajel tudi piritna zrna.

Fig. 2.

Idrija — IVth level, Logar blind shaft. $\times 66$. Cinnabar replacing quartz sandstone and the pyrite grains partly.

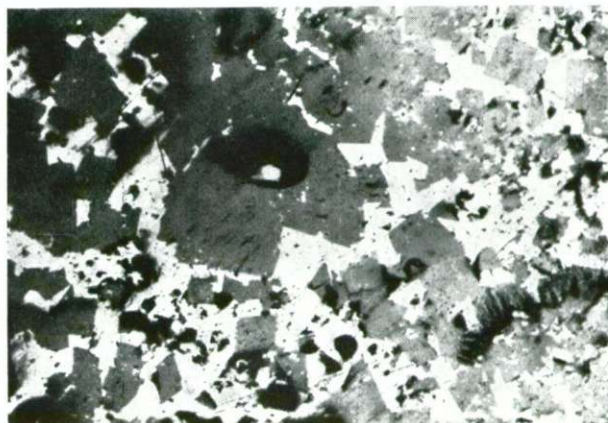


3. slika

Idrija — VI. obzorje, odkopno polje Talnina, 4. etaža. $\times 60$. Cinnabarit cementira dolomitne kristale.

Fig. 3.

Idrija — VIth level, Talnina stope, 4th slice. $\times 60$. Dolomite crystals cemented by cinnabar.



1. slika

Idrija — I. obzorje, odkopno polje Kropač, 2. etaža, 66×. Foraminifere v wengenskem peščenjaku. V glavnem so zgrajene iz cinabarita, njihova struktura se ni ohranila.

Fig. 1.

Idrija — Ist level, Kropač stope, 2nd slice. ×66. Wengian sandstone containing foraminifers replaced by cinnabar. Their structure is not preserved.

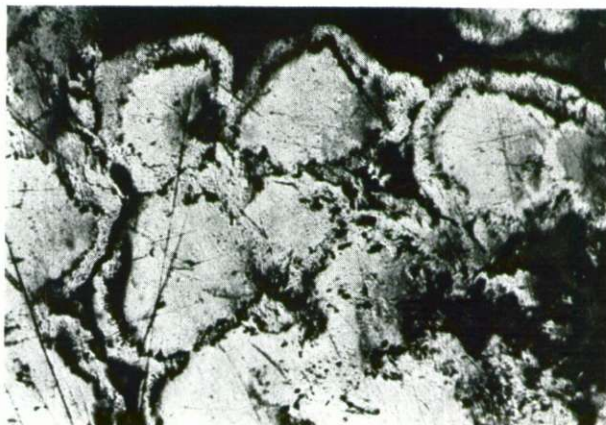


2. slika

Idrija — XI. obzorje, slepi jašek Lipold, 8. etaža, 60×. Ledvičaste oblike cinabarita; na sliki opazujemo dve fazi obarjanja cinabarita

Fig. 2.

Idrija — XIth level, Lipold blind shaft, 8th slice. ×60. Reiniform cinnabar; two phases of cinnabar precipitation can be observed.



3. slika

Idrija — VI. obzorje, slepi jašek Brus, 19. etaža, 66×. »Cinabaritni peščenjak«, ki ga veže kremenovo in bituminozno vezivo. Posamezna zrna kamenine so nadomeščena po cinabaritu.

Fig. 3.

Idrija — VIth level, Brus blind shaft, 19th slice. ×66. »Cinnabar sandstone« cemented by quartz and bitumen. Some rock grains are replaced by cinnabar.

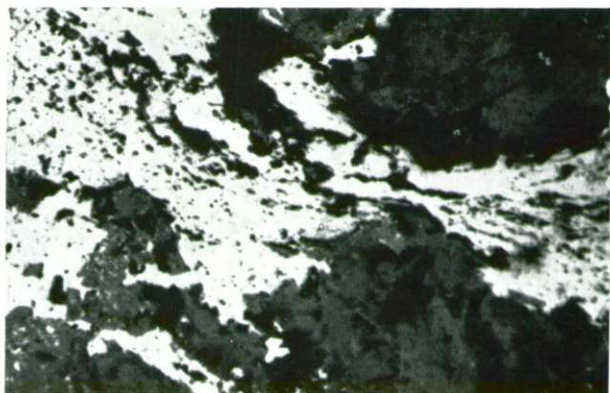


1. slika

Idrija — II. obzorje, odkopno polje Mokro, 2. etaža. 60 X. Po jalovini vidimo, kako zavzema cinabarit oblike, ki so nastale z naknadnim pritiskom.

Fig. 1.

Idrija — IInd level, Mokro stope, 2nd slice. X 60. Waste showing cinnabar forms effected by subsequent stresses.

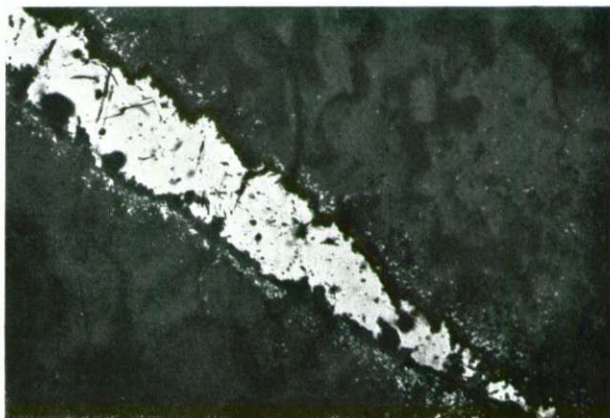


2. slika

Idrija — VII. obzorje, odkopno polje Lamberg, 6. etaža. Dve fazi obarjanja cinabarita; prvi ustreza jo drobna cinabaritna zrna vzdolž razpoke, drugi pa osrednji del razpoke, ki je zapolnjen s cinabaritom.

Fig. 2.

Idrija — VIIth level, Lamberg stope, 6th slice. X 60. Two phases of cinnabar precipitation. The fine grains along the crack are due to one phase, the central portion of the crack filled up with cinnabar to the second one.



3. slika

Idrija — Okolica severnega kontakta. 58 X; navzkrižni nikoli. Radialno grajena dolomitna zrna, ki jih najdemo v kosih kamenin v severnem kontaktu.

Fig. 3.

Idrija — Northern contact zone. X 58. Nicols crossed. Radial dolomite grains encountered in rock fragments.



V času nastajanja Aip je bilo rudišče narinjeno na kredne plasti. Nanj so narinjene karbonsko-triadne kamenine druge luske. Cinabarit je kemično dokaj rezistenten, zato se težko prenese. V rudišču je zaradi tega v glavnem ohranjen prvotni način orudenjenja. Zaradi močnih tektonskih procesov in spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev je del rude prenesen. Takrat je nastalo tudi samorodno živo srebro, ki se še danes deloma nahaja v rudišču. Hipergeni procesi so stvorili večjo asociacijo nerudnih mineralov, čeprav je za rudišče značilen monomineralni primarni sestav. Hipergeni prenos je samo lokalno pomemben. K temu tipu moremo prišteti manjše rudne impregnacije.

GEOLOGY OF THE IDRİJA MERCURY DEPOSIT

The mercury mine at Idrija has been worked for almost half a millennium. During the last twenty years, however, no new geological data on the mine have been published, while, on the other hand, most records concerning the mine were destroyed during the war. In the face of these facts it was found inevitable to reconstruct the missing information with the aid of analogy, which is especially true for the data on the form of ore deposits and the degree of mineralization.

With respect to the mercury output Idrija is among the first mines in the world. The curves in Figs. 1, 2 and 3 show the ore output, the average percentage of Hg in the ore and the mercury output for the period from 1786 to 1954. The rather meager data on the output before 1786 are listed in Table I. In the light of the data on the output of cinnabar till 1918 and the supposed average annual output prior to 1786, it might be inferred that the total reserve of the mine amounted from 150,000 to 200,000 tons of mercury.

The most characteristic feature of the ore deposit is its extremely dissimilar structure. Especially interesting are the origin of the ore deposit and its tectonic and hypergene changes. The ore deposit was formed during the Middle Triassic. During the Alpine orogenesis it was considerably faulted and folded. Concomitantly, a smaller mass of cinnabar was transferred within the ore deposit itself as a consequence of altering of the chemo-physical conditions. The geological data compiled for the ore deposit of Idrija enable us to form valuable conclusions to the origin of individual East Alpine ore deposits; on the other hand, they might supplement the data favoring the possibility of origin of the regenerated ore deposits as postulated by Schneiderhöhn's theory. The analyses of rocks and ores cited in the following paragraphs, were made by the co-workers of the Geological Survey Ljubljana. L. Rijavec carried out micropaleontologic, M. Babšek chemical and S. Kandare X-ray and spectrographic examinations. Microfossils were found only in few samples. The material washed out of each sample afforded a means by which it was possible to distinguish the Carboniferous and Wengian shales on the basis of their respective petrographic features.

The geological conditions prevailing in each horizon are discussed in details. Special stress is laid upon the determination of the rock age, for it is evident that only on this basis it is possible to interpret the tectonic feature of the ore deposit.

The geologic feature of the ore deposit

As early as in 1857 and 1874 detailed accounts of the stratigraphic conditions prevailing in the surroundings of Idrija, were published by Lipold. Kossmat's subsequent explorations added but little to Lipold's analysis. Kossmat's work published in several papers (1898, 1899, 1900, 1911, 1913) is less known than Kropač's interpretation of the geological conditions at Idrija contained in his book on the ore deposit (1912).

The ore deposit consists of Carboniferous, Permian, Triassic, Cretaceous and Eocene rocks.

The Carboniferous beds are composed of black clayey shales containing mica flakes and calcite veinlets. Here and there in the beds pyrite lenses are found containing native mercury. In the shales themselves drops of mercury can be observed also. The zones containing such rocks are being worked for ore. Sporadically intercalations of a gray micaceous quartz sandstone are encountered in the shales. The Carboniferous shales often bear a close resemblance to the folded and faulted Wengenian shales.

The Permian is represented by the variously colored Grödenian conglomerate and sandstone. Judging by their position the smaller lenses of limestone and dolomite would seem to belong to the Permian beds but since no paleontologic evidence exists on the basis of which they might be referred to that period, they are entered into the geological maps as belonging to the Triassic.

The Triassic beds display a most diverse development. The Scythian stage comprises variously colored shales which in some places represent the transition from the Permian to the Triassic sandstones, sandy and marly shales and dark limestones. Here and there the sandstones and shales are separated from the limestones by a layer of dolomite. The Anisian stage of the ore deposit-area is represented by dolomite. Here and there the deposit is crisscrossed by white dolomite veinlets. Repeated intercalation of dark shales are found which reach a thickness of up to 30 cms. Early explorers of the ore deposit included in the Anisian stage also the dolomite "breccias". All breccias and conglomerates should be referred to the Ladinian stage according to their position. In the dolomite of the ore deposit often brecciated zones are found resulting of tectonics occurring prior to mineralization. The Wengenian beds are composed of a sporadically developed no more than 20 cm. thick layer of limestone, further of sandy, shaly, and clayey shales and breccias, and conglomerates. The shales which form the lowest part of the Wengenian sediments are called "skonca" shales. According to their lithological and genetic features, their economic importance and in order to facilitate the analysis of their

tectonics, the shales and sandstones are referred to the "skonca" beds. The light-colored limestone which lithologically differs from the Cassian limestone and overlies the clastic Wengenian rocks is referred to the Wengen stage. The Cassian beds are represented by a dark stratified to shaly limestone and a light-colored massive and fine-grained dolomite. To the Carnian stage belong the sandy beds which, however, are absent in the immediate vicinity of the ore deposit. In 1956 fossil remains were found by Mlakar in the light of which the dolomite in some restricted areas might be referred to the Carnian stage.

The Cretaceous beds occurring in the environs of the ore deposit consist of limestone.

The Eocene flysch is composed of shales, limestones and sandstones.

Igneous rocks occur in the environs of Cerkno, some 12 kilometers north of the ore deposit. They comprise porphyrites and porphyries, further porphyrite-, porphyry- and quartz-keratophyre tuffs. In igneous rocks augite and biotite are the only femic minerals. Extrusive rocks and their tuffs were formed partly on land and partly in the sea as proved by the numerous carbonized plant remains and ammonites found in the tuffs. Samples of the latter rocks collected in the ore deposit itself as well as in the environs of Idrija, were examined by Fedorow's method. Their anorthite content varies from 9 to 59 percent. The bulk of the examined grains are near andesine in composition. The frequency of the twinning-laws is listed in Table 3. The tuffs occur only in the Wengenian and lower part of the Cassian beds. In the Rabelj beds only presedimented tuffs are found.

Tectonics

The ore deposit at Idrija is located in the transition zone between the Alps and the Dinarids. Exploration conducted along the Fault of Idrija have shown, according to Germovšek's statements (1953) along the transition of the Sava Folds and other investigations along the transition zone, that no sharp boundary can be drawn between the Alps and the Dinarids. The Alpine region gradually passes into the Dinarids. In this transition zone the two tectonic directions interlock. Thus it will be necessary to revise Winkler's and Kossmat's view on the tectonics of the Julian Alps and the Dinaric High Karst.

a) The structure of the environs of the ore deposit

The territory in the environs of the ore deposit and along the Idrija Fault can be divided lengthwise according to its characteristic and dominant deformation, in three zones: the zone of Kanomlja, that of Idrija and that of Ljubevč. Each of these zones, again, can be divided crosswise into two parts: the southwestern, rather deformed part and the north-eastern, less complex part.

The zone of Kanomlja comprises the territory between Razpotje and Gornja Kanomlja. The southwestern part of this zone is characterized by

the inverse position of the Carboniferous and Triassic beds, a phenomenon best discernible in the environs of Šturmovec. The Carboniferous shales overlie Permian, Werfenian and Anisian beds. In deep-cut valleys Cretaceous beds are encountered. The inverse position of the beds is due to the folding of Carboniferous, Permian and Werfenian beds. Even today the fold can be traced in the width of over 2 kilometers. At the contact zone with the Cretaceous only Anisian beds are found. Along the fault plane the Carboniferous and Werfenian beds were partly shattered and partly squeezed out.

The northeastern part of the zone of Kanomlja is made up of Triassic rocks which here and there are extremely folded. This zone comprises the territory between Likar and the Idrija River.

The zone of Idrija extends over the territory located between Razpotje and the eastern slope of the ridge south of Idrija (points 464,579). The northeastern part is separated from the southwestern by the tectonic line running along Jurčkov graben across the western slopes of Ptičnica to the saddle located between Poševnik and Ptičnica. The Triassic rocks of Ptičnica and Poljanca are thrust over the Cretaceous beds, while in the east they are lifted along the fault upon the Wengenian and Cassian rocks of the left bank of the Idrija River.

The zone of Ljubevč is made up of Wengenian and Cassian beds wedged in along the Valley of Ljubevč. The zone is somewhat shattered only along the fault which divides it in the northeastern and the southwestern part. This line can be traced from Zagoda to Podobnik and further to point 692. Along this line the Carboniferous and Triassic beds are thrust upon the Cassian and Anisian layers. Between Ljubevč and Podobnik the fault is marked by dolomite crushed to sand.

The zones discussed above were investigated also by boring. Thus it was possible to determine the exact position of the Cretaceous beds. The zones represent a part of the extensive dislocation zone whose most characteristic feature is the tectonic line running along the valley of the Kanomlja River and further over Rošp, Trata, Kolenc, Razpotje, Podobnik, Likar, Ljubevč, and Jelični vrh to Fežnar. Along this line, dotted with outcrops of Carboniferous rocks, a rather simple thrusting southward has taken place. Besides, it must be pointed out that the geological feature of the territory under discussion is not uniform: in the northwestern part recumbent folds are dominant, whereas the southeastern part is characterized by overthrusts and schuppen-structure.

A special position have the two faults running in the north-south direction. One stretches from Mokraška vas along the Idrija River and reaches the eastern slope of Ptičnica not far from Likar. The other line is located east of the former, parallel to it. It is characterized by steep slopes, slickensides, and mylonites. Judging by the degree of rock cementation, the fault must have, no doubt, originated as a consequence of later earth movements. The displacement is so slight that the stratigraphic sequence of rocks is not affected in the least. The geological conditions prevailing in the environs of the fault zone of Idrija are shown in Fig. 7.

b) The structure of the ore deposit

In 1912 K r o p a č made an attempt to explain the structure of the ore deposit by arguing that it consists of three recumbent folds, while two years earlier K o s s m a t excluded any folding by saying that the deposit is made up merely of overthrusts.

The normal stratigraphic sequence has been preserved in the greater part of the ore deposit. If we would like to explain the structure of the ore deposit with the folds then Werfenian strata would have to be present in the section along the northern contact zone. The northern contact zone is the thrust plane between the first and the second schuppe. The first, lowest schuppe consisting of Carboniferous and Triassic rocks, rests upon the Cretaceous limestone. Upon this schuppe are thrust the Carboniferous and Triassic rocks of the second schuppe over which in turn are pushed the Carboniferous and Triassic rocks of the third schuppe. While the beds were being pushed one over the other, the Carboniferous shales which represented the substratum of individual schuppe, was being piled up, on some places, and completely squeezed out on other. On the other hand, less conspicuous tectonic forms in the feature of the territory were effected by the mechanical properties of the rocks. Since the stresses to which the present feature of the ore deposit were greater than the strength of the Carboniferous and Wengenian shales, their forms can be accounted for only by plastic deformation. The forms displayed by the rest of the Wengenian beds in the ore deposit, are due to the breaking and crushing of the compact Wengenian sandstones, hence the irregular folds of Anisian and Ladinian rocks. These folds were formed as the second schuppe was thrust over the first one. Some explorers of the ore deposit laid special stress upon the fact that there is a difference between the upper and the lower mine or, in other words, between the northwestern and southeastern part of the deposit. The difference is obvious, first, because in the northwestern mine the rocks were much more affected by earth movements and, second, because the rocks occurring in this part of the mine are different from those occurring in the other one. The direction of the stress is found by the polar diagrams of the dips measured. The location of slickensides is presented in Fig. 5. Beside the folds fissures, denoted in the literature by O, O₁, M, N, I, and II, are encountered in the ore deposit. Small scale earth movements took place as early as in the Trias and are partly reflected in the ore deposit. In Jurassic beds we can see the tectonic and in some places the transgression unconformity. The first large scale earth movements took place in the Upper Cretaceous during the flysch deposition. In the Eocene the Cretaceous beds were thrust over the thin deposits of Eocene flysch. The fold and fault zone of Idrija originated at the time when the overthrust of Trnovski gozd was almost accomplished. In this process the rocks northwest of Razpotje were considerably folded, those of the southeastern part again thrust one over another. The twofold character of this zone seems to be due to earlier earth movements. The width of the recumbent fold increases in the westward direction extremely fast; the same

is true for the length of the thrust in the eastern direction. Over the first schuppe a second was thrust. Today the latter forms Ptičnica and Poljanca and extends over Jurčkov graben to Češnjica. During the overthrust this schuppe was broken as a consequence of which the eastern part of the ground sank. The fault can be seen on the eastern slopes of Ptičnica, at the shaft Delo it dips to the Idrijca River along which it continues northward. The thrust plane of the second schuppe consisted of Carboniferous shales which here and there are likewise squeezed out. At that time the thrust was taking place over Werfenian rocks. As a consequence of this the Wengenian and Anisian rocks of the first schuppe were folded. The thrusting of the second schuppe was not uniform. The western part comprising Ptičnica and Poljanca was overthrust much faster than the eastern part. The thrust plane between the first and the second schuppe is considerably folded as can be seen from the map of the upper face of the first schuppe in Fig. 6.

One fault, older than the overthrust faults, runs along the Valley of Ljubevč i. e. along the contact zone between the Cassian and Wengenian beds on the one hand and the Werfenian on the other. All the other faults are younger. They occur at Poljanec, on the southern slopes of Sivka and Debelo brdo, at Srednja Kanomlja, west of Čajni vrh, and in the contact zone between the Cretaceous and the Triassic beds. A striking feature of the faults in the ore deposit itself, are slickensides and rocks shattered to gravel-size. The present structure of the area under discussion is not the result of simple and continuous earth movements for there were also periods of relative quietness when only vertical movements took place. The sections in Fig. 8 present a schematic view of the structure of the ore deposit.

A survey of the ore deposit

Although the ore deposit has been worked for almost five centuries no records are available on the character of mineralization in individual parts of the mine. Thus the writer of the present paper could base his views only on his own observations and some descriptions published by Schrauf (1891), Kossmat (1910, 1913), Kropač (1912), and Piltz (1915).

Forms and general features of ore bodies

The ore deposit comprises fourteen larger ore bodies. The diagram in Fig. 9 shows there is a considerable dissimilarity in the form and location of the ore bodies. This is due to strong postmineralization tectonic which essentially altered the relationships among the ore bodies. On the other hand, the original relationship between the ore and the accompanying rocks was disturbed by repeated dissolving and recrystallization of cinnabar.

Beside these more extensive ore bodies several smaller occur in the ore deposit.

Mineralogical composition of the ore deposit

The mineralogical composition of the ore deposit is very simple. Beside cinnabar also metacinnabarite occurs. Piltz reports that sphalerite was found in the ore deposit. Among waste minerals the following are encountered: barytes, kaolinite, fluorspar, pyrite, calcite, dolomite, quartz, chalcedony, gypsum, epsomite, melanterite, halotrichite, xyloile, and siderolite. Idricite is the synonym of halotrichite. Idrialine and idrialite being composed of nothing but organic matter might, from the mineralogical viewpoint, be referred to the group of less investigated organic substances.

Microscopic examination

Microscopic examination has shown that cinnabar in the ore deposit either replaced single minerals in the accompanying rocks or was precipitated in the fissures. Cinnabar replaced quartz, dolomite and limestone. Replacement of minerals was especially characteristic in the zones containing high-grade ore. Cinnabar with which the fissures are filled in, shows no traces of replacement. As a rule dolomite or calcite crystallized first in the fissures which subsequently were filled in with cinnabar. Pyrite appears in the quicksilver ore either in cleancut crystal forms or in shattered fragments. Pyrite is hardly ever replaced by cinnabar but if it is then the former mineral is more or less corroded. Under the microscope at least two types of cinnabar with respect to the mode of origin can be often discerned; one, resulting from hot solutions, shows the capacity of replacing other minerals while the other, resulting from cooler solutions, lacks this capacity. Occasionally foraminifers were observed in which the original substance is replaced by cinnabar as a consequence of which the entire structure is destroyed and only the outer form preserved. The reniform structure of cinnabar indicates that the ore was precipitated as a colloid out of an oversaturated solution. The ore shows signs of stresses. Very frequently parallel strings of cinnabar grains are found under the microscope. Striking is also the fan-like arrangement of the crystals. Plates III, IV, V, and VI show some characteristic mineralization phenomena.

Type of mineralization

The highest degree of mineralization is observed in the Skonca beds. Some parts of these beds are built of shales or even limestone, they possess such physical and chemical properties favourable to the precipitation of the ore. In the Skonca beds the shales prevented the circulation of mineral solutions. Here cinnabar occurs in the form of impregnations. In the sandstones, however, quartz and carbonates were replaced by the ore mineral. Locally individual sheets occur which are strongly mineralized with cinnabar separated by poor or even unmineralized zones. Mineralization is due to the selective replacement of the carbonate cement. This type of mineralization is called stratified ore. Locally secondary enrichment with cinnabar can be observed. The uniformly impregnated rock contains transverse veinlets of transferred cinnabar. Thus two min-

eralization phases can be distinguished: the longitudinal primary phase and the transversal which considerably enriched such a zone. The mineralization encountered in the Mendolian dolomite is very similar to that of the Werfenian beds. In both series zones very rich in cinnabar and usually covered by an impervious layer are found. In the dolomite in addition very strong mineralization is observed in brecciated zones in spite of the absence of impervious layers. But in places where the impervious layers are developed also the unshattered dolomite below them is considerably mineralized. These zones, however, are rather small in extent. The mineralized zones show different types of impregnations veinlets, lenses and dissemination. As has been pointed out above mineralization is observed also in the fissures where rock fragments are found which were mineralized even before the fissures opened. With respect to the degree of mineralization ores of different grades are distinguished such as opekovka (brick colored) ore, jetrenka (liver colored) ore, and jeklenka (steel colored) ore. The brick colored ore contains veinlets, lenses and single grains of cinnabar which often impregnate also the accompanying rock. The steel colored ore is characterized by extensive replacements of original minerals by cinnabar as well as by the presence of greater grains of cinnabar. The "coral" ore occurs as an intercalation in the Skonca beds; it is rich in organic matter and impregnated with cinnabar. Beside cinnabar mineralizations native mercury is encountered. It occurs in all rocks and accompanies cinnabar in all high-grade ore bodies. The Carboniferous shales of various horizons are impregnated also with native mercury. This kind of mineralization shows no regularity. In the dolomite and the Wengenian beds mineralization with native mercury is relatively rare. It is somewhat more significant in the Werfenian beds.

The age and the genesis of the ore deposit

The folds and faults characteristic for the ore deposit and its environs are not mineralized. Here only very few and scanty impregnations with cinnabar occur. Extensive mineralization, however, is encountered in the Wengenian beds and the Mendolian dolomite. It is interesting to note that the degree of the mineralization of the Mendolian dolomite gradually decreases with the increasing distance from the Wengenian beds. The form of the ore bodies is either simple or complex. Some ore bodies consist of a main trunk from which ore pipes, plates and lenses branch off. Some trunks are composed of mineralized and waste zones which form a tangle of "veins". Each larger ore body is accompanied by smaller ones. If the folds in the ore deposit were flattened then it would be seen that the ore bodies are arrayed along the contact zone between the Anisian and Wengenian beds. This zone, however, is not uniformly mineralized for beside thoroughly mineralized also unmineralized areas are found. Significant data on mineralization are obtained along the northern contact zone where the ore bodies are distinctly bounded. In the Carboniferous shales of the northern contact zone no mineralization with cinnabar is observed. In the slates lenticular and spherical rock fragments torn off

by earth movements, are found. These fragments consist either of Mendolian dolomite or Wengenian sandstone. The core of the spherical fragments is usually of compact dolomite while towards the periphery the single grains forming radial texture become more and more discernible. Such grains are shown in Fig. 3 of Table VI. The peripheral region of these spheres and lenses was recrystallized under pressure. This fact is likewise borne out by the gradual transition of the recrystallized rock into normal rock observed in the core of these spherical and lenticular fragments. Beside these dolomite forms also lenses of pyrite occur in the Carboniferous shales of the northern contact zone. Locally the cores of these lenses contain native mercury, a fact in the light of which definite conclusions can be drawn as to the mode of origin of pyritic lenses and as to the age of mineralization. A connection between the Carboniferous shales and mineralization upon which earlier such great stress was laid, does not exist. This is borne out by the huge wholly unmineralized stretches in the immediate vicinity of the northern contact zone. Few ore bodies occur near the contact zone and even these are removed from it for several meters. The bulk of ore bodies, however, is located so far from the impervious Carboniferous shales that their influence is not important. On the other hand the local impervious intercalation are very important. If the degree of replacement of the original rock by cinnabar is being compared then the most powerful influence was exerted just in the Skonca beds. The replacement was so thoroughgoing that only clayey-bituminous remains of the original rock are left. Thus it is evident that in the Wengenian beds the action of the mineral solutions was extremely vigorous. The overlying Carboniferous shales, on the other hand, remained absolutely unaffected. Excepting some sporadic cases the ore bodies pass gradually into the barren rock. There are zones in the ore bodies which were considerably shattered by younger tectonic but the degree of their mineralization is equal to that of less shattered zones or the zones not shattered at all. Almost in all ore bodies we observe slickensides, partly or even completely composed of shattered and polished cinnabar. K r o p a ě reported that he had found at the trust plane between the first schuppe and the Cretaceous beds a completely shattered ore body. This seems to indicate that post-Eocene earth movements had no influence whatever upon the formation of the ore solution channels. Cinnabar outcrops occur only near the smelting plant (point 520) and in the neighborhood of Likar. Lately the borehole Ljubevč II revealed a smaller impregnation in the second schuppe at the depth of the third horizon. The data on outcrops of cinnabar in the environs of Idrija are rather scanty. According to K o s s m a t (1910) there should be cinnabar outcrops near Škofja Loka but the writer of the present report did not find them when he explored the territory in question. A smaller cinnabar ore deposit occurs in the environs of Sv. Ana above Tržič. The mineralized rocks are referred to the Trias. The ore deposit is surrounded by quartz porphyrites. The other cinnabar phenomena are connected with lead-zinc ores and are due to another type of mineralization. The data cited above

indicate that the ore deposit of Idrija must have been formed in the Triassic period.

Recently Soviet investigators (S a u k o v, 1957) succeeded in oxidizing cinnabar by means of active oxygen forms (ozone, peroxide) as well as by means of ferri-sulphate. In waters containing sulphides mercury sulphate is formed. After combining with calcareous rocks, gypsum, cinnabar and native mercury are precipitated. Frequently also ions of iron were present which combined with sulphate to epsomite and melanterite. Spectral analysis showed that there is no difference at all between the primary and the recrystallized cinnabar in the amount of elements occurring in cinnabar. Furthermore the absence of the following elements was established by spectral analysis: silver, boron, beryllium, bismuth, cadmium, cerium, cobalt, chromium, molybdenum, nickel, lead, antimony, tin, thorium, wolfram, vanadium, and zirconium. The elements found in the samples are listed in Table 4.

Significant data on the degree of hypogene processes are obtained by studying the associations of non-metallic minerals. Fluorite and barytes are the only primary minerals while all the others were formed by secondary processes. The large number of secondary minerals compared with the number of primary minerals as well as the significant amounts of some minerals show that the ore deposit was strongly affected by hypogene processes. Some secondary minerals frequently associate with cinnabar while others again show no regularity in their relation to the ore.

In the ore bodies frequently transferred cinnabar is encountered. The tectonic processes which molded the present ore deposit shattered the rocks and formed new fissures and cavities owing to which a faster and more extensive circulation of the surface water was made possible. The significant amount of pyrite in the rocks led to the concentration of the sulfate in the percolating surface water. The earth movements which took place after mineralization had been accomplished, exerted an influence upon the temperature and the pressure. As a consequence of this one part of the cinnabar was dissolved and subsequently precipitated at another place. The type of mineralization shown by the transferred cinnabar seems to indicate that the ore was promptly precipitated from the solutions. Thus it might be maintained that some smaller ore bodies were formed only as a consequence of these processes.

In the light of the observations made in single cinnabar ore deposits located in the wider environs of Idrija the following can be said:

1. Mineralizations with cinnabar occur in Upper Paleozoic as well as in Lower and Middle Triassic rocks. If we include the ore deposit of Tršče near Čabar then the upper limit of the mineralized rocks shifts to the Upper Trias.

2. In Slovenia cinnabar occurs always in the nearer or more distant vicinity of Triassic igneous rocks.

3. In the vicinity of younger plutonites and eruptive rocks no cinnabar is encountered.

4. The ore deposits of cinnabar were shattered by younger tectonic.
5. The occurrence of mercury in Bosnia and Montenegro is, according to Cissarz (1956), due to older magmatic cycles.

6. In Slovenia the ore deposits are often monometallic. This indicates that a differentiation of ore solutions occurred. The differentiation, of course, can be either primary or secondary.

7. The ore deposit of Idrija is located in a region in which according to Schneiderhöhn's theory regeneration of the deposit could have taken place. If the mineralization at Idrija showed a more intimate relationship with the tectonic which molded the deposit then it might be possible that the latter was regenerated. The ore shows traces of stresses and is rather shattered owing to tectonic. The transferred cinnabar is significant following its mode of occurrence and can, therefore, be readily distinguished from the primarily precipitated cinnabar; but the mode of origin of native mercury as well as the occurrence of native mercury in the core of pyrite lenses do not permit the assumption that the ore deposit is due to regeneration. Thus it seems reasonable to assume that the ore deposit was formed under normal hydrothermal conditions.

8. Schroll's conclusions on the age of the ore deposits determined on the basis of the traces of rare elements found in the ores, will have to be revised at least as far as the Slovenian ore deposits are concerned. According to this investigator mercury and germanium belong to two different ore-forming epochs and never occur side by side. The sphalerites occurring in the Sava Folds contain both elements.

9. All the data on the mineralization of Idrija and its nearer and wider environs confirm the view that the ore deposit was formed in the upper part of the Middle Trias or, perhaps, in the Upper Trias.

The genesis of the ore deposit can be only roughly estimated owing to the fact that earth movements considerably altered the original geological relationships.

If the width of the zone in which cinnabar was precipitated is taken in account (100 to 150 m.) then we can assume that stresses played no role whatever in the process of mineralization.

It is true that there are several data in the literature which indicate that the temperature at which mercury ore deposits originated was somewhat higher than generally assumed but no support to this view was found in the ore deposit of Idrija. It seems only reasonable to insist, it was formed at the temperature usual for all the mercury ore deposits.

On their way upward the solutions reached the zone of carbonaceous rocks where they took up some carbon dioxide with the result that their alkalinity decreased. Besides, the conditions prevailing in the Skonca beds were strikingly similar to those of sapropelic conditions. Further, the composition of ores was altered on account of the broken down of inner equilibrium of the solutions. Near the surface the solutions were deluted and cooled off. Here and there the solutions became oversaturated because the rock were next to impervious and cinnabar was precipitated as gel. In this manner ore deposits were formed along the contact zone

between the Anisian and Ladinian rocks as well as in the brecciated dolomite. The process of precipitation having lasted relatively long, the solutions gradually became cooler as a consequence of which two kinds of cinnabar can be distinguished, one precipitated from hot solutions and showed the ability of replacement, and the other precipitated from rather cool solutions without this ability. These two types represent only the extreme end-members of the whole mineralization. The native mercury is only partly of primary origin. Some portions of the rocks contained iron and as a consequence of the great affinity of sulphur to the former the solutions became sulphur-deficient owing to which native mercury was precipitated. This is borne out by the large pyrite crystals embedded in cinnabar. In barren rocks pyrite is always developed in small crystals. The bulk of native mercury, however, originated later as can be seen in the fact that Carboniferous shales mineralized with native mercury are thrust over the ore deposit.

LITERATURA

Literatura o Idriji

Brenthel, F., 1948, Die Quecksilberhütte Idrija. Eine wirtschaftliche und technische Studie über die Verbesserung des Betriebes, Modernisierung der Verfahren und Verarbeitung von Armerzen und gediegener Quecksilber, Zvečan.

Castelli, G., 1921, La mina de mercurio de Idria. Rev. min., met. y de ingenieria, Tom 72, Madrid.

Cissarz, A., 1950, Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. Rasprave Zavoda za geol. i geofiz. istr. NR Srbije, Beograd.

Cissarz, A., 1951, Položaj rudišta u geološkoj građi Jugoslavije. Geološki vesnik, Beograd.

Duhovnik, J., 1947, Petrografski popis rudnika Idrija I. Ljubljana, Arhiv Geološkega zavoda.

Duhovnik, J., 1948, Petrografski popis kamenin rudnika Idrija II. Ljubljana, Arhiv Geološkega zavoda.

Gantar, I., Schneider, P., 1950, Poročilo o geološkem kartiranju ozemlja vzhodno od Idrije. Arhiv rudnika Idrija.

Grund, H., 1911, Geschichtliches aus Idria. Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Hütt. Wien.

Hamrla, M., Jager, A., 1947, Poročilo h geološki karti področja Idrije in Srednje Kanomlje, Ljubljana.

Jäger, A., 1950, Zveza med tektoniko in nastankom Hg rudišča v Idriji. Diplomsko delo. Ljubljana.

Jager, A., Hrastnik, J., 1949, Poročilo o geološkem kartiranju na področju Gorenje Kanomlje. Ljubljana.

Jahn, E., 1870, Idrianer Korallenerz Kainit von Kalusz. Verh. d. Geol. R. A. Wien.

Janda, F., 1892, Einige idrianer Mineralien und Gesteine. Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Hütt. Wien.

Kossmat, F., 1896, Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Adelsberg und Planina. Verh. d. Geol. R. A. Wien.

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

Kossmat, F., 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.

- Kossmat, F., 1900, Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1905, Über die tektonische Stellung der laibacher Ebene. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und des Zugs der Julischen Alpen. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1909, Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1900, Über das tektonische Verhältnis zwischen Alpen und Karst. Mitt. der Geol. Gesell. Wien.
- Kossmat, F., 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack—Idria, Wien.
- Kossmat, F., 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues, Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1913, Die Arbeit von Kropač; Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes von Idria. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1913, Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. Mitt. der Geol. Gesell. Wien.
- Kropač, J., 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes von Idria. Wien.
- Lipold, M. V., 1857, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Lipold, M. V., 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Separat.
- Meier, 1868, Über den Quecksilberbergbau zu Idria. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Mlakar, I., 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo. Arhiv rudnika Idrija.
- Nosan, A., 1953, Poročilo o kartiranju wengenskih skladov med Idrijo in Rovtami. Ljubljana.
- Ocepek, I., 1954, Poročilo o kartiranju ozemlja med Idrijo in Spodnjo Idrijo. Ljubljana. Arhiv rudnika Idrija.
- Pasquale, P., 1942, Secondo studio dei Campioni idriani. Univ. di Roma. Roma. Arhiv rudnika Idrija.
- Pojarkov, V. E., 1955, Rtut i surma. Ocenka mestoroždenij pri poiskah i razvedkah. Moskva.
- Piltz, A., 1913, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf. Essen.
- Poročilo rudnika živega srebra Idrija — planski oddelek 1957.
- Rodica, F., 1929, Ricerche cristallografiche sul cinabro di Idria. R. accad. lincei Arti., ser. 6, V. S. Roma.
- Schrauf, P. 1891, Über Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien.
- Stur, D., 1872, Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. d. Geol. R. A. Wien.
- Ventriglia, 1942, Primo studio dei Campioni idriani. Univ. di Roma. Ist. di Min. — Giacim. min. Arhiv rudnika Idrija.
- Zepharovich, M., 1879, Sitzungsbericht der Wien. Akademie LXXIX Abth. I. Wien.

Splošna literatura

- Allen, E. T., Crenshaw, J. L., Johnston, J. in Karsen, E. S., 1912, The Mineral Sulphides of Iron. Am. Jour. Sci. 44th ser. 33. New York.
- Allen, E. T., Crenshaw, J. L., 1912, The Sulphides of Zinc, Cadmium and Mercury; their Chrystalline Form and Genetic Conditions. Am. Jour. Sci. 4th ser. 34. New York.
- Andreatta, C., 1953, Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. N. Jb. Min. Mh. Stuttgart.

- Belaš, F. N., Ziva. Beograd.
- Berce, B., 1953, Geologija rudišča živega srebra Sv. Ana nad Tržičem. Ljubljana. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.
- Berce, B., 1955, Prispevek h geologiji ozemlja med Turjakom in Sodražico s posebnim ozirom na rudonosne rabeljske sklade. Ljubljana. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.
- Dolar-Mantuan, L., 1942, Triadne magmatske kamenine v Sloveniji. Razprave Mat. prir. razr. SAZU Ljubljana.
- Dreyer, R., 1940, The Geochemistry of Quicksilver Mineralization. Econ. Geol. vol. 35. New York.
- Foreman, F., 1929, Hydrothermal Experiments on Solubility, Hydrolysis and Oxidation of Iron and Copper Sulphides. Econ. geol. 24. New York.
- Friedrich, O. M., Krajiček, E., 1952, Die kärntner Erzlagerstätten I. Teil. Kärntner Quecksilberlagerstätten. Carinthia II. Klagenfurt.
- Friedrich, O. M., 1953, Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, H. 7/8. Radenstein.
- Hillebrand, W. F., Schaller, W. F., 1909, The Mercury Minerals from Terlingua, Texas. U. S. Geol. Surv. Bull. 405. New York.
- Korenman, I. M., 1946, Rastvorimost sulfidov v kislilnih rastvorah jodidov i kloridov. Žur. obšč. Himii vol. 16. Moskva.
- Krauskopf, K. B., 1951, Physical Chemistry of Quicksilver Transportation in Vein Fluids. Econ. Geol. vol. 5. New York.
- Lerther, R., 1904, Die Hydrolyse des Quecksilberchlorids. Zeitschr. Physikal. Chemie, vol. 47. Berlin.
- Limanovsky, E., 1910, Wielkie przemieszenie mas skłanych w Dynaridach kote Postojnu. Raz. Wydz. przyr. Akad. Umiej. Seryje III. Tom. 10. Krakow.
- Lipold, M. V., 1874, Beschreibung einiger Quecksilbererzorkommen in Kärnten und Krain. Oesterr. Zeit. f. Berg. u. Hütt. Wien.
- Nikitin, V. V., 1936, Die Fedorov Methode. Berlin.
- Palache, Ch., Berman, H. Clifford, F., 1951, The System of Mineralogy, vol. I, vol. II. New York — London.
- Proselc-Germovšek, Z., 1954, Magmaške kamenine okolice Cerkna. Ljubljana. Diplomsko delo.
- Rakovec, I., 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik. Ljubljana.
- Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdofiljskih skladov. Geogr. vestnik. Ljubljana.
- Saukov, A. A., 1953, Geochemie. Berlin.
- Schneiderhöhn, H., 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.
- Schneiderhöhn, H., 1952, Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Stuttgart.
- Schroll, E., 1955, Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink Erzen. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. Wien.
- Sherril, M. S., 1933, Über die Komplexbildung und einige physikochemische Konstanten der Quecksilberhaloide. Zeitschr. physikal. Chemie vol. 43. Leipzig.
- Stringham, B., 1952, Fields of Formation of some common Hydrothermal Alteration Minerals. Econ. Geol. vol. 47, No. 8. New York.
- Thompson, G. A., 1954, Deposition of Quicksilver Ores in Texas. Econ. Geol. No. 2. New York.
- Tornquist, A., 1929, Die Blei-Zinkerzlagerstätte der Savefalten vom Typus Litija. Wien.
- Traedwell, W. D., Schaufelberger, F., 1946, Zur Kenntnis der Löslichkeit des Quecksilbersulfids. Helv. Acta vol. 29. Basel.
- Winkler, A., 1924, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. der Geol. Gesell. Wien.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

BAKROVO RUDIŠČE GORNJA LIPA

Matija Drovenik

Z 19 slikami

Geološka služba rudarsko-topilniškega bazena Bor raziskuje že nekaj let z namenom, da poveča sedanje zaloge bakrovih rud. Raziskave nismo omejili na ožjo okolico Bora, temveč smo jih razširili tudi zahodno in



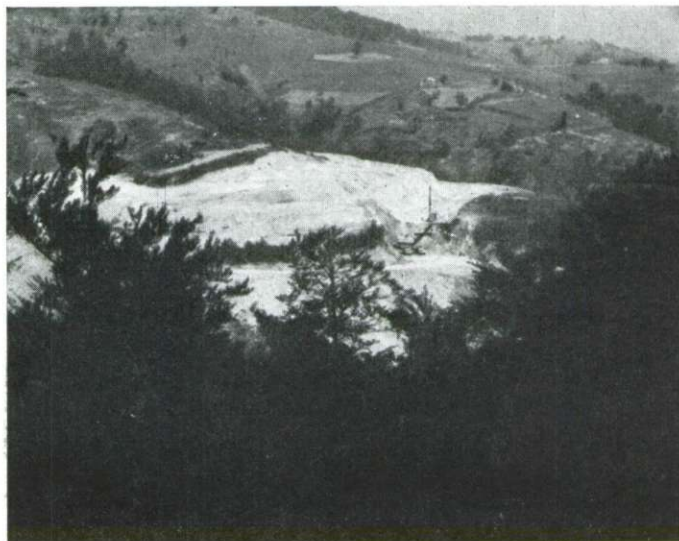
1. sl. Gornja Lipa — jesen 1955

Fig. 1. Gornja Lipa in autumn 1955

severozahodno od tod do meja eruptivnega masiva. V tem delu dominira 1027 m visok Črni vrh s številnimi grebeni, ki se raztezajo proti severu, vzhodu in zahodu.

Okolico Črnega vrha so začeli raziskovati kmalu po prvi svetovni vojni. Našli so rudišče Zlače ter ga zaradi tega, ker je vsebovala kompleksna Pb-Zn-Cu ruda zadovoljive količine zlata, delno tudi odkopali. Žile v potokih Rošu in Kunuku so našli nekoliko kasneje. Imajo podoben

mineraloški sestav kakor žile v Zlačah, vsebujejo pa premalo rude in zlata v njej, da bi jih mogli ekonomsko izkoriščati. Poročila o teh in številnih drugih francoskih raziskavah niso vsebovala podrobnih petrografskih in mineraloških podatkov, še manj pa genetskih razlag. Tako so razpolagali po drugi svetovni vojni s skromnimi podatki o orudenenju tega ozemlja. Kljub temu so v sorazmerno kratkem času našli najprej Pb-Zn rudišče Valja Sako, ki smo ga že popisali (Drovenik, 1955) ter nato Cu rudišče Gornja Lipo (prvotno ime Ilija Romić).

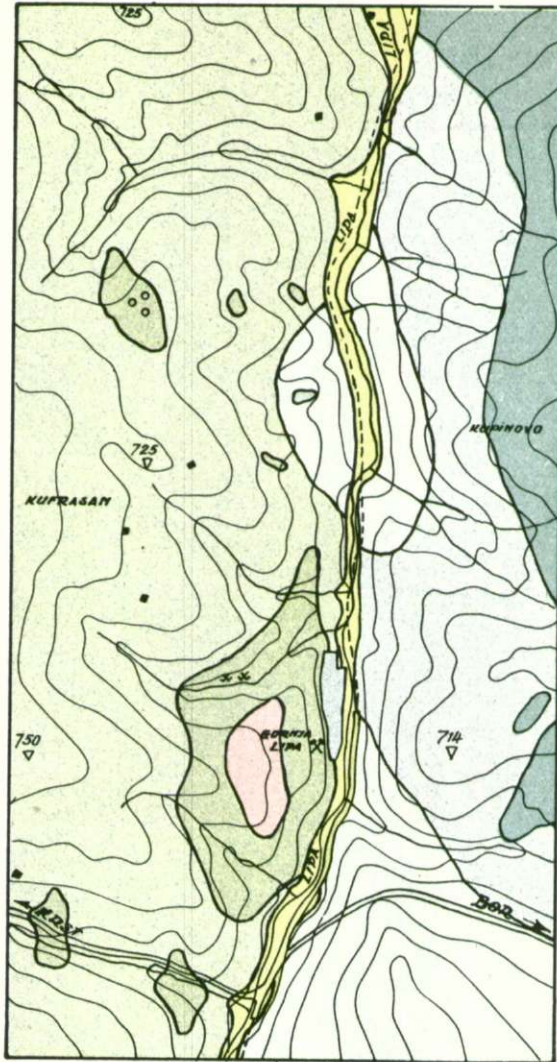


2. sl. Gornja Lipo — pomlad 1957
Fig. 2. Gornja Lipo in springtime 1957

Rudišče Gornja Lipo je v literaturi skoraj neznano. Bežne podatke o njem najdemo le pri Cissarzu (1956) ter nekoliko obširnejše v referatu, ki sva ga imela s F. Drovenikom (Drovenik F. in M., 1954). Vendar so vsi dosedanji podatki preskromni, da bi mogli dovolj jasno prikazati geologijo in orudenenje tega rudišča.












Gornja Lipo je za sedaj edino ekonomsko važnejše bakrovo rudišče med Borom in Majdanpekom. Leži ob zgornjem toku rečice Lipe, 16 km severozahodno (v zračni črti) od rudnika Bora. Novozgrajena cesta se pri Krstu odcepi od ceste Bor—Beograd do približno 2 km oddaljenega rudišča.

Prva sledilna dela so začeli nekaj let pred drugo svetovno vojno, vendar so jih kmalu prekinili. Ob potoku, ki seče hidrotermalno izpremenjeno cono, so izdelali dva rova (daljši je meril približno 20 m) ter plitek jašek. Rov iz doline Lipe naj bi presekal hidrotermalno izpremenjeno cono v globljih delih. Ker je bil prekratek (meril je 24 m), niso dobili željenih rezultatov. Ugotovili so le slabšo piritno mineralizacijo.



Geološka karta rudišča Gornja Lipa
Geologic map of Gornja Lipa ore-deposit

Merilo: 1 : 10.000
 Scale: 1 : 10.000

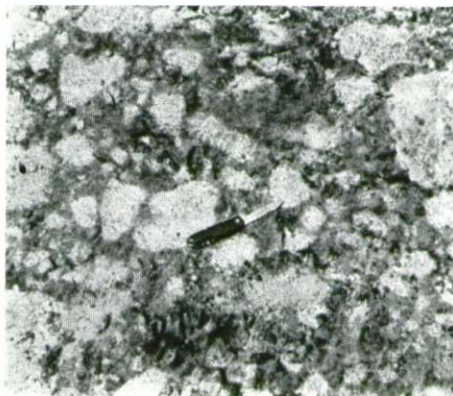
- | | |
|---|--|
|  Rogovačno - avgtni andezit
Hornblende - augite andesite |  Hidrotermalno izpremenjen propilit
Hydrothermally altered propylite |
|  Hidrotermalno izpremenjen rogovačno-avgtni andezit
Hydrothermally altered hornblende - augite andesite |  Aluvij
Alluvium |
|  Močno kaoliniziran in limoniziran rogovačno - avgtni andezit
Strongly kaolinized and limonitized hornblende - augite andesite |  Odval
Dump |
|  Rogovačni andezit
Hornblende - andesite |  Stara dela
Old workings |
|  Hidrotermalno izpremenjen rogovačni andezit
Hydrothermally altered hornblende andesite |  Rimski (?)jaški
Roman (?) shafts |
|  Propilit
Propylite | |

4. slika

Tufska breča rogovačno-avgitnega andezita.

Fig. 4.

Hornblende-augite andesite tuff-breccia.

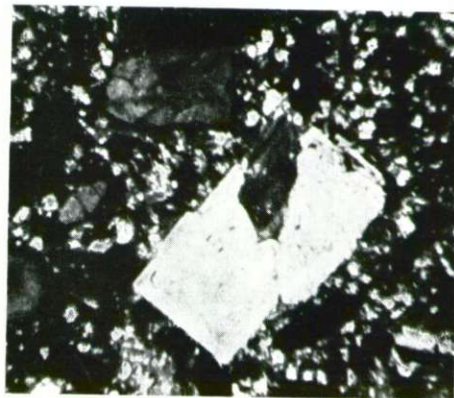


5. slika

Vtrošnika plagioklaza in rogovače v rogovačnem andezitu.

Fig. 5.

Phenocrysts of plagioclase and hornblende in the hornblende-andesite.



6. slika

Karbonatizirana plagioklazova zrna; v osnovi poleg kalcita tudi klorit.

Fig. 6.

Carbonatized plagioclase grains; the ground-mass contains chlorite also.

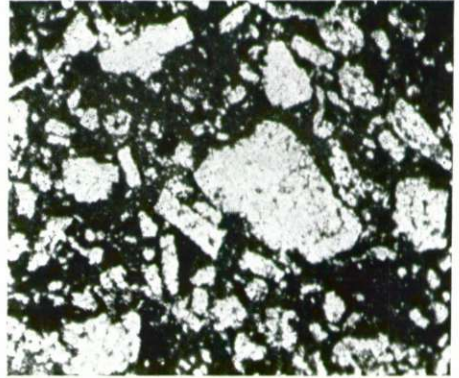


7. slika

Sericitizirani plagioklazovi vtrošniki v silificirani in kaolinizirani osnovi.

Fig. 7.

Sericitized plagioclase phenocrysts in silicified and kaolinized groundmass.

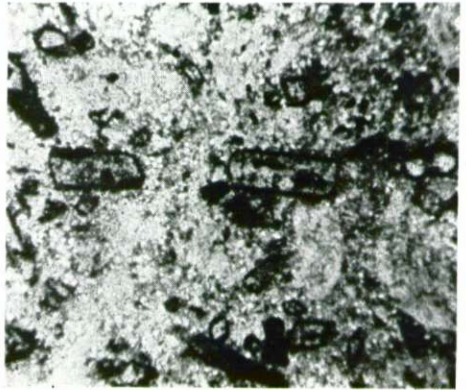


8. slika

Kloritizirana in s kaolinom nadomeščena rogovačna zrna s piritnim robom.

Fig. 8.

Chloritized and by kaolin replaced hornblende grains with pyrite border.

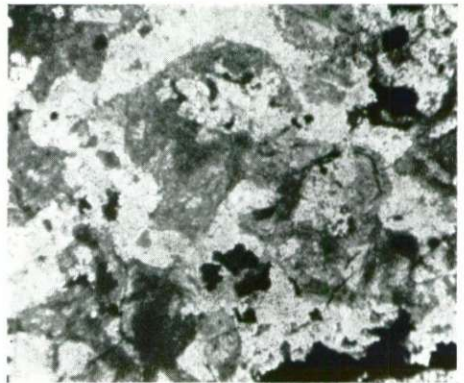


9. slika

Mlajši kremen kot vezivo zdrobljenih fragmentov.

Fig. 9.

Younger quartz forming cement of crushed fragments.

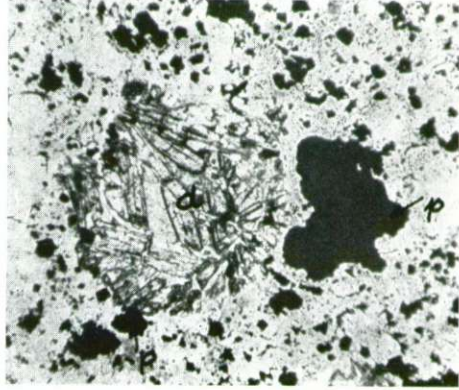


10. slika

Zrna diaspora (d) v silificirani in kaolinizirani osnovi; pirit (p).

Fig. 10.

Diaspore (d) grains in silicified and kaolinized groundmass; pyrite (p).

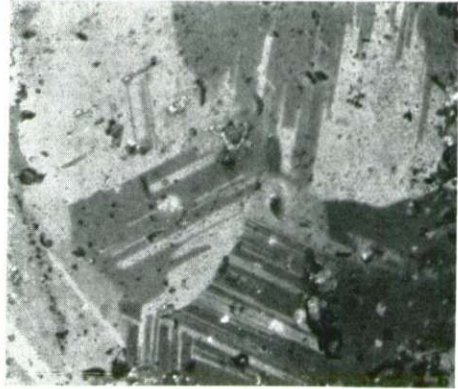


11. slika

Zrna stibioluzonita z dvojčičnimi lamelami.

Fig. 11.

Twinned stibioluzonite grains.

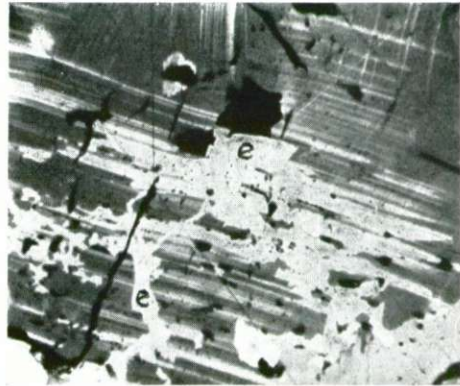


12. slika

Enargit (e) nadomešča stibioluzonit, delno nepravilno, delno vzdolž dvojčičnih lamel.

Fig. 12.

Enargite (e) replacing stibioluzonite; replacement partly irregularly, partly along twinning lamels.

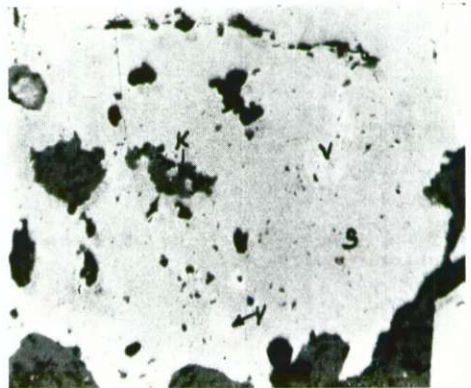


13. slika

Zrna volfsbergita (v) v stibioluzonitu (s); kremen (k).

Fig. 13.

Wolfsbergite (v) grains in stibioluzonite (s); quartz (k).

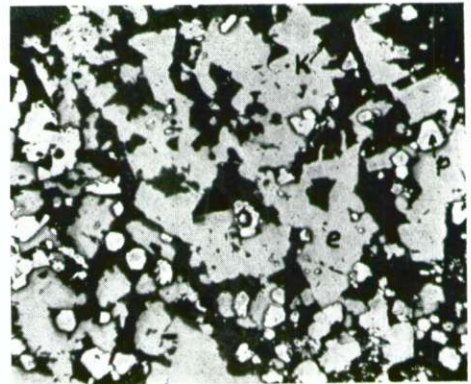


14. slika

Drobnozrnata masivna ruda; enargit (e), pirit (p), kremen (k).

Fig. 14.

Finegrained massive ore; enargite (e), pyrite (p), quartz (k).



15. slika

Halkozin (h) v prekriztaliziranem melnikovitu (m).

Fig. 15.

Chalcocite (h) in recrystallized melnikovite (m).



Obsežna raziskovalna dela so začeli po drugi svetovni vojni na podlagi poročila geološke ekipe, ki je raziskovala bakrova rudišča in mineralizacije vzhodnosrbskega eruptivnega območja. Z rovom iz doline Lipe, ki so ga začeli vrtati leta 1950 pod vodstvom F. Drogenika, so našli pri 128 m rudno telo. V letih 1950—1955 so izdelali 2460 m hodnikov ter 17 vrtin v skupni dolžini 3034 m. S temi deli so našli milijon ton Cu rude (rezerve A), ki vsebuje povprečno 1,1 % Cu. V hidrotermalno izpremenjeni prikamenini so ugotovili tudi nekaj slabših bakrovih mineralizacij. Najvažnejši rudni mineral je enargit.

Zaradi ugodne lege rudnega telesa bodo odkopavali rudo z dnevnim kopom (1. in 2. slika), nakar jo bodo prepeljali v borsko flotacijo. V ta namen so že izdelali približno 5,5 km dolgo žičnico do železniškega postajališča Črni vrh.

Kamenine neposredne bližine rudišča

Na podlagi geološkega kartiranja in mikroskopskih preiskav smo določili v neposredni bližini rudišča rogovačno-avgitni andezit, rogovačni andezit ter propilit (3. slika).

Rogovačno-avgitni andezit je med navedenimi kameninami najbolj razširjen. Nastopa predvsem zahodno od rečice Lipe, ponekod pa prehaja tudi na njeno vzhodno stran. Pogosto opazujemo njegovo tufsko brečo. Ker je prekrita okolica rudišča z debelejšo plastjo humusa, nismo mogli določiti meje med obema različkoma.

Kamenina je sivozelena, hipokristalne porfirne strukture ter homogene teksture. Na oko moremo ugotoviti le vtrošnike rogovače in plagioklazov. Pod mikroskopom zapazimo nadalje manjše vtrošnike avgita ter osamljena zrnca kremenca. V osnovi nahajamo poleg drobnih zrn plagioklazov in rogovače tudi magnetit.

Med vtrošniki prevladujejo plagioklazi, ki so pogosto dvojčično zgrajeni in conarni. Zrna dosežejo velikost $4,2 \times 2$ mm. Zaradi preperevanja so močno kaolinizirana. Le tu in tam so dovolj sveža, tako da smo jih mogli zanesljivo izmeriti. V zbruskih vzorca z vrha Kufrasana smo podrobneje optično preiskali (Nikitin, 1936) tri dvojčke ter določili 48,5 %, 50 % in 54,5 % an.

Plagioklazi pripadajo torej bazičnemu andezinu oziroma kislemu labradoritu.

Rogovača je pogosto močno preperela. V zbruskih imajo zrna preseke po prizmi in pinakoidu. Največje zrno je merilo $5,3 \times 2,2$ mm. V bolj svežih zrnih, z jasnim pleohroizmom se izpreminja kot potemnitve od 15 do $22,5^\circ$, s povprečno vrednostjo $17,5^\circ$. V precej manjši količini nastopa avgit s kotom potemnitve povprečno 45° . Njegova zrnca so sorazmerno manjša ter imajo premere $0,3 \times 0,25$ mm. Rogovača in avgit sta preperela pogosto v klorit, predvsem rogovača pa tudi v kalcit.

Kremenova zrnca so v kamenini zelo neenakomerno razporejena. Imajo nepravilne oblike ter dosežejo premere $0,6 \times 0,4$ mm. V vseh opazovanih zbruskih zavzemajo manj kot 1 % celotne površine.

Kakor smo že omenili je rogovačno-avgitni andezit pogosto razvit kot breča. Povprečno 10—20 cm veliki andezitni fragmenti imajo zaokrožene (4. slika), včasih oglate oblike ter tufsko vezivo. Ponekod je veziva malo, tako da sestoji kamenina skoraj le iz fragmentov. Ta različek opazujemo predvsem lepo na izdanku nekaj deset metrov južno od vhoda v rov, tu in tam v rovu, prečnikih ter v jedrih številnih vrtn. Njegova prisotnost govori za to, da so spremljale izlive rogovačno-avgitnega andezita močnejše erupcije.

Rogovačni andezit opazujemo predvsem lepo severovzhodno in jugovzhodno od rudišča. Kamenina se po barvi ne razlikuje od pravkar popisane. Tudi vtrošniki rogovače in plagioklazov so skoraj enako veliki kot v rogovačno-avgitnem andezitu. Vendar vsebuje v splošnem rogovačni andezit nekoliko več plagioklazovih vtrošnikov, tako da moremo ločiti obe kamenini v večini primerov že megaskopsko.

Kot vtrošnike nahajamo le plagioklaze in rogovačo (4. slika), prav redko tudi kremen. Zrna plagioklazov so povprečno velika $1,2 \times 0,4$ mm. Povečini so močno preperela. Nekoliko bolj sveža zrna najdemo v vzorcih, ki smo jih vzeli v useku nove ceste, približno 120 m jugovzhodno od vhoda v rov. Pri merjenju dveh dvojčkov smo ugotovili 51,5 % oziroma 55 % an.

Nekaj svežih plagioklazovih zrn najdemo tudi v vzorcih kamenine, ki smo jo vzeli v potoku, levem pritoku Lipe, približno 740 m severno od vhoda v rov. Tri zrna smo podrobneje preiskali ter določili 51,5 %, 54 % in 56 % an.

Množina anortita v plagioklazih rogovačnega andezita niha torej od 51,5 do 56 %, pri čemer znaša povprečna vrednost 54 % an.

Tudi v tej kamenini so kremenova zrna povsem neenakomerno razporejena. Njegova zrna dosežejo premere 1,6—1 mm.

Zrna rogovače s srednje močnim pleohroizmom so povprečno velika $2,1 \times 0,5$ mm. Kot potemnitve se izpreminja od 16,5 do 21,5°, povprečna vrednost kota (110) ($\bar{1}\bar{1}0$) je 123,5°. Zrna so zelo redko sveža. Povečini so izpremenjena v klorit in kalcit.

Zelena kamenina, ki nastopa vzhodno od rečice Lipe, t. j. na zahodnih pobočjih Kupinovega, je značilen propilit. Pod mikroskopom vidimo, da je rogovača izpremenjena predvsem v klorit, ki nastopa v drobnozrnatih agregatih. Poleg tega opazujemo še kalcit, epidot ter pirit, ki je pogosto preperel v limonit. V zelo podrejenih količinah najdemo zrnca kremenca, nastala pri procesih avtometamorfoze. V zbrusku vzorca, ki smo ga vzeli s pobočja nasproti rudišča, so plagioklazi močno prepereli. Podrobneje smo preiskali samo en dvojček, ki pripada bazičnemu andezinu z 49,5 % an.

V propilitu nahajamo kaolinizirano, delno tudi silificirano cono, ki se širi preko Kupinovega in Kuruge proti severu. Zahodna meja propilita s hidrotermalno izpremenjeno cono poteka nekaj časa po zahodnem pobočju Kupinovega ter se nato spusti v dolino Lipe. Njene prave širine nismo mogli točneje določiti. Pobočja Kuruge in Kupinovega so prekrita namreč z brečami, ki sestojijo iz silificiranih in kaoliniziranih, delno izluženih fragmentov. Vezivo je limonitno. Cona, prekrita s popisanimi brečami, je široka v predelu Kupinovega približno 1 km, v predelu Kuruge

pa skoraj 2 km. Z rovom izpod Kuruge so ugotovili v njej slabšo, vendar ekstenzivno piritizacijo, ponekod tudi tanjše piritno-kremenove žile.

Vrh Kupinovega in Kuruge sestoji iz limonitiziranega kremenovega skeleta — klobuka. Petrografske in morfološke karakteristike silificiranih in izluženih klobukov, ki jih opazujemo predvsem v tem delu eruptivnega masiva, sva popisala že s F. Drovnikom (1954). Mikroskopske preiskave vzorcev s Kupinovega dosedanje preiskave samo potrjujejo. V dveh zbruskih, od katerih je napravljen prvi iz vzorca, ki smo ga vzeli na vrhu, drugi pa iz kamenine z zahodnega pobočja (približno 150 m od vrha), opazujemo podoben mineraloški sestav. V obeh prevladujejo zrnca kremenena, velika povprečno 0,05 mm. V manjši količini opazujemo zrnca alunita, ki imajo paličaste preseke s povprečnimi premeri $0,2 \times 0,06$ mm. Nahajamo jih predvsem v konturah nekdanjih plagioklazov, poleg tega pa so tudi nepravilno razporejena v silificirani osnovi. V manjših količinah opazujemo kaolinit, v podrejenih kalcedon in opal.

Kakor smo navedli, silifikacija ni omejena samo na površinske dele oziroma na vrhove Kuruge in Kupinovega. To dokazuje predvsem vrtina Kuruga št. 1, ki so jo izvrtali leta 1935 na vrhu Kuruge. Prvih 60 m je vrtina potekala v limonitiziranem kremenovem skeletu, kakršnega opazujemo na izdankih. V globini 60 m je prešla v čvrsto silificirano in delno limonitizirano kamenino (andezit), v kateri so jo pri 239 m tudi ustavili.

Hidrotermalne izpremembe

V bližini rudišča sta bila rogovačno-avgitni andezit in njegova tufska breča hidrotermalno močno izpremenjena. Največji izdank izpremenjene kamenine nahajamo v neposredni bližini rudišča. Meri približno 140.000 m² ter se razprostira skoraj meridionalno (3. slika). Ostali izdanki, ki nastopajo južno in severno od tod, so povečini precej manjši. Nekoliko večji je le izdank, ki leži nekaj sto metrov NNW od rudišča. V njem opazujemo številne kremenove žile in žilice. Označujejo ga trije zarušeni rimski (?) jaški. Rudnih mineralov tu nismo našli.

Na površini ne moremo določiti posameznih ascendentnih izprememb, ker sta kamenini zelo prepereli. Rudno telo prekriva namreč kakih 14 do 25 m debel pokrov močno kaoliniziranega in limonitiziranega andezita, ki je mestoma izpremenjen v ilovnato zemljo. Zaradi tega smo vzeli v rovu in prečnih številne vzorce hidrotermalno izpremenjene kamenine kakor tudi rude ter jih mikroskopsko preiskali.

Zaporedje hidrotermalnih izprememb lepo opazujemo predvsem v rovu od vhoda do rudnega telesa (16. slika). Prvih 50 m je kamenina močno karbonatizirana in kloritizirana. V podrejeni količini, vendar precej enakomerno, že megaskopsko opazujemo pirit. Pod mikroskopom vidimo, da so plagioklazova zrna skoraj povsem izpremenjena v kalcit (6. slika). Le tu in tam najdemo ostanke zrn, ki so nekoliko bolj sveži. V njih še opazujemo dvojlične lamele. Rogovača je izpremenjena v glavnem v klorit in kalcit. V njej nastopa tudi pirit, ki je razporejen včasih po prvotni razkolnosti. Osnovo sestavljajo zrnca kalcita, klorita, kaolina, v manjši količini tudi kremenena in pirit. Tu in tam najdemo večja polja,

ki pripadajo kloritu in zeolitu. Andezitska struktura je dovolj dobro ohranjena. Tako izpremenjen andezit so prvotno imenovali propilit.

V smeri proti rudnemu telesu, t. j. od vhoda v rov proti zahodu, se struktura postopoma izgubi. V zbruskih opazujemo najprej vedno močnejšo sericitizacijo in kaolinizacijo, kasneje se jima pridružita še silifikacija in piritizacija. Plagioklazi so skoraj povsem sericitizirani in kaolinizirani, medtem ko je rogovača izpremenjena v kaolin ter delno v pirit. Osnova sestoji iz drobnozrnatega agregata, v katerem opazujemo sericit, pa tudi kremen, kaolin in pirit. V bližini rudnega telesa prevladuje kaolinizacija nad ostalimi izpremembami. Za tako izpremenjeno kamenino so značilne številne, do 3 cm debele žilice sadre, ki se mrežasto prepletajo. Obilnost sadre govori za živahno kroženje descendentnih raztopin. Prav zaradi tega menimo, da kaolinizacija v bližini rudnega telesa ni nastala samo pod vplivom ascendentnih raztopin, temveč je delno tudi produkt descendentne izpremembe sericita.

Rudno telo ni enakomerno izpremenjeno. Pri pregledu vzorcev iz rova, prečnikov in vrtin moremo ločiti različne stopnje piritizacije, silifikacije in kaolinizacije. Prav tako opazujemo tudi v zbruskih zdaj več pirita, kremenca in kaolina, zdaj zopet več sericita, alunita in diaspora. Plagioklazova zrna so izpremenjena v sericit (7. slika) in kaolin, delno tudi v alunit. V nekdanjih rogovačnih zrnih opazujemo predvsem kaolin, pirit in diaspor, prav redko tudi sericit. Izpremenjena rogovačna zrna imajo pogosto robove iz pirita (8. slika). Tu in tam opazimo tudi psevdomorfoze pirita po rogovači. Osnova je v glavnem silificirana in kaolinizirana. Poleg drobnih zrn, ki so nastala pri silifikaciji, opazimo pod mikroskopom pogosto tudi večja zrna kremenca. Ta kremen je genetsko mlajši ter predstavlja lepilo zdobljenih delov rudnega telesa (9. slika).

Zelo zanimiv je pojav diaspora, ki govori za sorazmerno visoko temperaturo prihajajočih raztopin. Nahajamo ga zlasti v konturah nekdanjih rogovač, ponekod tudi v osnovi. Zrna imajo podolgovate preseke in jasno razkolnost (10. slika). Povprečno so velika $0,35 \times 0,10$ mm. Podrobno smo preiskali tri zrna ter dobili naslednje podatke:

Ng—Np	Ng—Nm	Nm—Np	+ 2 V
0,0506	0,0281	0,0225	78°
0,0501	0,0273	0,0288	86°
0,0545	0,0305	0,0240	84°
0,0519	0,0290	0,0231	82,5°

Vrednosti dvolomnosti kakor tudi kota optičnih osi se močno približujejo vrednostim, ki jih navaja za ta mineral Winchell (1951, 78).

Zahodno od rudnega telesa je conarnost hidrotermalnih izprememb manj jasna. Močno kaoliniziran andezit, kakršnega smo opisali vzhodno od rudnega telesa, prehaja v delno silificirano in piritizirano kamenino. V njej opazujemo številne žilice sadre. Rov, ki je dolg skoraj 560 m, prehaja pri kraju ponovno v karbonatiziran in kloritiziran andezit z dokaj

dobro ohranjeno strukturo. Širina hidrotermalno izmenjene cone je torej precej večja, kakor smo to prvotno sodili po izdanku.

Hodnik št. 3 je sledil vzhodni, tektonski kontakt in hidrotermalno izpremenjeno cono proti severu, kjer nahajamo v potoku stara dela. Dolg je bil 140 m. Izdelali so ga v močno kaolinizirani kamenini ter je že dlje časa zarušen.

Orudenenje

Kakor smo že navedli, se stopnja piritizacije v rudišču močno izpreminja. Medtem ko opazujemo ponekod kompaktno piritno rudo, najdemo drugod le močnejše ali slabše piritne impregnacije. Ionskim raztopinam so v delu rudišča sledile poleg tega tudi koloidne. Iz njih se je izločeval melnikovit, ki je kasneje prekrystaliziral v pirit. Tako opazujemo v rudišču tudi piritno-melnikovitne in melnikovitne dele. Oba različka FeS_2 se po barvi in strukturi medsebojno jasno razlikujeta.

Tektonski fazi, ki je zdrobila piritno telo, so sledile rudne raztopine, iz katerih so se začeli izločevati bakrovi minerali.

Kot najstarejši bakrov mineral opazujemo različek izomorfne skupine stibiolumonit $\text{Cu}_3(\text{Sb, As})\text{S}_4$ — luzonit $\text{Cu}_3(\text{As, Sb})\text{S}_4$. Našli smo ga najprej v obruskih jedra vrtine št. 14, kjer nastopa v bogati rudi skupaj s starejšim enargitom. Ko smo podrobneje preiskali odval, smo ga našli tudi v paragenezi z baritom in mlajšim enargitom.

Megaskopsko ga moremo ločiti od jeklenosivega enargita po rdečkastem odtenku ter po tem, da nima razkolnosti. Pod mikroskopom so njegova zrna za spoznanje bolj svetla od enargitovih. Že pri opazovanju brez imerzije vidimo, da imajo zrna dokaj močan refleksijski pleohroizem. Barva odbite svetlobe se spreminja od rožnatorumene do rožnatovijoličaste. Če uporabimo imerzijo, postanejo barve bolj žive. Ramdohr (1955) loči stibiolumonit od luzonita le po nekoliko močnejšem vijoličastem odtenku odbitih barv. Ker nimamo primerjalnih obruskov, se na podlagi mikroskopske preiskave ne moremo odločiti, kateremu členu izomorfne skupine pripada naš različek. Zaenkrat bomo prištevali opisana zrna z rdečkastim odtenkom stibiolumonitu in ne luzonitu, ki ima rumenkast odtenek. Točna določitev bo mogoča šele, ko bomo našli pri odkopavanju dovolj čistega vzorca za kvantitativno kemično analizo.

Zrna stibiolumonita so povprečno velika nekaj desetink milimetra, le redko so večja od 1 mm. Največje je imelo premer $1,52 \times 0,73$ mm. Zrna so ksenomorfná ter pogosto razpotegnjena v smeri lamel, ki so različno široke ter medsebojno vzporedne (11. slika). Najdemo pa tudi zrna z dvema ali tremi sistemi lamel, ki se sečejo pod različnimi koti. Za zrna s takimi lastnostmi meni Ramdohr (1950, 403), da niso enotna. Stibiolumonitova zrna nadomešča pogosto nekoliko mlajši enargit (12. slika).

V pravkar opisanih zrnih stibiolumonita najdemo pod mikroskopom pogosto bela nazobljena polja nepravilnih oblik (13. slika). Povprečno so velika le 25×20 mikronov, medtem ko je imelo največje opazovano zrno premer 127×45 mikronov. Polja imajo precej večjo zmožnost odboja svetlobe kakor stibiolumonitova. Refleksijski pleohroizem, ki ga opazujemo na sveže poliranih površinah že brez imerzije, kakor tudi jasni efekti

anizotropije, govore za to, da je mineral močno anizotropen. Polja navadno niso homogena, temveč sestojе iz nekaj zrn. Pri jedkanju s HNO_3 dobi površina irizirajoč oklep, nakar potemni. Jedkanje s HCl je negativno. Navedene lastnosti ustrezajo onim, ki jih opisuje R a m d o h r (1950, 496) za volfsbergit Cu_3SbS_4 .

Značilen mineral za rudišče Gornjo Lipo je enargit Cu_3AsS_4 , ki med bakrovimi minerali močno prevladuje. Po načinu nastopanja in paragetskih odnosih moremo ločiti starejšo in mlajšo generacijo enargita.

Starejši enargit je na nekaterih mestih metasomatsko nadomestil hidrotermalno spremenjen andezit, pirit in melnikovit. Tako smo navrtali z vrtino št. 14 med 14. in 28. metrom masivno piritno-melnikovitno-enargitno rudo. Masivna ruda je v splošnem zelo drobnozrnata (14. slika). Velikost enargitovih zrn v njej niha od nekaj mikronov do 1,5 mm. Zrna imajo običajno nepravilne preseke ter so nazobljena, najdemo pa tudi zrna z idiomorfni preseki. Prav redko so kataklastična. Starejši enargit nastopa nadalje v vezivu zdrobljenih rudnih fragmentov. V tem primeru dosežejo enargitova zrna dolžino do 19 mm. Ruda ima tedaj brečasto teksturo, ki je za Gornjo Lipo zelo značilna.

Tudi mlajši enargit nastopa v vezivu zdrobljenih rudnih delov; spremlja ga barit. Kristalčki enargita dosežejo velikost do 37 mm. Prevladujejo ploskve (110), (100) ter (001). Barit je pogosto starejši od enargita, vendar zapazimo tu in tam, da rastejo enargitni kristalčki tudi skozi baritne ploščice. Zaradi tega sklepamo, da sta nastajala oba minerala delno tudi istočasno.

Majhni idiomorfni kristalčki pirita, ki jih opazujemo predvsem v vzhodnem delu rudnega telesa, pripadajo mlajši mineralizaciji. Nahajamo jih v razpokah, ki imajo povprečno smer N—S. Med ploskvami prevladujejo (100), opazujemo pa tudi kombinacije z (210) in (111).

Zelo redko opazujemo cementativni halkozin. Ugotovili smo ga le mikroskopsko. Zanimivo je, da ne nadomešča enargita, temveč le melnikovit. V njem nastopa v nepravilnih, nekaj deset mikronov velikih zrnih (15. slika). Pri jedkanju s HNO_3 dobimo značilno strukturo »razpokanega porcelana«.

Poleg opisanega orudnenja smo našli s sledilnimi deli tudi slabše mineralizacije izven rudnega telesa. Nastopajo v obliki impregnacij, tanjših rudnih žil in fragmentov.

Tako je zadel glavni rov pri 337 m v hidrotermalno močno izpremenjeno cono andezitne tufske breče, ki je bila tudi tektonsko zdrobljena. V njej smo našli poleg slabših enargitnih impregnacij tudi rudne fragmente. Ti sestojе iz enargita, pirita in melnikovita, opazujemo pa tudi halkopirit ter prav redko cementativni halkozin. Cono smo preiskali s prečniki ter slepim jaškom. Ugotovili smo, da je mineralizacija zelo neenakomerna, količina Cu pa majhna. Po približno 20 metrih so v rovu impregnacije prenehale, izpremenjena cona pa je prešla postopoma v manj izpremenjeno prikamenino. Tektonske rudne fragmente s skoraj enakim sestavom so našli kakih 140 m severno od rudnega telesa v podaljšku vzhodne tektonske cone.

Nekateri hodniki so presekali za prst debele kremenove žile z galeinitom, sfaleritom, piritom, medlico in halkopiritom. Zelo redko opazujemo tudi hematit. Kremenove žile imajo v splošnem smer N—S, vendar pa nimajo stalnih padov.

Rudno telo

Rudno telo, ki ga je presekal rov med 128. in 202. m, so preiskali s številnimi prečkami, vrtinami ter dvema slepima jaškoma. V rudnem telesu so izdelali približno 380 m hodnikov, 25 m jaška in 350 m vrtin. Na obzorju 630 m meri nekaj več kot 8000 m².

Dokaj jasno mejo s prikamenino opazujemo le v vzhodnem delu. Zahodna, zlasti pa južna in severna meja rudnega telesa so manj izrazite. Ker prehaja postopoma v prikamenino, smo določili njegove meje v teh delih po kemičnih analizah.

Meje rudnega telesa proti površini in globini smo določili z vrtinami št. 1, 2, 3, 14, 15, 16 in 17 ter že omenjenima slepima jaškoma. Rudno telo je razpotegnjeno v smeri N—S. Z vrtino št. 14 smo ugotovili, da leži njegov najvišji del le 14 m izpod površine (17. slika). Erozijska ni odkrila rudnega telesa, zaradi česar na površini ne opazujemo »železnega klobuka«. Pokrito je z močno kaoliniziranim, delno tudi limonitiziranim andezitom, ki je izpremenjen na površini v ilovnato zemljo. Tako izpremenjena kame-nina vsebuje od 0,3 do 1,9 g/t Au. Zaradi nepropustnega pokrova ne opazujemo oksidacijske, še manj pa cementacijske cone. Ruda je 14 metrov pod površino povsem sveža. V delu rudišča sicer opazujemo kremenov skelet, ki je zelo podoben izluženi rudi, n. pr. Tilva Roša v Boru. Vendar najdemo v votlinicah nekdanjih vtrošnikov plagioklazov in rogovače barit in enargit, ki sta v Gornji Lipi primarna minerala. Delno izluženje so torej lahko povzročile le ascendentne raztopine.

V zahodnem delu prehaja rudno telo že nekaj metrov pod obzorjem 630 m v silificirano, kaolinizirano ter delno piritizirano prikamenino (17. slika). V jedrih vrtin št. 14, 15 in 17 opazimo pod rudnim telesom številne žilice sadre ter zelo redko majhna osamljena zrna enargita. Kemične analize kažejo sledove bakra, vendar pa povprečno 20,5 % FeS₂. Podatki vrtine št. 2 nam povedo, da tone rudno telo proti vzhodu. Postopen prehod v jalovo prikamenino smo ugotovili šele pri 90 m, približno 40 m pod obzorjem 630 m. Kemične analize jeder vrtine št. 2 med 90. in 252 m kažejo sledove Cu ter povprečno 20 % FeS₂. Če primerjamo te podatke z onimi za jedra vrtine št. 14, 15 in 17, vidimo, da je piritizacija izpremenjene kamenine pod rudnim telesom precej enakomerna.

Zanimivi so podatki, ki smo jih dobili z vrtino št. 4. Ta je bila zastavljena na levem bregu rečice Lipe ter izvrtana pod kotom 45° pod rudno telo. Med 110. in 132. m, približno 75—90 m pod obzorjem, opazujemo v izpremenjeni, predvsem silificirani, kaolinizirani ter piritizirani andezitni tufski breči vškropljena zrna enargita. Jedra tega dela vrtine vsebujejo od 0,06 do 0,86 % Cu, povprečno 0,33 % Cu ter 31 % FeS₂. To je najgloblja mineralizacija, ki smo jo navrtali v bližini rudišča.

Z rudarskimi deli smo torej dodobra raziskali rudno telo iznad obzorja 630 m. Ugotovili smo približno 1 milijon ton rude s povprečno

1,1 % Cu. Del rudnega telesa, ki tone, kakor smo omenili, proti vzhodu, še ni dovolj raziskan. Po dosedanjih cenitvah je v tem delu približno pol milijona ton rude z nekoliko manjšim procentom Cu.

Razporeditev bakra in pirita v rudnem telesu

Orudenenje ni enakomerno. To smo ugotovili že pri jamskem kartiranju ter pri pregledu jeder vrtin, ki so jih izvrtali v rudnem telesu. Opazili smo, da je srednji del rudnega telesa močnejše oruden, medtem ko se jakost orudenenja proti njegovim mejam postopoma zmanjšuje.

Predvsem lepo nam to kaže karta kemičnih analiz. Če namreč združimo na analizni karti obzorja 630 m posebej vrednosti z večjim in one z manjšim odstotkom Cu, vidimo, da vsebuje ruda srednjega dela rudnega telesa povprečno 2 % Cu (18. slika). Od tod se širi bogata ruda v obliki obrnjenega prisekanega stožca proti površini. Omenjeni srednji del je med obzorjem 630 m in vrhom rudnega telesa z bakrom najbolj bogat. Analize vzorcev rude iz jaška št. 1 in jeder vrtine št. 14 kažejo namreč povprečno 4,5 % Cu.

Ruda z 0,8 % Cu obdaja na obzorju 630 m bogato jedro. Proti mejam rudnega telesa se količina bakra še zmanjša. Tako nahajamo v njegovih obrobni delih le rudo s povprečno 0,4 % Cu.

Zelo podobne podatke dobimo tudi za razporeditev pirita na obzorju 630 m (18. slika). Jedro s povprečno 42 % FeS_2 prehaja postopno v rudo z 20 % FeS_2 . Količina pirita v teh obrobni delih rudnega telesa je prav tolikšna kakor v hidrotermalno izpremenjeni, vendar jalovi kamenini pod njim.

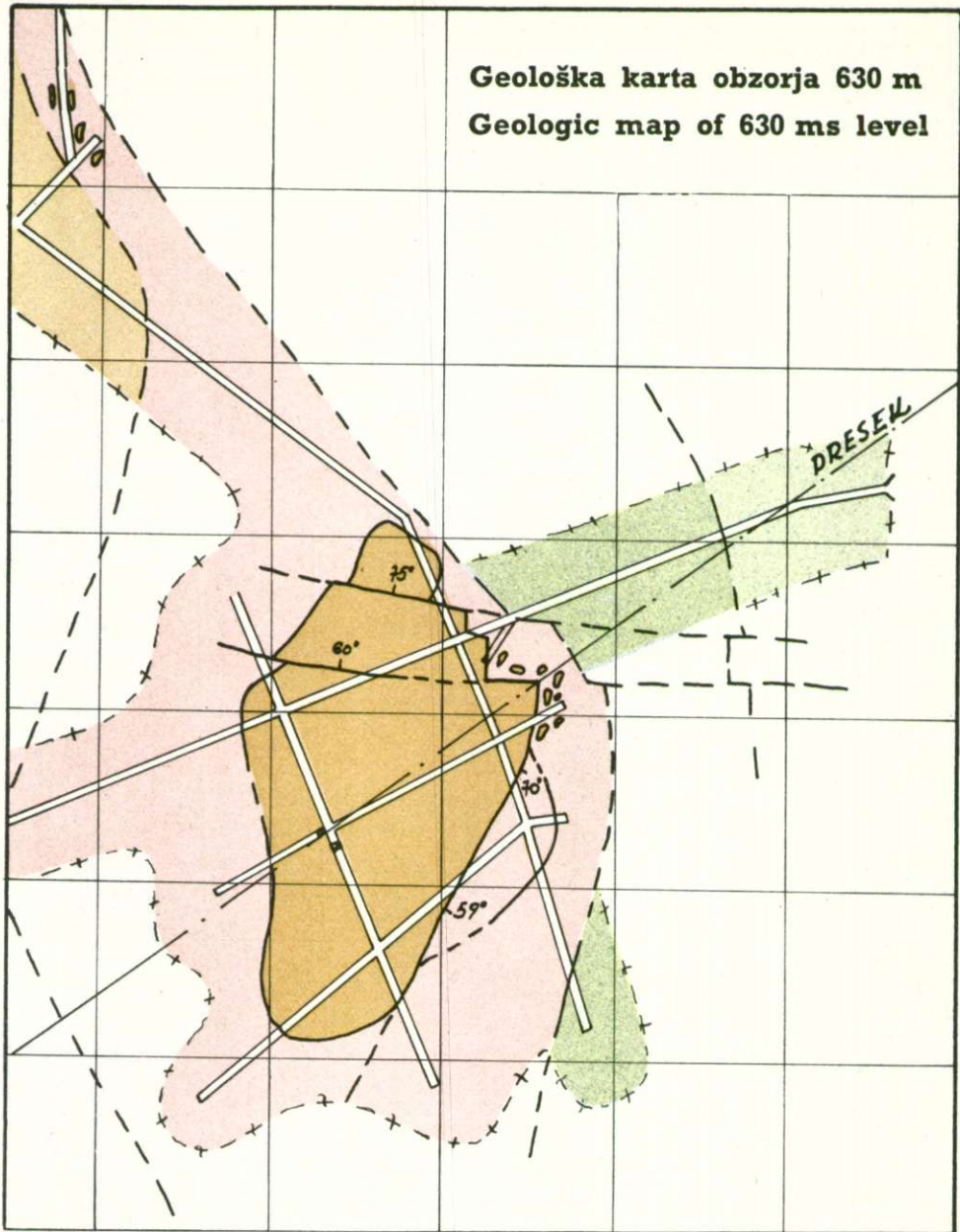
Tektonika







Kakor v Boru, Malem Krivelju in Valja Saki, tako opazujemo tudi v Gornji Lipi le prelome, ki so nastali v terciarnih orogenetskih fazah.

Predrudna tektonika je zdrobila rogovačno-avgitni andezit ter njegovo tufsko brečo. Pri tem niso nastali jasni prelomi, temveč le zdrobljena cona s smerjo N—S, vzdolž katere so prihajale hidrotermalne raztopine. To dokazuje izdanek izpremenjene kamenine nad rudiščem ter ostali izdanki iz njegove bližine, ki leže skoraj meridionalno. Za to govori tudi conarna razporeditev pirita na obzorju 630 m. Mlajša tektonika je zdrobila silificirano, kaolinizirano ter piritizirano telo. Zdrobljena cona s smerjo NNE—SSW, ki je nastala pri tej tektonski fazi, je bila pot, po kateri so prihajale nato rudne raztopine. To sklepamo po conarni razporeditvi Cu na obzorju 630 m.

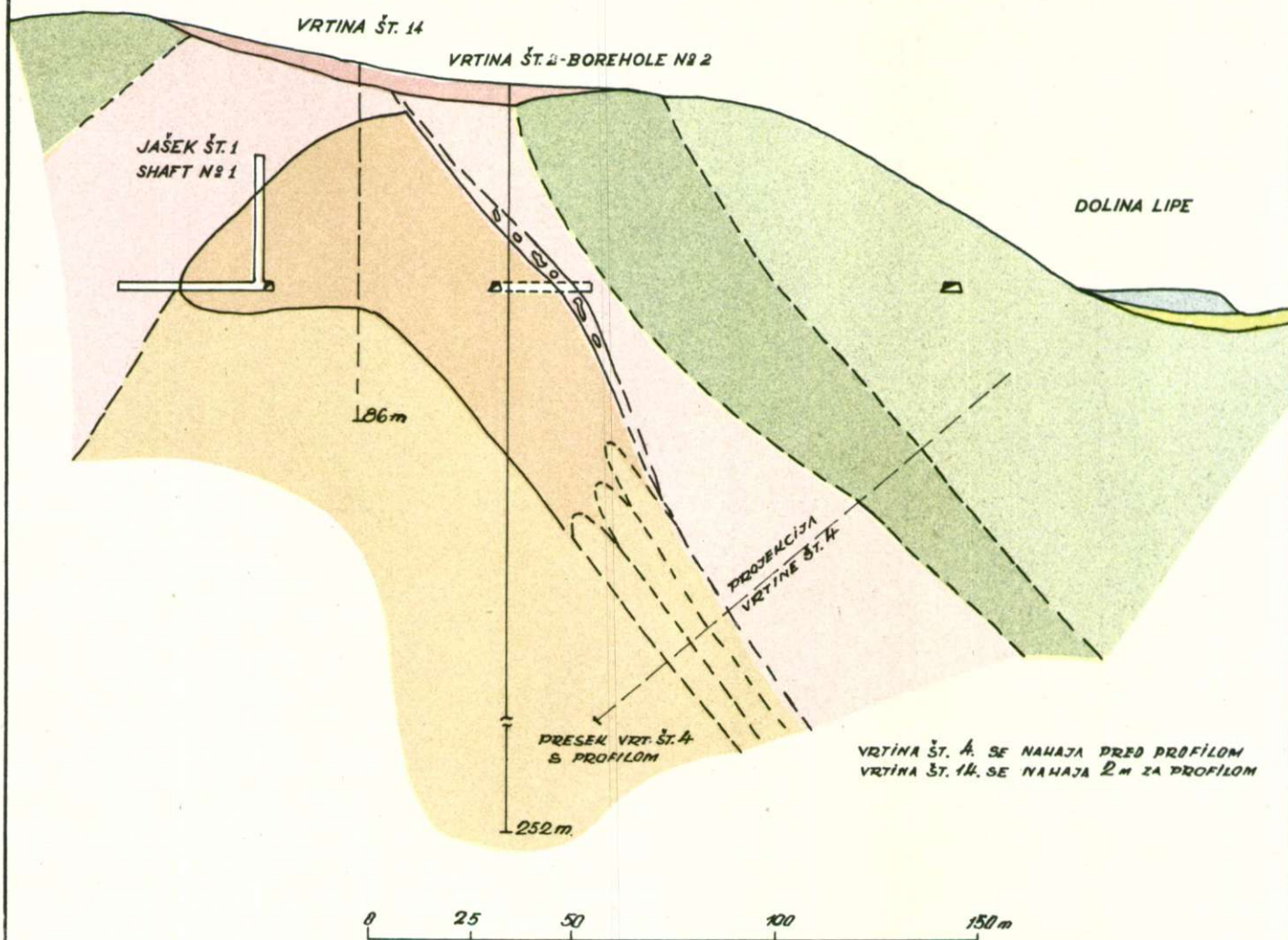
Porudna tektonika je bila bolj živahna predvsem v vzhodnem delu rudnega telesa. Kakor smo že navedli, je tod meja rudnega telesa s prikamenino v glavnem tektonska. Močan prelom (3. slika) na jugovzhodu, ki je presekala rudno telo, ima smer povprečno N 26° E ter vpada 59—75° proti ESE. V vzhodnem delu, kjer predstavlja ta prelom mejo rudnega telesa s prikamenino, poteka v smeri skoraj N—S ter vpada povprečno 58° proti E. Tu in tam najdemo ob njem številne rudne fragmente. Močno je zdrobljen zlasti severovzhodni del. Poleg že omenjenega preloma opazujemo številne druge, ki imajo smer W—E oziroma WNW—ESE, ter










Geološka karta obzorja 630 m
Geologic map of 630 ms level

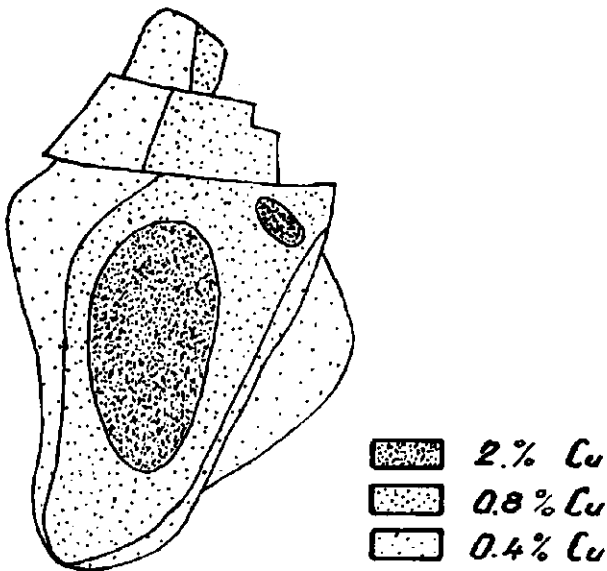
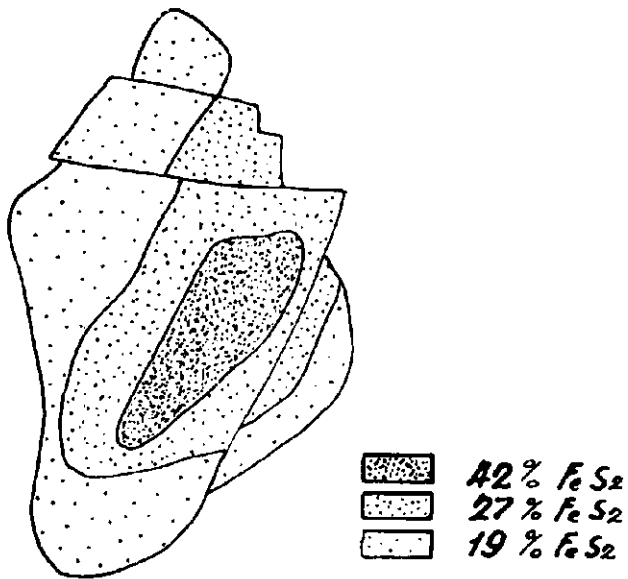


- | | | | |
|--|---|---|----------------------------------|
|  | Rudno telo
Ore body |  | Rudni fragmenti
Ore fragments |
|  | Karbonatiziran in kloritiziran rogovačno-avgitni andezit
Karbonatized and chloritized hornblende-augite andesite | | |
|  | Kaoliniziran, sericitiziran, slabo silificiran in piritiziran rogovačno-avgitni andezit
Kaolinized, sericitized, silicified and pyritized hornblende-augite andesite | | |
|  | Kaoliniziran, delno piritiziran rogovačno-avgitni andezit
Kaolinized, partly pyritized hornblende-augite andesite | | |
|  | Kaoliniziran, silificiran, delno piritiziran rogovačno-avgitni andezit
Kaolinized, silicified, partly pyritized hornblende-augite andesite | | |

Geološki presek skozi jašek št. 1 in vrtino št. 2
 Geologic section across shaft No. 1 and borehole No. 2



- | | | | |
|---|---|--|---|
|  | Rudno telo
Ore body |  | Kaoliniziran, silificiran, delno piritiziran rogovačno-avgitni andezit
Kaolinized, silicified, partly pyritized hornblende-augite andesite |
|  | Karbonatiziran in kloritiziran rogovačno-avgitni andezit
Karbonatized and chloritized hornblende-augite andesite |  | Limonitiziran in kaoliniziran »pokrova«
Limonitized and kaolinized »cover« |
|  | Kaoliniziran, sericitiziran, slabo silificiran in piritiziran rogovačno-avgitni andezit
Kaolinized, sericitized slightly silicified and pyritized hornblende-augite andesite |  | Alluvium
Aluvij |
|  | Kaoliniziran, delno piritiziran rogovačno-avgitni andezit
Kaolinized, partly pyritized hornblende-augite andesite |  | Odval
Dump |
| | |  | Rudni fragmenti
Ore fragments |



Merilo 1:2000
Scale

18. sl. Razporeditev Cu in FeS_2 na obzorju 630 m
Fig. 18. Relationship between Cu and FeS_2 on 630 ms level

vpadajo v glavnem proti N. Ker je bilo rudno telo vzdolž teh prelomov premaknjeno, sklepamo, da so mlajši od preloma s smerjo N—S.

Približno 140 m severno od rudišča so našli s prečniki osamljene, toda večje rudne fragmente. Nahajamo jih v močno kaolinizirani in zdrobljeni tektonski coni, ki ima smer približno N 340 W. Zelo verjetno je to podaljšek vzhodne tektonske cone, za katero domnevamo, da so jo tudi severno od rudišča premaknili mlajši prelomi.

Naše ugotovitve moremo ponazoriti s konturnim diagramom (19. slika), ki predstavlja pole 158 merjenih porudnih prelomov. Diagram lepo pokaže dve različni skupini prelomov, ki se med seboj dovolj ostro ločita. Smeri prelomov prve skupine se izpreminjajo od N 330° W do N 27° E. Vpadajo tako proti zahodu kakor tudi proti vzhodu. Značilna je močna razcepljenost polov, zaradi česar ne dobimo jasnega maksimuma. To je skupina starejših porudnih prelomov.

K drugi skupini prištevamo prelome, ki imajo smer od W 260° S do N 315° W ter vpadajo proti severu, delno tudi proti jugu. Tudi za to skupino je značilna močna razcepljenost polov. Kljub temu dobimo jasen maksimum, ki predstavlja prelome s smerjo W—E in z vpadi približno 70° proti N. To so mlajši prelomi, ki so na nekaterih delih premaknili rudno telo.

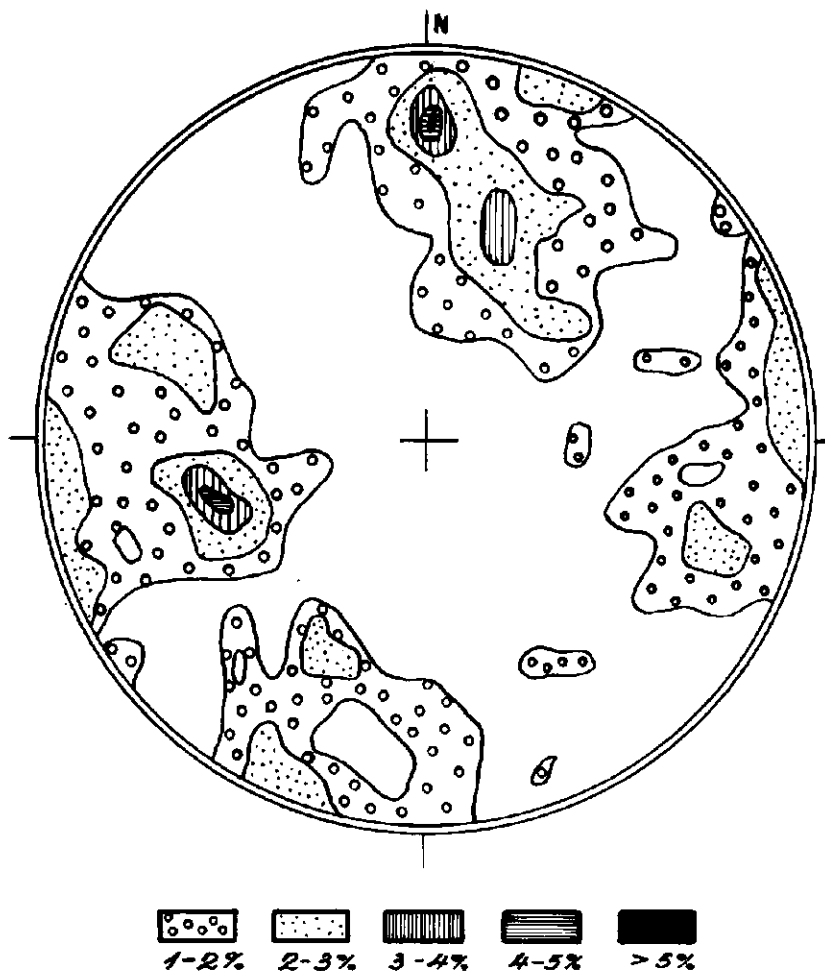
Kemični sestav rude

V poglavju o hidrotermalnih izpremembah in kasneje v poglavju o orudnenju rude smo navedli, da se kvalitativni, predvsem pa kvantitativni mineraloški sestav rude dokaj izpreminja. S tem v zvezi se izpreminja tudi kemični sestav. Da bi dobili srednji sestav rude, smo izbrali povprečen vzorec iz hodnika št. 15. Ta hodnik preseče namreč bogato jedro in siromašnejše dele. Analiza je dala naslednje rezultate:

Analitik prof. dr. ing. Guzelj

SiO ₂	48,55 %
TiO ₂	0,29 %
Al ₂ O ₃	8,34 %
Fe ₂ O ₃	1,66 %
FeO	0,43 %
MnO	0,005 %
CaO	0,08 %
MgO	0,07 %
K ₂ O	0,01 %
Na ₂ O	0,06 %
Fe vezan za S	15,99 %
Cu vezan za S	1,53 %
S	19,27 %
SO ₃	0,00 %
As	0,45 %
P ₂ O ₅	0,16 %
H ₂ O ^{-110°}	0,20 %
H ₂ O ^{+110°}	2,42 %
	<hr/>
	99,51 %

Dobljena odstotka za Cu in S ustrezata sicer povprečju hodnika št. 15, vendar sta nekoliko prevelika, da bi ju mogli posplošiti za vso rudo. Iz več kot 200 analiz, napravljenih v kem. laboratoriju RTB Bor, smo namreč izračunali, da vsebuje ruda iznad obzorja 630 m povprečno 1,1 % Cu ter



19. sl. Konturni diagram porudnih prelomov
Fig. 19. Contour diagram of postmineral faults

okrog 13 % S. Ker je enargit praktično edini bakrov mineral v rudišču, je z odstotkom Cu določen tudi odstotek As. Ruda vsebuje povprečno 0,43 % As.

Količine ostalih elementov v rudi še niso dovolj dobro poznane. Na osnovi dosedanjih podatkov vemo le, da vsebuje bogata ruda 3—6 g/t Au

ter povprečno 20 g/t Ag, siromašna ruda pa 0,7—1,5 g/t Au ter do 10 g/t Ag. Poleg tega vsebuje ruda tudi nekaj antimona ter sledove bizmuta, svinca in cinka.

Žal nam kemični sestav svežega andezita ni znan. Kljub temu moremo na splošno ugotoviti, da so nadomestili metasomatski procesi predvsem FeO, CaO, MgO, K₂O, Na₂O ter delno Al₂O₃ z žveplom ter v precejšnji meri tudi z na novo dovedenim železom. Količina SiO₂ se verjetno ni bistveno povečala.

Zaključek

Prav tako kakor rudišči Bor in Mali Krivelj nastopa tudi Gornja Lipa v izpremenjenem andezitu. Na področju vseh treh rudišč ne opazujemo regionalno avtohidratiziranega andezita-propilita, temveč nastopa orudenenje v hidrotermalno izpremenjeni coni svežega andezita. Izpremembe, ki jih opazujemo, so torej v neposredni zvezi z orudenenjem. Razlika je le v tem, da ležita rudišči Bor in Mali Krivelj v hidrotermalno izpremenjeni coni timacita, subvulkansko skrepenelega rogovačno-biotitnega andezita, medtem ko nastopa rudišče Gornja Lipa v rogovačno-avgitnem andezitu, ki nima lastnosti subvulkansko skrepenele kamenine. To dokazuje, da moremo pričakovati ekonomska orudenenja tudi v teh tipih andezitov.

Orudenenje je dokaj podobno v vseh treh rudiščih. Piritna rudna telesa (v Boru Coka Dulkan, Tilva Mika, rudno telo E in delno Tilva Roš) so bila zdrobljena in orudena z bakrovimi minerali. Ti delno metasomatsko nadomeščajo piritne dele ali pa tvorijo le vezivo, zaradi česar ima ruda brečasto teksturo. Toda medtem ko opazujemo v Boru in Malem Krivelju celotno zaporedje bakrovih rudnih mineralov, od katerih nastopajo nekateri v več fazah, nahajamo v Gornji Lipi le dve generaciji enargita in stibioluzonita ter v zelo podrejenih količinah volfsbergit.

Ker v bližini rudišča Gornja Lipa ne opazujemo gornjekrednih ali terciarnih sedimentov v andezitih oziroma njihovih tufih, ne vemo, kateri dobi pripadajo njihove erupcije. V splošnem prevladuje mišljenje, da so se začele andezitske erupcije v vzhodni Srbiji konec gornje krede in so trajale s krajšimi presledki do miocena, oziroma celo do kvartara (Ilić, 1953-54). Z ozirom na enake geološke pogoje in podobno orudenenje moremo sklepati, da je to orudenenje istodobno z orudenenjem v Boru. Vendar tudi starost orudenenja v Boru ni točno določena. Clar (1946) pripisuje borskim konglomeratom eocensko, timacitu oligocensko starost ter meni, da je orudenenje v Boru miocensko. Vendar pa starosti konglomeratov kakor tudi timacita ni dovolj jasno dokazal. Možno je, da sta obe kamenini tudi starejši. Zato se bomo zadovoljili z ugotovitvijo, da je orudenenje v Gornji Lipi enako staro kakor orudenenje v Boru. Z določitvijo starosti orudenenja v Boru bo torej določena tudi starost orudenenja Gornje Lipe.

Po vsem navedenem moremo prištevati rudišče Gornjo Lipo po Schneiderhöhn u (1944) k mezo-epitermalni skupini subvulkanskih bakrovih ležišč.

GORNJA LIPA COPPER DEPOSIT

The copper-ore deposit Gornja Lipa was discovered shortly after World War II. The deposit is located near the headwaters of Lipa Creek, approximately 16 kilometers NW from the Bor Copper Mine. The only important copper mine in the area between Bor and Majdanpek, its reserves are placed at one million tons ore carrying 1.1% Cu. The ore is mined by open pit methods and sent to Bor to be processed.

Ore mineralization is found in a hydrothermally altered zone which runs through an hornblende-augite andesite (partly tuff-breccia). The zone strikes N—S and can be followed on the surface by hydrothermally altered outcrops. The ore deposit is located directly below the largest outcrop in this zone.

In the immediately surrounding area, hornblende andesite and propylite can be found. In the propylite, a hydrothermal zone, running over Kuruga and Kupinovo Mountains, strikes also N—S. This zone is kaolinized, silicified, limonitized and partly alunited. Deeper, one can see a rather weak but extensive pyritization. The upper regions have been leached out to such an extent, that practically only limonite colored quartz is left. Up to date, no copper has been found in this zone.

The hornblende-augite andesite is chloritized and carbonatized in the area surrounding the ore body. Approaching the ore body, it changes gradually to a pyritized, silicified zone, which in turn, changes to a pyritized, kaolinized zone immediately surrounding the ore body. This zonality is seen quite clearly east of the deposit but is less distinguishable in the west. The ore body was pyritized, silicified, kaolinized and alunited, but not uniformly. Sometimes diaspore can be found under the microscope also. Besides the first pyrite, which is the most frequent sulphide encountered, one can find melnikovite which is recrystallized.

This zone was repeatedly strongly tectonically fractured allowing the penetration of hydrothermal solutions, which deposited stibioluzonite. Under microscope, very fine grains of wolfsbergite can also be found in the stibioluzonite. Enargite, the characteristic mineral for Gornja Lipa, has often replaced the stibioluzonite. At the same time, the enargite partly replaced the pyritized, silicified and kaolinized portions of the zone and formed a cement in the brecciated parts. Later, enargite and stibioluzonite with barite formed the cement for the brecciated fragments. The last hypogene mineral, pyrite is found in N—S striking joints in small crystals. Rarely, small grains of supergene chalcocite are observed scattered throughout the ore body.

The ore body strikes N—S in the form of a ridge. The western boundary runs back under the ore body going gradually into sterile rock several meters under the 630 m. level, while the eastern boundary dips steeply east. So far, the eastern boundary hasn't been sufficiently investigated to be sure to tell how deep the ore body extends. The mineralization has not been uniform in the entire ore body. At the 630 m. level, the diagram for the percentage of copper in the ore body shows that

mineralization has been strongest in the center of the ore body and gradually decreases to the periphery.

The ore body has a sharp tectonic boundary only on the eastern side. It runs gradually to sterile rock on the other boundaries. The economic limits of the ore body have been determined on the basis of chemical analysis. The prealteration tectonics have formed a zone running approximately N—S, which has been identified chiefly by the hydrothermal alteration. From the strike direction of the zones of equal copper percentage can be seen, that the premineralization tectonics have the same direction as the prealteration tectonics. In the diagram for post mineralization faults, we find two maximums, one running N—S and the other running E—W.

As regards the ore deposits Bor and Mali Krivelj, the Gornja Lipa deposit does not occur in a propylitized andesite. The alterations are only of the hydrothermal character and are in direct connection with the mineralization. The only difference between Gornja Lipa and other two deposits is that the latter have been built in a subvolcanic, biotite and hornblende andesite, while Gornja Lipa was built in a hornblende augite andesite without the subvolcanic character. This speaks for the possibility of finding more economically important copper deposits in rocks of this type. Gornja Lipa's mineralization is quite likely of the same age as the Bor one, which, according to Clar, is Miocene, Clar, however, didn't give sufficiently convincing proof, and it is highly probable that both mineralizations are older.

The Gornja Lipa ore deposit may be placed, according to Schneiderhöhn's classification in the mezoepithermal group of the subvolcanic copper deposits.

LITERATURA

- Cissarz, A., 1956, Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. Rasprave zavoda za geološka i geofizička istraživanja NR Srbije, Beograd.
- Clar, E. 1946, Das Alter der Vererzung von Bor (Ostserbien). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Drovenik, F. in M., 1954, Dosadašnje znanje o orudnjenju u timočkom andezitskom masivu. Referat na I. kongresu geologov Jugoslavije.
- Ilić, M., 1953-54, O pojavima andezit bazalta kod Brest, Banje, Bora i Mal. Krivelja. Zbornik radova rudarskog i geološkog fakulteta, Beograd.
- Nikitin, V., 1936, Die Fedorov-Methode, Berlin.
- Ramdohr, P., 1950, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Berlin.
- Ramdohr, P., 1955, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, II. Auflage, Berlin.
- Schneiderhöhn, H., 1944, Erzlagerstätten, Jena.
- Winchell, A. N., 1951, Elements of Optical Mineralogy, Parth II. Fourth Ed., New York — London.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

PRISPEVEK K STRATIGRAFIJI VELIKOTRNSKIH SKLADOV

Ljubo Žlebnik

Z 1 sliko

UVOD

Leta 1956 sem v okviru kartiranja na ozemlju specialke Novo mesto-2 prevzel nalogo, da stratigrafsko opredelim tako imenovane velikotrnske sklade. Omejil sem se na severozahodni rob specialke do črte Dolenje Radulje—Golni vrh.

Ugotovil sem, da pripadajo trnski skladi v glavnem kredi. Poudarjam pa, da jih Lipold na svoji geološki karti ni točno omejil. Zaradi tega najdemo na ozemlju, kjer je zarisal velikotrnske sklade, poleg krede še druge formacije. V nekaterih delih ozemlja so zastopani velikotrnski skladi kot različno obarvani ploščasti apnenci z roženci, ki prevladujejo v krških skladih. Iz tega sledi, da praktično med tema formacijama ni nobene razlike in da se prepletata med seboj.

Pregled dosedanjega dela

Velikotrnske sklade kot stratigrafski pojem je uvedel Lipold (1858)). Na svoji geološki karti Novo mesto jih je prikazal med vasjo Prevolje pri Hubajnici na vzhodu in Tržiščem na zahodu. Krških skladov ni posebej označil, čeprav v svoji razpravi trdi, da segajo le-ti na zahodu do Tržišča. Iz tega lahko sklepamo, da mu ni bilo jasno, če sme izdvojiti krške sklade kot posebno formacijo.

O starosti velikotrnskih in krških skladov ne pove avtor nič določene, misli pa, da spadajo v obdobje med spodnjo triado in zgornjo kredo. Krške ploščaste apnenec z roženci primerja s hallstattskim apnencem in z jurskimi skladi. O velikotrnskih skladih pa pravi, da so po eni strani podobni kasijanskim skladom, po drugi strani pa tudi dunajskim peščenjakom, ki so zgornjekredne starosti.

Več kot pol stoletja kasneje omenjata te sklade Heritsch in Seidl (1917). Tudi ta dva avtorja trdita, da leže velikotrnski skladi nad krškimi, ki jih zastopajo ploščasti apnenci in rdečkasti laporni skrilačci. V le-teh prevladuje peščenjak in lapornat, deloma tudi apnen skrilačec. V višjih horizontih so pogosto vložene pole brečastega apnenca. Ponekod meje trnski skladi neposredno na dolomit. To si razlagata s tektonskimi vzroki.

Avtorja poudarjata, da je zelo težko ločiti velikotrnske od krških skladov. Kot prehodno serijo označujeta rdeče laporne apnenice, ki so pogosto vloženi tudi v krških skladih. Krške sklade prištevata v ladinsko stopnjo, velikotrnske pa v karnijsko.

Zanimiva je kratka Salopekova opomba (1925) v Geografskem vestniku, kjer trdi, da prekriva gozauska kreda vzhodno od Novega mesta znatni del ozemlja, leži pa transgresivno na zgornji juri. Sestavljajo jo flišni laporji in peščenjaki, rudistne breče in rudistni apnenci, ki so bili na dotedanjih geoloških kartah označeni kot triada. Verjetno misli s to opombo trnske sklade.

Tudi Čubrilović (1934) se je ukvarjal s problematiko krških in velikotrnskih skladov. Pri kartiranju se je omejil le na ozemlje vzhodno od črte Impolski potok—Dolenje Radulje. V svoji razpravi ponavlja že znane trditve starejših geologov. Omembe vredno je, da je opazil v sivih apnencih pri Kalcah vzhodno od Malega Trna in v lapornem apnencu pri Brezovi gori zahodno od vasi Leskovec nejasne ostanke mikrofavne.

Tudi Šuklje (1944) se je v svoji razpravi dotaknil krških in velikotrnskih skladov okoli Krškega, a ni povedal prav nič novega.

V novejšem času je delal na skrajnem severozahodnem robu naše geološke specialke Germovšek, kateremu je prezgodnja smrt preprečila, da bi svoja dognanja tudi objavil. Ohranjena je le njegova terenska geološka karta 1:10.000. On je označil raznobarvne ploščaste apnenice in skrilavce delno kot ladinske, delno kot kredne, vendar taka razdelitev ni opravičena, ker praktično ni razlik med kameninami, ki jih je označil kot kredne, in onimi, katere je prištel ladinski stopnji.

STRATIGRAFIJA

Triada

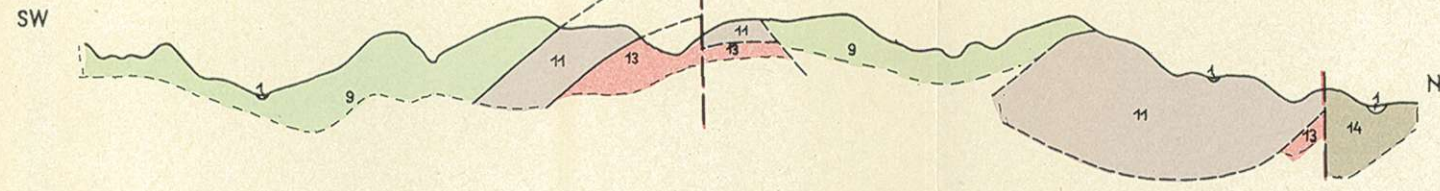
Skitska stopnja. Najstarejši skladi, ki sem jih zasledil, pripadajo werfenu. Razširjeni so predvsem okoli vasi Prevolje, v manjšem obsegu pa jugovzhodno od Velike Hubajnice in v grapi severozahodno od Golnega vrha. Tod so zastopani vijoličastosivi in sivi laporni skrilavi peščenjaki s sljudo in vijolični laporni sljudni skrilavci. Fosilni ostanki so precej pogostni. Omenim naj le školjke *Myacites fassnensis* Wissman in *Pseudomonotis* sp., ki dokazujejo, da so ti skladi werfenske starosti.

Največji obseg zavzemajo werfenski skladi na ozemlju okoli vasi Prevolje vzhodno od Velike Hubajnice. Tu sestavljajo jedro v dinarski smeri potekajoče antiklinale, ki je na severozahodu in severovzhodu odskana s prelomi. Najstarejši werfenski sedimenti so razkriti na severovzhodnem robu antiklinale. Predstavljajo jih rjavkasti in sivi sljudni glinasti skrilavci, rjavkasti peščeni kremenovi skrilavci s sljudo in redkeje rjavkasti peščenjaki s fosili. Više sledi vijoličast in siv glinast in peščen skrilavec s sljudo. Školjka *Pseudomonotis clarai* Emmr. in številne nedoločene školjke *Pseudomonotis* sp. dokazujejo, da spadajo vsi ti sedimenti v spodnji del werfena (seiserske plasti).

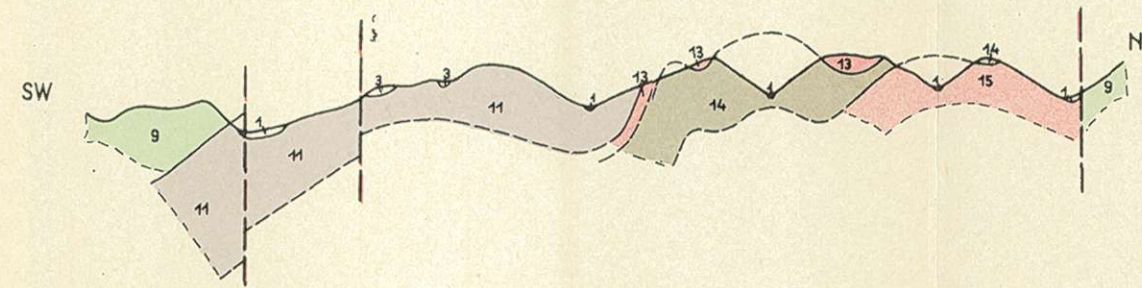
Geološka skica zahodnega dela Krškega hribovja Geological sketch map of the western part of the Krško Hills

Merilo: 1:50.000
Scale: 1:50.000

Presek
Section A — A₁



Presek
Section B — B₁



Horizontalno merilo
Horizontal scale 1:50.000

Vertikalno merilo
Vertical scale 1:25.000

- | | |
|-------|--|
| + | Horizontalne plasti
Horizontal beds |
| ↘ | Vpad plasti 1° — 30°
Dip of beds from 1° to 30° |
| ↘ | Vpad plasti 30° — 60°
Dip of beds from 30° to 60° |
| ↘ | Vpad plasti 60° — 89°
Dip of beds from 60° to 89° |
| ↘ | Vertikalne plasti
Vertical beds |
| ↘ | Lokalno nagubane plasti
Locally folded beds |
| — — | Prelom
Fault |
| - - - | Domneven prelom
Supposed fault |
| — — | Presek
Section |
| — — | Meja trnskih skladov po Lipoldu
The boundary of Veliki Trn strata by Lipold |
- | | |
|----|--|
| 1 | Dolinski holocen
Valley alluvium |
| 2 | Pleistocenska terasa
Pleistocene terrace |
| 3 | Ilovica z roženci
Loam with chert fragments |
| 4 | Bentonitna glina
Bentonite clay |
| 5 | Kraška ilovica
Karstic loam |
| 6 | Zgornjepliocenska peščena glina
Upper Pliocene sandy clay |
| 7 | Tortonski lapor
Tortonian marl |
| 8 | Tortonski apnen peščenjak
Tortonian calcareous sandstone |
| 9 | Kredni ploščasti apnenec in skrilavec (scaglia)
Cretaceous platy limestone and shale (scaglia) |
| 10 | Jurski apnenec
Jurassic limestone |
| 11 | Zgornje in srednjetriadni dolomit (redko apnenec)
Upper and Middle Triassic dolomite (rarely limestone) |
| 12 | Rabeljski apnenec
Rabelj limestone |
| 13 | Ladinski apnenec z vložki tufa
Ladinian limestone with intercalations of tuffs |
| 14 | Anizični dolomit
Anisian dolomite |
| 15 | Werfenski skrilavec in apnenec
Werfenian shale and limestone |

Na jugozahodnem krilu antiklinale prevladuje vijoličastordeč glinast sljudnat skrilavec s polami rdečkastega oolitnega apnenca. Vsa ta serija prehaja navzgor v motnosiv, deloma peščen dolomit s sljudo. Ta dolomit sem uvrstil v anizično stopnjo.

Prav na južnem robu antiklinale je zastopan zelo temen zrnat ploščast apnenec s kalcitnimi žilami in številnimi fosili. Po polžih *Holopella gracilior* Schauroth, ki so prav številni, sklepam, da pripada ta apnenec, pa tudi rdečkast glinast skrilavec z vložki rdečega oolitnega apnenca campilskim skladom, in sicer spodnjemu delu te stopnje.

Pripomniti moram, da je Lipold na svoji geološki karti v tem predelu zarisal velikotrnske sklade.

Werfenski skladi so razviti tudi jugovzhodno od Velike Hubajnice, kjer izdajajo v manjšem obsegu na dnu grape. Sestavljajo jedro lokalnega antiklinalnega izbočenja. V spodnjem delu so zastopani sivi in rdečkasti laporni ter glinasti skrilavci z vložki rdečkastega oolitnega apnenca. Na njih leži temen debeloploščast apnenec in siv lapornat skrilavec z nejasnimi odtisi polžev, ki verjetno pripadajo vrsti *Naticella costata* Münster. Redko so vložene pole sivlega dolomita. Vso serijo skladov sem uvrstil v zgornji werfen.

Anizična stopnja. V anizično stopnjo sem uvrstil serijo motnosivega, delno plastovitega dolomita in dolomitnega laporja z vložki ploščastega apnenca. Prehod iz werfenskih skladov v anizične moremo najbolje opazovati pri vasi Prevolje. Tu leži neposredno na rdečkastem glinastem skrilavcu zelenkastosiv, rjavkast in temnosiv dolomitni lapor. Tu in tam opazimo tudi vložke temnega ploščastega apnenca. Više prehajajo ti skladi v plastovit zelo drobnozrnat dolomit. Plastovitost v višjih horizontih izgine. Dolomit je motnosiv, se poliedrično kroji in je močno drobljiv. Le zelo redko je dolomit svetel. Debelina dolomita je precej različna; najmanjša je jugovzhodno od Velike Hubajnice, kjer doseže le 50 m.

Anizični dolomit je omejen le na vzhodni del ozemlja, ki sem ga kartiral. Tudi Čubrilovič (1939) je uvrstil dolomit ob Impolskem potoku v anizično stopnjo.

Ladinska stopnja. Na anizičnem dolomitu leže ladinski skladi v ozkih, dinarsko usmerjenih pasovih, le med Druščami in Hubajnico so pasovi alpsko usmerjeni. Omejeni so predvsem na ozemlje med Druščami na severozahodu in Dolenjimi Raduljami na jugovzhodu, razen tega pa prekrivajo ladinske plasti obsežno ozemlje med Lukovcem in Orlami.

Ponekod je zastopan v glavnem zelenkast in vijoličast skrilav tuf s polami silificiranega tufa in roženca. Silificiran tuf je močno podoben tako imenovani »pietra verde« iz wengenskih skladov. Zelo redko je vmes vložen temen ploščast apnenec z roženci. Tak razvoj ladinskih skladov najdemo vzhodno od Velike Hubajnice, kjer leže različno obarvani tufi neposredno na luknjičavem anizičnem dolomitu. Podobno je razvita ladinska stopnja tudi med Veliko in Malo Hubajnico ter zahodno od Otreska. Povsod drugod prevladuje zelo temen, redkeje siv, jedrnat ali zrnat ploščast apnenec z odlomki roženca. Tu in tam so vložene vmes pole tufa,

ki sem jih zasledil vzhodno od vasi Gornje Orle v dolini Impolskega potoka, v bližini vasi Gornje Radulje, pri vasi Sela, zahodno od vasi Križe in severovzhodno od vasi Močvirje. Tuf nahajamo predvsem v spodnjem delu ladinske stopnje.

V tufskih kameninah sem nabral precej vzorcev, od katerih sem jih devet preiskal pod mikroskopom.

Vzhodno od Gornjih Orel, v dolini Impolskega potoka, sem vzel dva vzorca. Prvi (zbrusek 2984) je temnozelen z belimi vtrošniki, ne preveč trd in trden, ter se iverasto kroji. S HCl 1:10 dokaj jasno reagira, a ne po vsej površini.

Struktura kamenine je vlaknato porfiriska. Opazujemo skoraj samo vlaknat klorit, med vlakni je drobno zdrobljen sericit. Glinenci so z redkimi izjemami popolnoma kalcificirani. Poleg glinencev so tudi redka in drobna razpokana zrna kremenca in femičnih mineralov, ki so v celoti spremenjeni v limonit. V osnovi ni stekla, pač pa se pojavlja v obliki zrn med kloritno maso. Kamenina je tuf.

Drugi vzorec (zbrusek 2983) je svetlozelen, srednjezrnat in dokaj trd in trden. S HCl 1:10 ne reagira.

Pod mikroskopom so zrnca delno zaobljena, delno pa ostroroba. Povprečna velikost zrn je 0,1 mm. Zastopani so glinenci, ki so večinoma prepereli, nekateri pa so še dokaj sveži. Z merjenjem po metodi Fedorova sem ugotovil, da pripadajo plagioklazi območju dvojnih vrednosti an. Zaradi negativne Beckejeve črte moramo upoštevati le prvo vrednost in torej pripadajo albit-oligoklazu.

Poleg glinencev opazimo tudi kremen, ki ga je znatno manj, klorit, drobce porfiriske kamenine, ki so deloma zaobljeni, steklo, limonit in magnetit. Vezivo med zrnji je svetlozelen klorit, medtem ko so zrna klorita temnozelenata.

Kamenina je tufski peščenjak. Nastanek je vezan na izbruhe bolj kisle magme.

V ladinskem pasu vzhodno od Velike Hubajnice sem vzel tri vzorce. Prvi (zbrusek 2980) je zelenkastosiv, dokaj trd in homogen ter se iverasto kroji. S HCl 1:10 ne reagira.

Struktura je oligofirska. V glavnem opazujemo kloritno in sericitno snov, v kateri so zelo redki vtrošniki kremenca in glinencev. Glinenci so močno spremenjeni. Med osnovo so na gosto razpršena zrnca stekla in limonita.

Kamenina pripada tufu.

Drugi vzorec (zbrusek 2987) je svetlosiv, debelozrnat, trd, a ne preveč kompakten, ker je preperel. S HCl 1:10 močno reagira.

Struktura je porfiriska. Osnova je klorit. Vtrošniki, med katerimi prevladuje kremen, merijo od 0,1 do 0,5 mm. Nekatera zrna kremenca so razpokana, kar kaže na tektonska premikanja. Razen kremenca opazujemo tudi zrna močno spremenjenih glinencev. Le-ti so skoraj povsem kaolinizirani; ob razpokah so se tvorili klorit in karbonati. Med femičnimi minerali prevladujeta vlaknat, močno pleohroičen biotit in klorit. Ostali femični minerali, tudi klorit, so močno limonitizirani, tako da ni mogoče določiti, kateremu mineralu pripadajo.

Kamenina pripada tufu bolj kisle magme, predvsem zaradi velike količine kremenca.

Tretji vzorec (zbrusek 2986) je svetlozelenkast, debelozrnat, ne preveč kompakten in tudi ni posebno trd. S HCl 1:10 ne reagira.

Pod mikroskopom kaže kamenina tufsko teksturo. Osnova je kloritizirana. Opazujemo zrnca kremenca, ki merijo povprečno 0,1 mm, glinenec in klorita. Klorit je po barvi sodeč nastal iz biotita. Glinenci dosežejo premer do 0,5 mm. So precej spremenjeni, sericitizirani in deloma nadomeščeni s kloritom. Izmeril sem tri zrna. Pri vseh sem dobil dvakrat os Nm — torej pripadajo sanidinu. Indikatriše kažejo optično anomalijo in jih ni mogoče točno izmeriti.

Poleg ostalih delcev so prav pogostni tudi litoidni tufski drobci, katerih velikost niha od 0,1 do 0,2 mm.

Kamenina je tufski peščenjak.

Zahodno od vasi Križe sem vzel dva vzorca, ki sta si popolnoma podobna; razlika je le v tem, da je en vzorec bolj svež, tako da sem lahko izmeril glinence.

Prvi vzorec (zbrusek 2981) je sivkast, trd in kompakten. V sivkasti osnovi so vidni motnobeli vtrošniki. S HCl 1:10 kamenina ne reagira.

Struktura je porfiriska. Osnova je klorit, vmes imamo drobno razpršeno steklo in limonit. Vtrošniki niso izraziti. Veliki so povprečno 0,2 mm. Glinenci so prepereli in nadomeščeni s sericitom. Kremenova zrnca so drobnejša in zelo redka. Klorit najdemo tudi kot vtrošnik in kaže siaboten pleohroizem. Ostali femični minerali so spremenjeni v limonit.

Kamenina je verjetno porfiritski tuf.

Drugi vzorec (zbrusek 2985) se mikroskopsko ne razlikuje od prvega.

Struktura je porfiriska. Med vtrošniki prevladujejo glinenci, ki so le delno prepereli, in kremen. Povprečna velikost zrn je 0,2 mm. Zrnca femičnih mineralov so popolnoma spremenjena v limonit. Poleg zrn mineralov opazimo še zaobljene drobce porfiriske kamenine s steklasto osnovo. Vezivo med zrni je vlaknat rumen klorit.

Meritve glinencev po metodi Fedorova kažejo, da plagioklazi pripadajo andezinu.

Kamenina je tuf verjetno porfiritske magme.

Vzorec (zbrusek 2982), ki sem ga vzel v grapi vzhodno od Gornjih Orel, je rjavkast, trd in kompakten. Je grobozrnat z zelenimi vtrošniki. S HCl 1:10 močno reagira.

Struktura je porfiriska. Osnova sestoji iz karbonatov in klorita. Med vtrošniki prevladuje klorit. Zrnca so vlaknata; povprečna velikost je 1 mm. Opazujemo več vrst klorita: od zelenih do svetlorumenih in rjavkastih različkov. Kremenova in glinenčeva zrna so zelo redka. Zrna glinencev so večja, kremenova zrna pa so zelo drobna (0,1 mm). Enako pogosto kot klorit opazimo nezaobljene drobce neke porfiriske kamenine, ki ima večjo količino paličastih, močno sericitiziranih glinencev. V osnovi je steklo in klorit. Velikost teh drobcov niha od 0,5 do 5 mm. Poleg tega imamo še zrnca limonita in hematita s kovinskim sijajem, redkeje tudi zrnca kalcita.

Kamenina je karbonatni tufski peščenjak.

Vzhodno od Male Hubajnice sem vzel vzorec (zbrusek 2979), ki je svetlozelenkast, ne preveč trd, a dokaj kompakten. Je drobnozrnat in precej nehomogen. S HCl 1:10 močno reagira.

Pod mikroskopom opazujemo v karbonatnem vezivu zrnca kremenca, kalcita, sericita, ki je nastal iz glinencev, in drobce kvarcita. Povprečna velikost zrn je 0,1 do 0,2 mm. Med vezivom je drobno razpršen limonit.

Kamenina je karbonatni tufski peščenjak.

Rezultati petrografskih analiz vseh vzorcev kažejo, da so kamenine tufi in tufski peščenjaki, ki so nastajali ob izbruhih porfiritske, deloma tudi bolj kisle magme. Izbruhi so bili le plinski, izlivov lave na našem ozemlju ni bilo. Tufi so se odlagali povečini na suhem, delno tudi v plitvem morju, na kar kaže sestav tufskih peščenjakov, ki vsebujejo večjo primes karbonatov in pa vložki apnenca med tufi. Izbruhi so bili omejeni na začetek ladina, ker leže tufi bodisi neposredno na anizičnem dolomitu, ali pa v bližini kontakta s podlago.

Tufski vložki se pogosto izklinjajo, iz česar sklepam, da le-ti niso bili povsod enakomerno odloženi.

Temen apnenec, ki v ladinu prevladuje, vsebuje pogosto gomolje limonita, redko pirita. Med polami apnenca zelo pogosto opazimo tanke vložke sivega lapornega skrilavca, v katerem sem našel pri vasi Drušče in severovzhodno od vasi Močvirje amonite. Večkrat preide apnenec v temen zrnat dolomit.

Redko je zastopan v ladinski stopnji rdečkast gomoljast apnenec z roženci. V tem apnencu sem našel pri vasi Selo številne amonite. Nekateri so zelo podobni vrsti *Joanites deschmani* Mojs., ki so ga našli v wengenskih skladih pri Idriji leta 1857. V temnem apnencu so fosili zelo redki. Zastopane so le korale in krinoidi, severovzhodno od vasi Otresk pa sem našel v tem apnencu tudi rastlinske ostanke.

Debelina apnencev in tufov niha od 150 do 300 m.

Dolomit srednje in zgornje triade. Na ladinskih skladih leži povečini trden in neplastovit, redko debeloplastovit dolomit. Je svetel in kristaliničen, ponekod pa prehaja v dolomitiziran apnenec. Pogosto je luknjičav. Po zunanjem videzu je zelo podoben kasijanskemu dolomitu. Paleontoloških dokazov ni, vendar sem našel pri Bučki in Dolah nejasne tvorbe, ki pripadajo morda diploporam.

V višjih horizontih vsebuje dolomit pole črnega roženca. Dolomit z rožencem sem zasledil južno od Dol, pri Stopnem, vzhodno od Gradišča in severno od Laz. Podoben je baškemu dolomitu, ki je prav tako bogat z rožencem. Lipold je označil dolomit v okolici Bučke kot dachsteinski.

Na karti obeh različkov dolomita ni mogoče omejiti, ker sta si zelo podobna in prehaja svetel neplastovit dolomit zvezno v dolomit s polami črnega roženca.

Pokrajina, ki je zgrajena iz dolomita, je podobna krasu. Razviti so kraški pojavi, pri Bučki in Jelendolu pa prekriva dolomit debela plast rdeče prsti, ki vsebuje ponekod limonitne konkrecije.

Ponekod meji ta dolomit neposredno na temen, zelo drobnozrnat anizični dolomit, vendar mislim, da je kontakt v takih primerih tektonski. Serija dolomita je zelo debela in tvori podlago juri in kredi.

Karnijska stopnja. Okoli Hentín, pri Rukenštajnu in severno od Laz leži na srednjetriadnem dolomitu siv neplastovit, deloma brečast apnec z rožencem in temen plastovit apnec s polami temnega roženca. Fosilov nisem mogel najti, zato o starosti teh skladov ni mogoče reči ničesar. Ker leže na srednjetriadnem dolomitu, sem jih uvrstil v karnijsko stopnjo.

Jura

Jurski skladi so razviti predvsem na severozahodnem robu naše karte. Zastopan je svetel neplastovit, deloma tudi plastovit apnec, ki je skromen erozijski preostanek nekdanje gotovo bolj razširjene formacije. Ozemlje je bilo v kredni dobi dvignjeno, tako da je erozija odnesla precejšnji del teh skladov.

Pri Gradišču in Orlah leži neposredno na srednjetriadnem dolomitu oolitni apnec. Pri Orlah je v tem apnencu nahajališče manganove rude, ki so jo pred drugo svetovno vojno v majhnem obsegu odkopavali. Manganovo rudo sem zasledil v brečastem apnencu ob poti od Laz proti vasi Konjsko. Fosili, ki sem jih našel v tej formaciji, dokazujejo, da pripadajo skladi spodnji in srednji juri. Zgornjejurski skladi tod niso razviti. Pri Vozenku sem našel številne korale, bodice morskih ježkov, belemnite in odlomke lupin velikih, podolgovatih školjk, ki so zelo podobne školjki *Lithiotis problematica*. V grapi južno od Križa v Vozenku leži neposredno na dolomitu z rožencem svetel deloma brečast apnec s kalcitnimi žilicami in številnimi fosili. Zastopane so školjke *Avicula cf. costata* Sow., *Oxytoma cf. inaequivalve* Sow. in belemniti. V sivem neplastovitem deloma brečastem apnencu s kosi roženca vzhodno od Laz sem našel belemnite, bodice morskih ježkov in korale. Fosili, ki sicer niso z gotovostjo določeni, so značilni za spodnjo in srednjo juro.

Kreda

Juri je sledila dolga doba erozije; šele v zgornji kredi je morje preplavilo celotno ozemlje. Odloženi so bili ploščati apnenci z roženci in skrilačci. Te sklade so starejši avtorji uvrščali v različne horizonte triade, predvsem v zgornjo triado kot trnske sklade. Leže diskordantno na jurskih, srednjetriadnih in anizičnih dolomitih ter na ladinskih skladih.

Pripominjam, da najdemo na ozemlju, kjer je Lipold zarisal veliko-trnske sklade, tudi starejše formacije, celo werfen.

Kredni sedimenti so omejeni na našem ozemlju na tri večja območja. Prvo obsega ves zahodni in jugozahodni rob karte od Mirne na severu do črte Kienovik—Zloganje na jugu, kjer so prekrti z mlajšimi plastmi. Sedimenti zgornje krede sestavljajo na tem ozemlju le skrajni vzhodni rob velike zgornjekredne kadunje, ki se začne na zahodu pri Tržišču in sega preko Malkovca, Vodali in Starih Vin na naše ozemlje.

Drugo območje je nadaljevanje prvega; vmes je globoka dolina Radovanjskega potoka, kjer so zaradi erozije prišli na dan starejši sedimenti. Na jugu je omejeno s črto Hentinc—Rogačice—Sv. Primož—Gornje Impolje, na severu pa po črti: prelaz vzhodno od Rukenštajna—kota 551 vzhod-

no od Konjskega in kota 537 južno od Konjskega. Na zahodu ga omejuje Radovanjski potok in na vzhodu črta Konjsko—Gornje Impolje.

Tretje območje obsega ozemlje okoli Golnega vrha južno od Loke in se proti vzhodu nadaljuje proti Studencu.

Debelina krednih skladov na našem ozemlju ne presega 200 m, zato je v vseh večjih grapah razgaljena triadna in jurska podlaga.

Na ozemlju med Klenovikom in Škocjanom so razviti zgornjekredni skladi v spodnjem delu predvsem v obliki zelenkastih in zelenkastosivih glinastih ter lapornih skrilavcev s polami roženca. Med skrilavci so vložene pole sivega, često zrnatega apnenca. Skladi leže neposredno na triadni podlagi.

Više sledi sivozelen lapornat ploščast apnenec in vijoličast ter siv lapornat skrilavec s polami roženca. Vmes so pogosto vložene debele pole brečastega apnenca z odlomki lupin radiolitov. V lapornatem sivozelenem apnencu v dolini pod vasjo Rebro sem našel dokaj bogato mikrofavno. Določil sem naslednji vrsti: *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli in *Globotruncana* cf. *glabigerinoides* Brotzen. Poleg teh vrst so v velikem številu zastopane majhne globotrunkane, ki merijo v podolžnem preseku od 0,27 do 0,36 mm. Nekatere imajo samo en rob, druge pa dva. Primerjati jih je mogoče z vrsto *Globotruncana stephani* Gandolfi, ki je razširjena v cenomanu in spodnjem turonu. Če upoštevamo, da vrsta *Globotruncana lapparenti lapparenti* še ni bila razširjena v cenomanu, tedaj pripadajo skladi s to favno spodnjemu turonu. Razen globotruncan so zastopane tudi globigerine, tekstularije in iglice spongij.

Stratigrafsko najviše leže sivi in rdečkasti ploščasti laporni apnenci, sivi zrnati apnenci in enako obarvani laporni in glinasti skrilavci s polami roženca. Pri Sv. Tomažu, pri Segonjah in vzhodno od kapelice na Gaberniku so vložene vmes debele pole brečastega apnenca z odlomki lupin radiolitov in polžev, ki pripadajo rodu *Nerinea*. Skladi, ki pripadajo temu horizontu, so zastopani predvsem na južnem obrobju krednega ozemlja in so v veliki meri prekriti z mlajšimi sedimenti. Najlepše so razgaljeni pri Sv. Tomažu in Klenoviku, pri Bregencáh in severno od Škocjana.

V sivem jedrnatem apnencu pri Klenoviku sem našel izredno bogato favno globotruncan. Določil sem več vrst, od katerih sta najštevilnejši *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli in *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau. Razen teh vrst so pogostne tudi *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *Globotruncana arca* Cushman, *Globotruncana* cf. *marginata*. Poleg globotruncan so zastopane tudi tekstularije.

Globotruncana arca Cushman, se pojavi na prehodu turona v senon, zato pripadajo sivi in rdečkasti ploščasti apnenci in skrilavci bodisi vrhnjemu delu turona ali pa senonu.

Med Dolenjimi Dolami in Mačkovcem leže na svetlem kristaliničnem dolomitu kot nekak erozijski preostanek sivozeleni in vijoličastordeči glinasti ter laporni skrilavci, ki se iverasto kroje. Vmes so pole zrnatega, deloma tudi brečastega apnenca. V brečastem apnencu severozahodno od Mačkovca sem našel zelo slabo ohranjene odlomke lupin radiolitov.

Med skrilavci so vložene tudi pole sljudnatega peščenjaka, ki je zelo podoben krednemu flišnemu peščenjaku.

Na ozemlju med vasjo Stara Vina, Otavnikom in grapo južno od Telč je razgaljen spodnji del zgornje krede. V grapi južno od Graca (433 m) pogleda na dan starejša triadna podlaga. Prevladujejo zelenkastosivi, deloma tudi temni glinasti in laporni skrilavci s polami sivega jedrnatega, često zrnatega ali brečastega apnenca. V zrnatem apnencu pri vasi Otavnik sem našel miliolide.

Med Otavnikom in Telčicami na jugu ter Križem in Vozenkom na severu so zastopani predvsem ploščasti sivi, zelo svetli in vijoličastordeči apnenci ter zelenkastosivi in vijoličasti glinasti ter laporni skrilavci. Pogosto so vložene tanjše ali debelejše pole sivega zrnatega apnenca in pole roženca. V ploščastih apnencih pri Telčicah je bogata favna globotrunkan, gümbelin in globigerin. Od globotrunkan je zastopana vrsta *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli in morda *Globotruncana marginata* Reuss. O stratigrafski pripadnosti skladov ni mogoče reči nič določnejšega. Gotovo je le, da niso starejši od spodnjega turona in ne mlajši od zgornjega senona.

Pri Telčah in Sv. Jakobu sem v ploščastih apnencih našel globigerine, globotrunkane in gümbeline; v zrnatem apnencu so zastopane predvsem miliolide.

Na severovzhodnem obrobju krednega ozemlja leže neposredno na dolomitu sivi in vijoličastordeči ploščasti apnenci in skrilavci. Zelenkasti laporni in glinasti skrilavci spodnjega dela zgornje krede tu niso razviti.

Med Križem in Vozenkom na jugu in Mirno na severu prevladujejo sinklinalno upognjeni zelenkastosivi, temni in vijoličasti glinasti ter laporni skrilavci s polami sivega zrnatega apnenca in roženca. V skrilavcu sem našel tvorbe, ki so podobne odtisom fosilne flore. Na meji z domnevno juro južno od Tingerja so razviti svetlorjavi laporni ploščasti apnenci z roženci. V zrnatem apnencu je sicer maloštevilna, a lepo ohranjena mikrofavna. Prevladujejo miliolide. V ploščastih apnencih so najbolj številne globigerine in iglice spongij. Kamenine so pod mikroskopom popolnoma podobne onim pri Telčah in Telčicah, ki so kredne starosti. Zaradi tega sem uvrstil tudi te sklade v zgornjo kredo. Potrebno bi bilo napraviti večje število zbruskov, da bi ugotovili, če so morda poleg globigerin zastopane tudi globotrunkane.

V zahodnem delu krednega ozemlja med Radovanjskim potokom in Impoljami prevladujejo temnozeleni laporni in glinasti skrilavci ter temnosiv plastovit zrnat, delno brečast apnenec z roženci.

Zahodno od Rogačice, kjer leže ti sedimenti na ladinskih skladih, ni bilo mogoče potegniti točne meje, ker sta si formaciji izredno podobni.

V severnem delu ozemlja leži na jurskem apnencu ploščast zelo svetel jedrnat apnenec z roženci. Meje tudi tu ni bilo mogoče z gotovostjo potegniti iz istega vzroka kot pri Rogačicah. Od mikrofavne so zastopane le redke globigerine.

V vzhodnem delu ozemlja so zastopani pretežno sivkastozeleni glinasti in laporni skrilavci, redko so skrilavci vijoličastordeči. Med skrilavci so

vložene pole sivega ter svetlosivega jedrnatega in zrnatega apnenca z roženci. Tudi pole brečastega apnenca niso redkost. Pri Sv. Primožu sem našel v tem apnencu odlomke lupin radiolitov. V jedrnatem apnencu pri Poganki in Dedni gori sem našel globigerine.

Iz vsega tega sledi, da na obrobju krednega ozemlja med Radovanjskim potokom in Impoljami prevladujejo zelenkastosivi glinasti in laporni skrilavci s polami sivega jedrnatega in zrnatega apnenca. Skladi leže neposredno na starejši podlagi in pripadajo spodnjemu delu zgornje krede. Višji deli ozemlja so zgrajeni iz sivih in rdečkastih ploščastih apnencev ter zelenkastih in vijoličastih lapornih in glinastih skrilavcev. Breče z odlomki lupin radiolitov, ki so odložene vmes, dokazujejo, da pripadajo skladi zgornji kredi, verjetno turonu ali senonu. V ploščastih apnencih so verjetno zastopane tudi globotrunkane, ki pa jih nisem našel zaradi premajhnega števila preiskanih vzorcev.

Vzhodno od tega ozemlja je nekaj manjših področij, ki so prekrita z zelenkastosivimi glinastimi in lapornatimi skrilavci ter sivim plastovitim jedrnatim, deloma zrnatim apnencem. Leže na dolomitu kot erozijski preostanek.

Kredne sedimente okrog Golnega vrha zastopajo pretežno sivi, temni in zelenkastosivi glinasti in laporni skrilavci. Vmes so pole sivega in sivorjavega jedrnatega ali zrnatega apnenca. V zgornjih horizontih formacije zasledimo tudi sivkastorjav lapornat peščenjak s sljudo. V ploščastem sivkastorjavem lapornem apnencu severno od vasi G. Orle sem našel globigerine in gümbeline, kar dokazuje, da pripadajo skladi zgornji kredi.

Zaradi preglednosti bom podal še enkrat celoten pregled zaporedja zgornjekrednih sedimentov. V spodnjem delu so skoraj povsod zastopani zelenkasti glinasti in laporni skrilavci s polami sivega zrnatega ali jedrnatega apnenca in s polami roženca. Podobne sedimente opisuje R e n z (1936) na Apeninskem polotoku. Imenuje jih »fukoidne skrilavce« in jih uvršča deloma v albij, deloma pa v cenoman. Ti skrilavci leže na starejših skladih in so podlaga »scaglii«.

Na zelenkastih skrilavcih leže sivi, sivkastorjavi in sivkasto zeleni laporni ploščasti apnenci in zelenkasti ter vijoličasti glinasti in laporni skrilavci s polami rožencev. Med mikrofavno prevladujejo enostavnejše globotrunkane, globigerine in gümbeline. Pogostni so vložki breč z odlomki lupin radiolitov. Skladi pripadajo verjetno spodnjemu turonu.

Vrhni del zgornje krede zastopajo svetlosivi in vijoličastordeči laporni ploščasti apnenci in enako obarvani glinasti ter laporni skrilavci. Vmes so vložene pole sivega zrnatega apnenca, brečastega apnenca in pole rožencev. Od mikrofavne so zastopane predvsem globotrunkane. Najvažnejša je *Globotruncana arca* Cushman, ki je bila najbolj razširjena na prehodu turona v senon. Tipično so razviti ti skladi na jugu naše karte med Klenovikom in Škocjanom.

Celoten razvoj zgornje krede na našem ozemlju ustreza »scaglii« na Apeninskem polotoku. Na to kaže litološka podobnost sedimentov in zelo sorodna mikrofavna.

Tektonika

Na kartiranem ozemlju prevladuje dinarska tektonika, ponekod pa pride do izraza tudi vpliv alpske tektonike, tako v smeri gub kot tudi v alpsko in prečnoalpsko usmerjenih prelomih.

Vse ozemlje sem zaradi preglednosti razdelil v več tektonskih enot. Prva enota je ozemlje v jugovzhodnem delu karte, ki je omejeno na severu, zahodu in severozahodu po prelomih. Ob dislokacijah je bilo močno dvignjeno. Na jugu preseka ozemlje alpsko usmerjen prelom preko Klenovika in Dolenjih Radulj, ob katerem se je južni del pogreznil. Ta prelom je verjetno le del velike prelomne cone, ob kateri se je pogreznilo Krško polje. Celotno ozemlje je nekak antiklinorij z jedrom pri vasi Prevolje. Jedro sestoji iz werfenskih plasti in je na severovzhodu odrezano po dinarsko usmerjenem prelomu.

Druga enota obsega ozemlje na severovzhodnem robu karte. Od ostalega ozemlja je ločena po dinarsko potekajočem prelomu, ki se vleče od vasi Jelše proti jugovzhodu po Impolskem potoku. Po vsej verjetnosti se nadaljuje na ozemlje, ki ga letos še nisem kartiral. Tudi to ozemlje je bilo dvignjeno z ozirom na predel jugozahodno od tod in je antiklinalno upognjeno. Jedro antiklinale je zgrajeno tudi tu iz werfenskih skladov. Tektonska zgradba ozemlja ni popolnoma jasna, ker triado diskordantno prekrivajo zgornjekredni sedimenti.

V tretjo enoto spada vse ostalo ozemlje, ki ga v glavnem grade zgornjekredni sedimenti. Ozemlje ni popolnoma enotno zgrajeno, na jugu ga preseka alpsko usmerjen prelom Klenovik—Dolenje Radulje. Tudi na severu je več manjših alpskih in prečnoalpskih prelomov. Po sredini ozemlja poteka od Vozenka preko Hubajnice skoraj v alpski smeri antiklinala. V jedru antiklinale so razkriti ladinski skladi. Če upoštevamo, da je bilo to ozemlje z ozirom na jugovzhodni del pogreznjeno, potem lahko imamo to antiklinalo za nadaljevanje antiklinorija pri Prevoljah. Severno in južno od te antiklinale se razprostirata dve kadunji, kateri zapolnjujejo močno nagubani zgornjekredni sedimenti. Ti sedimenti leže diskordantno na različno starih triadnih skladih, ki so deloma tudi sinklinalno upognjeni. Ob robu zgornjekredne kadunje, ki se razprostira severno od antiklinale Vozenk—Hubajnica, pride v večjem obsegu na dan starejša triadna podlaga. Triadni skladi so nagnjeni proti jugozahodu. Vpadajo torej popolnoma pravilno pod mlajše kredne sklade.

Južni rob kartiranega ozemlja prekrivajo pliocenski in pleistocenski sedimenti, zaradi česar ni mogoče podati jasne slike o tektonski zgradbi tega ozemlja.

ON THE GEOLOGIC RELATION OF VELIKI TRN STRATA

The territory explored by the author as a contribution to the geological map of Slovenia comprises the western part of the Krško Hills that extends between Novo mesto and Krško (Fig. 1).

The oldest strata belong to the Werfen and occur around the village Prevolje, southeast of Velika Hubajnica and in the gorge northwest of

Golni vrh. The oldest Werfenian sediments are represented by brownish and gray micaceous clayey shales, brownish sandy quartz shales with mica, and less frequently brownish sandstones with fossils. Shells of *Pseudomonotis clarai* Emmr. and numerous undetermined shells of *Pseudomonotis* sp. indicate that all these sediments belong to the Lower Werfenian (Seiser) beds. Higher up they are followed by violet and gray clayey and sandy shales with mica. Here and there the beds contain shells of *Myacites fassaensis* Wissman and *Pseudomonotis* sp.

The whole series is overlain by dark gray partly sandy dolomite with mica. This dolomite is referred to the Anisian stage. At Prevolje and southeast of Velika Hubajnica the Seiser beds are overlain by a very dark granulated platy limestone with calcite veins and numerous fossils. The snails of *Holopella gracilior* Schauroth in which the limestone abounds give evidence that the layer belongs to the Lower Campilian.

To the Anisian is referred the series of dull gray, partly stratified dolomite and dolomite marl with intercalations of platy limestone. The thickness of dolomite varies considerably; the thinnest occurring southeast of Velika Hubajnica where it reaches no more than 50 meters. The Anisian dolomite is confined only to the eastern part of the territory.

The dolomite belonging to the Anisian stage is overlain by Ladinian strata in narrow belts in the Dinaric direction while between Drušče and Hubajnica the belts take the Alpine trend.

East of Velika Hubajnica, between Velika Hubajnica and Mala Hubajnica, and west of Otrsek the dolomite is covered by a greenish and violet slaty tuff with intercalations of silicified tuff and hornstone. The silicified tuff is very similar to the so-called "pietra verde" occurring in the Wengenian beds. Not very frequently intercalations of dark platy limestone with hornstone are found in the tuff.

Everywhere else a rather dark, less frequently gray, finegrained or coarsegrained platy limestone with fragments of hornstone is dominant. Here and there intercalations of tuff and shale are inserted. In the shale occurring at the village Drušče and northeast of the village Močvirje ammonites were found.

The series of limestones and tuffs is 150 to 300 ms. thick.

The Ladinian beds are mostly overlain by a compact, unstratified, rarely thick-bedded dolomite. The rock is a light colored and crystalline one passing here and there into dolomitized limestone. It resembles the Cassian dolomite. In the upper horizons it contains intercalations of black hornstone. Equal intercalations of hornstone are also to be found in the Bača dolomite belonging to the Upper Trias: it is therefore probable that the dolomite with hornstone in our territory belongs to the same age.

Around Hentine, at Rukenštajn and north of Laze a massive, partly brecciated limestone with hornstone and a dark platy limestone with intercalations of dark hornstone rests upon the Middle Triassic dolomite. As fossils have not been found the age of the beds is not defined. But since they lie over the Middle Triassic dolomite they are referred to the Karnian stage.

The Jurassic beds are well developed especially along the north-western edge of the explored territory. Here the light colored massive and partly platy limestone represents scanty erosion remains which rest upon the Middle Triassic dolomite. At Orle and Laze the limestone contains thinner intercalations of sedimentary manganese ore. The fossils found in this formation prove that the beds belong to the Lower and Middle Jurassic. At Vozenk numerous corals, spines of sea urchins, belemnites and fragments of large elongated shells resembling *Lithiotis problematica*, were found.

The Jurassic beds are covered by Upper Cretaceous sediments formerly referred to the Triassic and known as the Veliki Trn Strata (Lipold, 1858; Heritsch-Seidl, 1919; Čubrilović, 1934; Germovšek, 1954). They rest unconformably upon rocks of different ages, i. e. upon Jurassic, Middle Triassic and Anisian dolomites and Ladinian beds. On the investigated territory they occur in three larger areas. The first comprises the whole western and south-eastern part of the territory from Mirna in the north to the line Klenovik—Zloganje in the south.

The Upper Cretaceous beds are developed in their lower parts primarily as greenish clayey and marly shales with intercalations of hornstone. Intercalated between these shales there are frequent beds of coarsegrained limestone. Higher up they are followed by greenish gray platy limestone and violet and gray marly shales with intercalations of hornstone. The platy limestone abounds in microfauna: Globotruncanae, Gumbelinae, Miliolidae, Globigerinae, Textulariae, and spines of the Spongiae. Among the Globotruncanae the following species dominate: *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Globotruncana cf. globigerinoides* and *Globotruncana cf. stephani*, all of them represented especially in the Lower Turonian. According to this fact the author ranges the beds with this fauna into the Lower Turonian. The highest strata consist of gray and reddish marly platy limestones, gray coarsegrained limestones, and equally colored marly and clayey shales with sheets of hornstone. At Sv. Tomaž, Segonje and Gabernik thick beds of brecciated limestones with fragments of the Radiolites shells are intercalated. In the gray fine-grained limestone of Klenovik there is a rich fauna of Globotruncanae. The following species have been determined: *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau, *Globotruncana arca* Cushm. and *Globotruncana cf. marginata*. The species of *Globotruncana arca* Cushm. appears in the transition of Turonian into Senonian, thus the gray and reddish platy limestones belong either to the Upper Turonian or to the Lower Senonian.

The second area is an extension of the first one, divided from it by the deep gully of the Radovanjski potok creek, where owing to erosion older sediments had outcropped. In the south the area is bounded by the line Hentinc—Rogačice—Sv. Primož—Gornje Impolje, in the north by the line running from the pass east of Rukenštajn over the point 551 ms. east of Konjsko to the point 537 ms. south of Konjsko. In the west the

area is bounded by the Radovanjski potok creek and in the east by the line Konjsko—Gornje Impolje.

Along the borders of this Cretaceous area greenish gray clayey and marly shales with intercalations of gray grainless and granulated limestones predominate. The beds lie directly on an older basis and belong to the lower part of the Upper Cretaceous. The higher parts of the territory consist of gray and reddish platy limestones and violet marly and clayey shales. The breccias with fragments of Radiolites shells intercalated prove that the beds belong to the Upper Cretaceous, probably to the Turonian or Senonian. In the thin sections examined by the author no Globotruncanæ but only Globigerinæ are to be found. The Globotruncanæ may also be represented although not found — probably because of the insufficient number of the samples examined.

The third area comprises the surroundings of Golni vrh south of Loka and continues eastward to Studenec. Here mainly gray, dark- and greenish-gray clayey and marly shales are found. The strata include intercalations of gray or grayish-brown coarsegrained and partly light-colored finegrained limestone. In the upper horizons of this formation a grayish-brown marly sandstone with mica can be traced.

In the platy grayish-brown marly limestone north of the village G. Orle Globigerinæ and Gumbelinae were found, which prove that the beds belong to the Upper Cretaceous.

As the Cretaceous beds on the surveyed territory are thinner than 200 ms., Triassic and Jurassic outcrops can be observed in all deeper valleys.

The surveyed territory belongs generally to the Dinaric structural type, but partly to the Alpine type. In order to make our structural relations clearer we have divided the whole territory in a number of tectonic units. The first unit is represented by the region in the south-eastern corner of the map. This is, as it were, an anticlinorium with the kernel at the village of Prevolje bounded in the north, west and north-west by faults along which considerable uplifts had taken place.

The second unit comprises the territory in the northeast corner of the map. Here, too, an uplift with respect to the region in the southeast and anticlinal folding had taken place.

The third unit embraces the rest of the territory which is built mainly by Upper Cretaceous sediments. The unit is not uniform for it is crossed by several faults. An anticline running almost in the Alpine direction divides the territory in two parts. North and south of the anticline spread two basins covered by extremely folded Upper Cretaceous sediments.

Conclusion: Geological mapping and connected researches show that a revision of the conception of the "Veliki Trn Strata" (Velikotrnski skladi, Großdorner Schichten) is necessary.

On our territory those strata are represented with platy limestones and shales, belonging to the type of the "Scaglia".

LITERATURA

Čubrilović, V., 1934, Prilog geologiji okoline Krškoga, Vesnik geol. inst. kralj. Jugoslavije 3/3, Beograd.

Devidé, D. N., 1951-1953, Nalazi globotrunkana, Geol. vjesnik 5-7, Zagreb.

Germovšek, C., 1954, Razvoj mezozoika v Sloveniji, Prvi jugoslovanski geol. kongres, Ljubljana.

Heritsch, F., Seidl, F., 1919, Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, Mitt. Erdbeb. Komm., II. Teil, Wien.

Lipold, M. V., 1858, Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain im Jahre 1857, Jb. Geol. R. A., 9, Wien.

Lipold, M. V., 1858, Geologische Manuskriptkarte 1:75.000, Rudolfswert.

Rakovec, I., 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem, Geogr. vest. 18, Ljubljana.

Renz, O., 1936, Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia im Zentralen Apenin. Eclogae Geol. Helvetiae 29, Basel.

Salopek, M., 1927, Geološko proučevanje i kartiranje u Sloveniji, Geogr. vest. 2, Ljubljana.

Tornquist, A., 1917, Geologische Skizze des Ost- und Südrandes des Uskokengebirges.

Sprejel uredniški odbor dne 15. maja 1956.

PALEOGEOGRAFIJA PANONSKEGA OBROBJA V SLOVENIJI

Mario Pleničar in Anton Nosan

S 6 slikami

UVOD

Izraz panonsko obrobje se je pričel v zadnjih letih uporabljati posebno med geologi, ki se ukvarjajo z geologijo nafte v vzhodni Sloveniji. Naše največje doslej najdene naftne zaloge leže v Panonski kotlini na ozemlju nekdanjega Panonskega morja. Po debelini in razprostranjenosti terciarnih sedimentov ločimo panonsko obrobje v ožjem smislu, ki obsega le skrajni vzhodni rob Slovenije in panonsko obrobje v širšem smislu, ki sega daleč v notranjost v obliki ozkih zalivov. Debelina terciarnih sedimentov v širšem obrobju je manjša in se tudi facialno loči od sedimentov v ožjem panonskem obrobju.

K panonskemu obrobju v ožjem smislu štejemo pri nas Pomurje, Slovenske gorice, Dravsko in Ptujsko polje, Haloze, Maceljsko pogorje, Sotelsko in Krško polje. K panonskemu obrobju v širšem smislu pa pripadajo ribniška sinklinala, slovenjegraški zaliv, šoštanjski zaliv, kamniško-motniška sinklinala, laška sinklinala, brestaniško-sevniška kadunja in metliški zaliv.

Podlaga panonskega obrobja

Podlago terciaru panonskega obrobja tvorijo Alpe in Dinarsko gorovje. Meja med obema poteka čez Krško hribovje severno od Krškega polja. Po do sedaj znanih podatkih leže Centralne Alpe pod terciarom Pomurja do ljutomerskega preloma, ki je bil ugotovljen šele nedavno z geofizikalnimi meritvami. Na gravimetrični karti se ta prelom izraža v obliki zgoščenih izoanomal, ki potekajo od Slovenske Bistrice mimo Ptuja, Podvincev, Krapja in Melincev. Ta prelom poteka vzporedno s tako imenovano ljutomersko sinklinalo. Gravimetrične podatke delno potrjujejo tudi seizmične meritve. Ugotovljena je bila precej izrazita stopnja. Prelom se nadaljuje proti jugozahodu, kjer zadene na vitanjski prelom. O vitanjskem prelomu vemo, da loči Centralne Alpe od Karavank, ki pripadajo že Južnim apneniškim Alpam. Da gre tukaj res za dve različni podlagi terciara potrjujejo tudi vrtnine pri Filovcih, Murski Soboti in pri Hrastju-Moti na severni strani preloma ter v Medjimurju na južni strani preloma, ki so dosegle temeljno gorovje. V vrtninah severno od ljutomerske prelomnice so zadeli vedno na metamorfne kamenine, medtem

ko so v obeh medjimurskih vrtinah (Selnica-1 in Medjimurje-1) pod terciarom triadni sedimenti. Po teh podatkih sklepamo, da se raztezajo južno od ljutomerske prelomnice pod terciarom panonskega obrobja Južne apneniške Alpe. Od Južnoapneniških Alp segajo pod terciar panonskega obrobja Karavanke in Posavske gube. Ostala podlaga terciara pripada Dinarskemu gorstvu.

Metamorfne kamenine Centralnih Alp pod pomurskim terciarom so v glavnem amfibolit, gnajs in biotitni blestnik, ki so močno kloritizirani in kaolinizirani. V severozahodnem delu Prekmurja pa prihaja na površino filit, ki vsebuje vložke kvarcita, grafitnega skrilavca in marmora. Te metamorfne kamenine so verjetno nastale iz paleozojskih skrilavcev. Podobne kamenine najdemo na Kobanskem in na Pohorju. Iz tega tudi sklepamo, da segajo Centralne Alpe pod terciar Prekmurja.

Za primerjavo podlage terciara južno od ljutomerske prelomnice s kameninami Južnoapneniških Alp na površini imamo zelo malo podatkov. Do podlage sta bili izvrtani samo dve vrtini. V vrtini Medjimurje-1 je bil v globini 2840—2890,70 m kristaliziran apnenec z žilicami kalcita. Po mnenju ing. Bobule (1955) pripada ta apnenec mezozoiku. V vrtini Selnica-1 se pričinja podlaga približno v globini 2600 m. V podlago so vrtali do globine 2814 m in sestoji iz temnega glinastega laporja, rdečkastovijoličnega glinastega skrilavca in laporja, iz temnosivega kremenovega peščenjaka ter kremenovega konglomerata. Ti sedimenti pripadajo verjetno ladinski stopnji srednje triade.

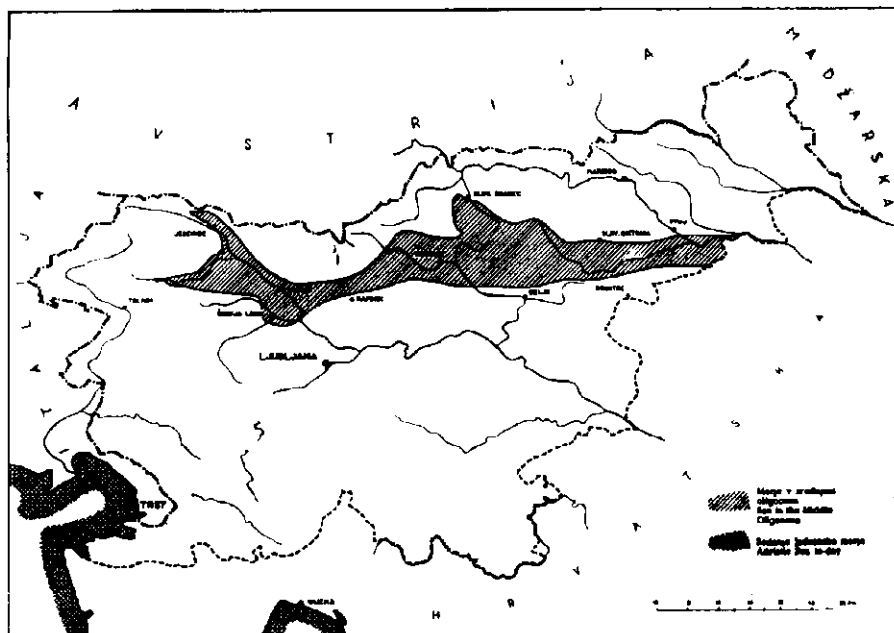
Več podatkov o podlagi terciara nimamo; v podaljšku Posavskih gub moremo pričakovati predvsem triadne sedimente, na območju Dinarskega gorovja pa imamo poleg triade še juro in kreda v razvoju scaglie.

Razvoj terciara

Oligocen. Najstarejši terciarni sedimenti so po dosedanjih naziranjih srednjeoligocenski gornjegrajski skladi, ki so v glavnem obrežne tvorbe. O tem pričajo zlasti konglomerati, ki nastopajo v obliki leč v temnosivem laporju in plasti peščenjakov z zelo bogato obalno favno (korale, litotamnije, polži z debelimi lupinami, školjke). Ohranjeni so v obliki fragmentov v širšem panonskem obrobju in v celjsko-ljubljanskem zalivu, ki je segal preko Gornjega grada mimo Kamnika do Polšice nedaleč od Podnarta do Mežaklje in Bohinja (1. sl.). Južno od tod gornjegrajskih skladov doslej nismo našli. Pričakujemo jih lahko v globinah pod mlajšim terciarom Haloz in Ptujkega polja.

Bolj so razširjeni zgornjeoligocenski skladi, ki so zastopani v morskem (2. sl.), brakičnem in sladkovodnem razvoju. K njim štejemo soteške sklade, ki vsebujejo premog in so pretežno brakični in sladkovodni. Premog in njegova neposredna talnina ter krovina so sladkovodni. Ostali del krovine oziroma talnina pa je ponekod brakičen oziroma morski. V laškem zalivu prehaja morska krovina v sivkasto zeleno laporno glino s školjkastim lomom. Imenujemo jo sivico in vsebuje precej favne (Munda, 1953, str. 37). Papp je nedavno ugotovil (Papp, 1954, str. 168), da spada sivica v oligocen in ne v miocen. Morskemu razvoju

oligocena v notranjosti Slovenije ustrezajo v ožjem panonskem obrobju pešeni laporji, tufi in tufski peščenjaki. Ta horizont je bil ugotovljen pri Rogaški Slatini in ob južnem robu Haloz na vznožju Ravne gore. Premogovne plasti imamo v vzhodnih podaljških laškega zaliva (Laško, Babna gora, Sv. Križ pri Rogaški Slatini) kakor tudi v slovenjegraškem zalivu severno od Boča (Makole).



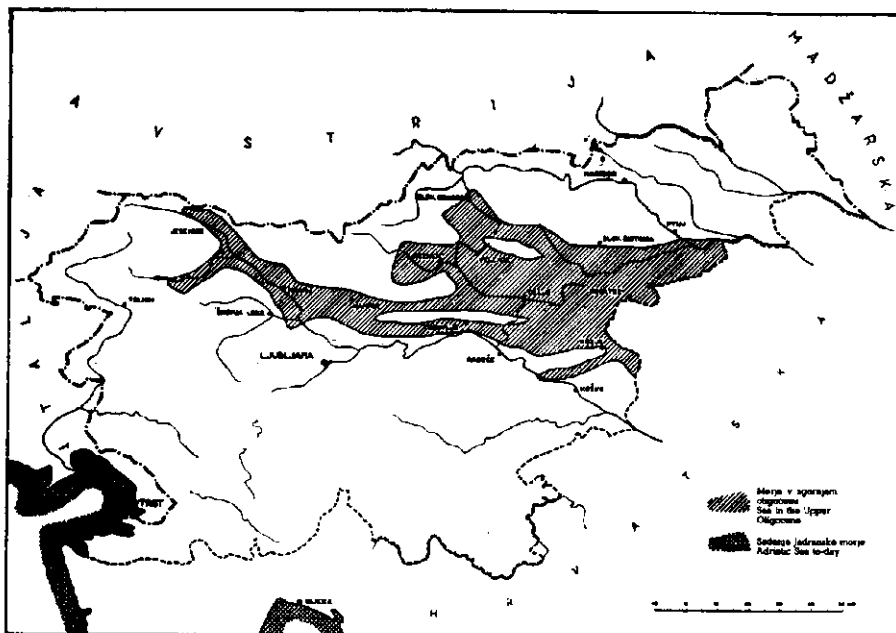
1. sl. Kopno in morje v srednjem oligocenu
Fig. 1. Land and Sea in the Middle Oligocene

Miocen

Spodnji in srednji miocen. Miocen zavzema mnogo večje površine kakor oligocen. Starejši avtorji omenjajo burdigalske in helvetske sedimente tako v ožjem kot v širšem panonskem obrobju. Novejše raziskave (geološko kartiranje in globinsko vrtnanje) v ožjem obrobju so pokazale, da je burdigala in helveta verjetno zelo malo. Spodnji in srednji miocen domnevamo doslej v osrednjih Halozah. Raziskave glede tega še niso končane.

Temni, skoraj črni, kompaktni kremenovi peščenjaki z apnenim vezivom in pešeni laporji s sledovi nafte v Halozah pripadajo verjetno v spodnji miocen (3. sl.). Vsebujejo zelo malo makro- in mikrofavne. Makrofavno zastopajo le školjke iz rodu *Pecten*, od mikrofavne so navzoči poleg redkih drugih še primerki rodu *Bathysiphon* in *Robulus*.

Spodnji torton je razvit v Pomurju in Slovenskih goricah. Pri Ormožu ob železniškem useku in v koritu Drave se kaže spodnji torton pod pleistocenskim nanosom. Razvit je v obliki badenske sivice. Ekvivalent badenske sivice z lagenidno favno je bil ugotovljen v vrtini Kog-3. Po mikrofavni sodeč so to tipični globokomorski sedimenti. Med Bočem in Bohorjem imamo v spodnjem tortonu tufske peščenjake in peščene laporje.



2. sl. Kopno in morje v zgornjem oligocenu
Fig. 2. Land and Sea in the Upper Oligocene

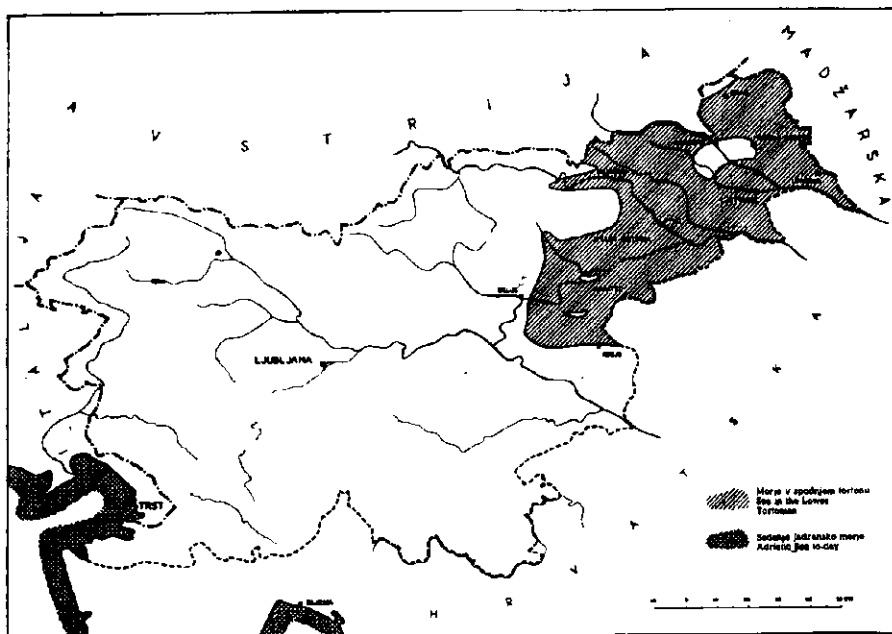
V severozahodnem delu Slov. goric je v spodnjertortonških plasteh mnogo vložkov litotamnijskih peščenjakov in apnencev, kar dokazuje, da je bila od časa do časa blizu obala.

V ribniški sinklinali, v slovenjgraškem in celjskem zalivu, v brestaniško-sevniški sinklinali in na Krškem polju omenjajo starejši avtorji (Teller, Dreger, Munda, Stache, Lipold) spodnji miocen. Usedline v severnih zalivih so sladkovodne in morske, v južnih pa morske. Omenjajo sivico, plasti lignita, laporje, peščenjake, konglomerate pa tudi gline, dacitne tufe, tufite in peske. Vseh teh predelov v novjšem času nismo raziskali. Vendar bi po petrografskem opisu sklepali, da gre delno za oligocenske, delno pa morda za spodnje miocenske sedimente. Na Krškem polju smo ugotovili, da se začenja miocen šele z zgornjim tortonom.

V laškem zalivu, kjer je podrobno obdelal terciar Bittner, naj bi bil zastopan miocen od burdigala do sarmata. Papp (1954) in Ku-

ščer (1955) sta na podlagi mikrofavne dokazala, da spada sivica v oligocen, medtem ko jo je Bittner uvrstil v burdigal. Podobno je uvrstil Papp (1955) sivico v kamniško-motniški sinklinali v oligocen, in sicer v kat.

Srednji torton. V Pomurju, Slov. goricah in Halozah je razvit srednji torton v obliki mehkejših in svetleje obarvanih peščenih laporjev z vložki peščenjaka. Ponekod vsebujejo peščenjaki zrna glavkonita in prehajajo



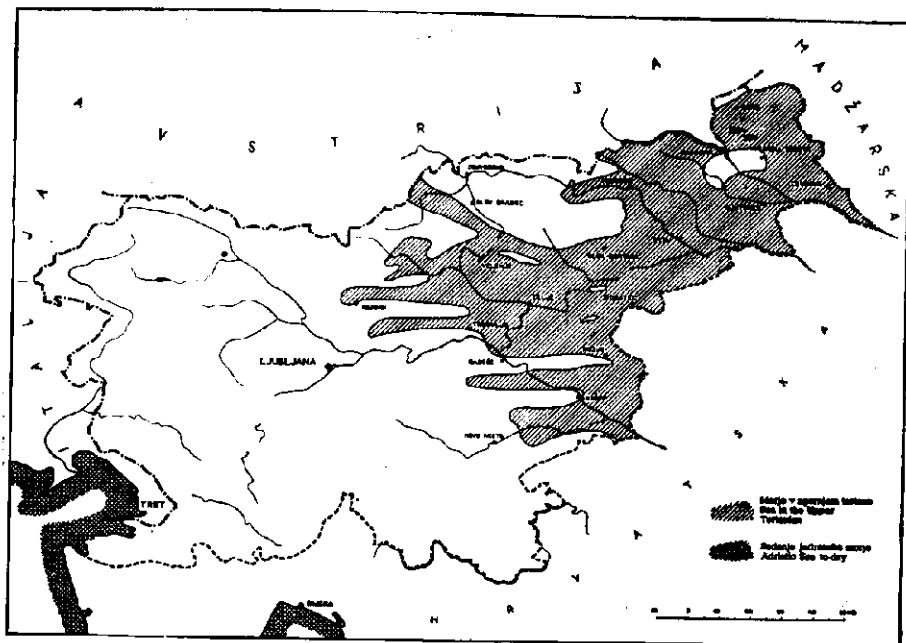
3 sl. Kopno in morje v spodnjem tortonu
Fig. 3. Land and Sea in the Lower Tortonian

lokalno celo v konglomerat. Redko najdemo v tem delu Slovenije v srednjem tortonu čeri litotamnijskega apnenca (Borl v Halozah, Hum pri Ormožu, Kog, Cmurek). Srednji torton je razvit v Halozah in Slov. goricah v globokomorskem in plitvomorskem faciesu, v ormoško-selniški antiklinali pretežno v plitvomorskem, na Goričkem v Prekmurju pa izključno v globokomorskem razvoju. Na Goričkem je torton močno erodiran, zato navidezno manjkajo nekateri horizonti.

Med Bohorjem in Bočem je srednji torton razvit lapornato s čermi in večjimi kompleksi litotamnijskega apnenca ter apnenega peščenjaka. Proti zahodu imamo v laškem zalivu srednji torton razvit v obliki tako imenovanega govškega peščenjaka z vložki glinastih plasti, ki ga zamenjujeja včasih konglomerat in litotamnijski apnenec (po Bittnerju spodnji litotamnijski apnenec). Tak razvoj srednjega tortonima imamo od Rudnice do vključno Tuniškega gričevja pri Kamniku. Podoben je razvoj

srednjega tortona tudi v brestaniški premogovni kadunji. Tudi tam nastopata govški peščenjak in laški lapor.

Zgornji torton. Zgornji torton je bil doslej najden v ormoško-selniški antiklinali (Kog) in v Halozah v majhni krpi pri Hrastovcu južno od Zavrča. Petrografsko je enako razvit kot srednji torton. Nadalje je z mikrofavno dokazan zgornji torton pri Šentjanžu, Šentrupertu, Krmelju in na Krškem polju. V omenjenih krajih je razvit v obliki rumenkastega



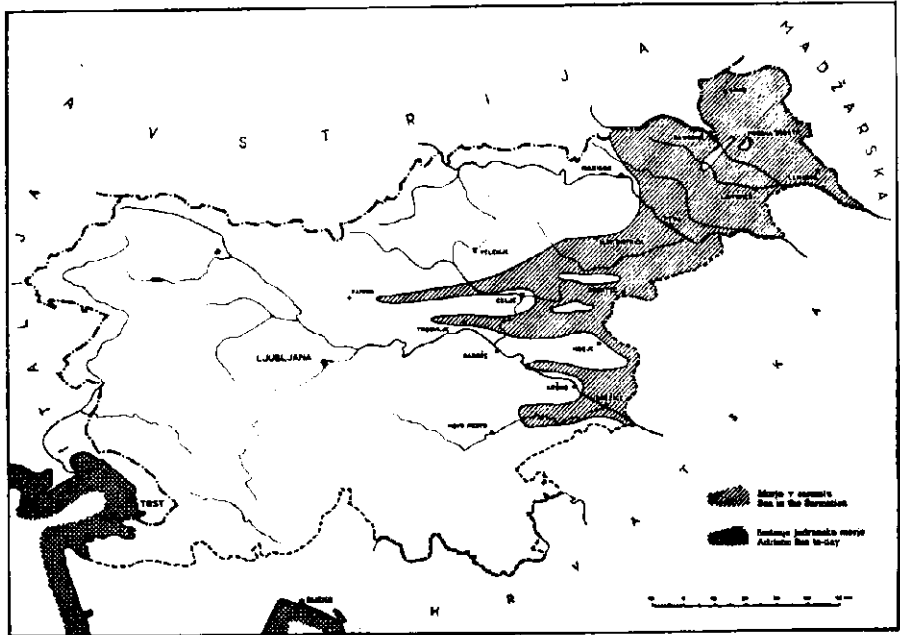
4. sl. Kopno in morje v zgornjem tortonu
Fig. 4. Land and Sea in the Upper Tortonian

peščenega laporja, dalje apnenega peščenjaka in v obliki čeri litotamnij-skega apnenca. Južno in jugovzhodno od Šmarjete se pojavljajo pri Šentjanžu ter pri Beli cerkvi bazalne tvorbe. Sestoje iz apnenih kongrecij, apnenega konglomerata in apnenega peska.

Zgornji torton je v severovzhodni Sloveniji ohranjen le v krpah, ki so erozijski ostanki nekoč strnjenih zgornjetortonskih plasti (4. sl.). Na podobne razmere moremo sklepati med Bočem in Bohorjem; tam je taka krpa pri Babni gori, kjer nastopa zgornjetortonska mikrofavna. Proti zahodu, v terciaru laškega zaliva in severno od njega doslej ni bil zgornji torton posebej dokazan. Po analogiji z vzhodnimi predeli bi mogel pripadati zgornji del laškega laporja in deloma litotamnij-ski apnenec zgornjemu tertonu.

Sarmat. Tortonu sledi sarmat v brakičnem razvoju. Verjetno je bil razvit na celotnem območju graškega zaliva spodnji, srednji in zgornji

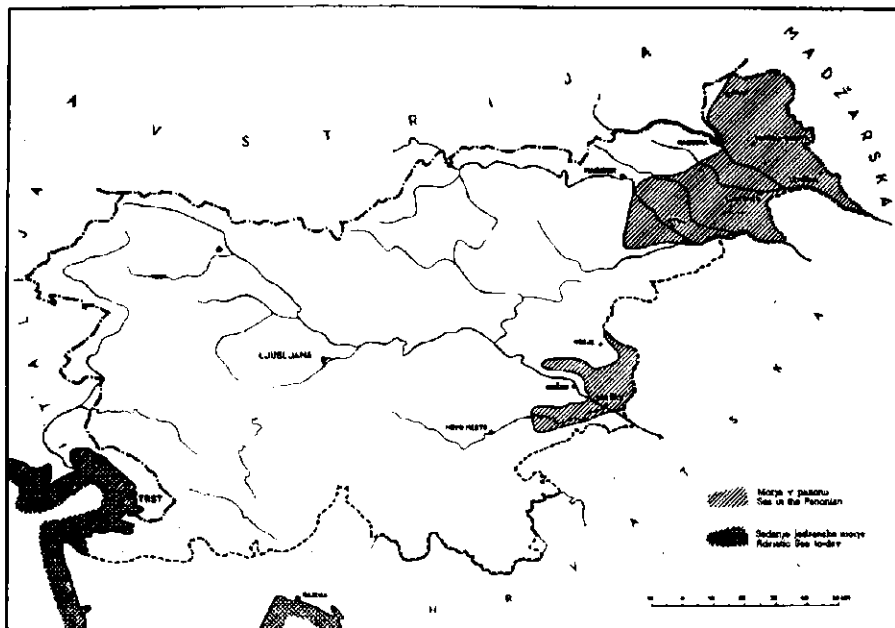
sarmat, vendar se je zaradi močne denudacije ohranil le lokalno. V Prekmurju je razvit spodnji in srednji sarmat v obliki kremenovega konglomerata, ki ga ponekod zamenjujejo kremenov prod, kremenov pesek, peščeni lapor, peščena glina, ponekod premogasta glina in peščenjak. V njih so bile najdene foraminifere: *Nonion granosum* d'Orb., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium* aff. *crispum* L., *Elphidium* sp. in ostrakodi. V istem horizontu so bile najdene školjke iz rodu *Cardium*, o katerih



5. sl. Kopno in morje v sarmatu
Fig. 5. Land and Sea in the Sarmatian

domnevamo, da pripadajo srednjemu ali celo spodnjemu sarmatu. V ormoško-selniški antiklinali je spodnji sarmat razvit v obliki ervilijskih glin, podobno kot vzhodno na Hrvaškem. Od foraminifer nastopa tukaj vrsta *Cibicides lobatulus* W. in J., ki je na Goriškem ni. V zahodnem delu Slo. goric je v spodnjem in srednjem sarmatu več mikrofavne. Nadalje je razvit spodnji sarmat še v Halozah, med Bočem in Bohorjem, v laškem in kamniško-motniškem zalivu, v brestaniško-sevniškem zalivu in na Krškem polju. V laškem zalivu so sarmatske usedline v splošnem zastopane s konglomerati in kompaktnimi apnenimi peščenjaki. Manj je lapornatih in glinastih plasti, ki jih opazujemo v glavnem v spodnjem delu. Vsebujejo precej favne, med katero je našel Hamrla (1954, str. 118) na več mestih *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Cerithium pictum* Bast., *Ervilia* cf. *podolica* Eichw. Zahodno od Hrastnika je sarmat razvit bolj peščeno. Prevladujejo peščenjaki, peski in v njihovi krovniini gline. Na obrobju

Krškega polja prihaja sarmat na dan v obliki ozkih prekinjenih prog vzdolž tortonskih sedimentov. Po fosilni makrofavni je to spodnji sarmat. Sestoji iz peskov, glin in peščenih laporjev. V peskih z vmesnimi plastmi gline nastopa pri Ardru (Raka) naslednja favna: *Cerithium rubiginosum rubiginosum* (Eichwald), *Dorsanum duplicatum* Sow., var. *minor*, *Acteocina laionkaireana laionkaireana* Bast., *Limnocardium* sp., *Ervilia* sp. *Ocenebrina subvalvata striata* Eichw., *Gibbula angulata spirocarinata*



6. sl. Kopno in morje v panonu
Fig. 6. Land and Sea in the Panonian

Papp. Krpe sarmata so bile najdene pri Beli cerkvi, med Gorenjo gomilo in Rudno vasjo ter med Brezjem in Senušo pri Raki. Na južnem robu je doslej ugotovljena večja krpa samo med Slivjem in Selom severovzhodno od Kostanjevice (5. sl.).

Zgornjesarmatske sedimente sestavljajo v severovzhodni Sloveniji peščen lapor, peščena glina, kremenov pesek, apnenec in precej rahlo sprjet apneni peščenjak. Mikro- in makrofavna sta zelo obilni. Med mikrofavno nastopajo poleg vrst, ki smo jih omenili pri spodnjem in srednjem sarmatu, še *Elphidium* cf. *antoninum* d'Orb., *Rotalia beccarii* L., *Elphidium obtusum* d'Orb., *Elphidium* cf. *flexuosum* (d'Orb.) var. *reussi* Marks in druge. Med makrofavno nastopajo vrste iz rodov *Ervilia*, *Cardium*, *Tapes*, *Acteocina* in *Valvata*. V ormoško-selniški antiklinali zgornjega sarmata nismo odkrili, verjetno ga v Halozah tudi ni, pač pa je v zahodnem in srednjem delu Slovenskih gorc razvit sarmat podobno kot v Prekmurju.

V Halozah zgornji sarmat verjetno ni razvit, prav tako ni bil najden v ostalih terciarnih zalivih, razen pri Metliki. Tukaj imamo v zgornjem sarmatu gline, laporaste gline in laporje. Laporasta glina vsebuje naslednjo makro- in mikrofavno: *Acteocina laionkaireana laionkaireana* Bast., *Limnocardium* sp., *Elphidium* aff. *crispum* L., *Nonion granosum* d'Orb., *Quinqueloculina* sp. in ostrakode.

Panon. Panonski sedimenti so omejeni le na ožje panonsko obrobje. Najdemo jih v Pomurju, brestaniško-sevniškem zalivu in na Krškem polju (6. sl.). V Pomurju so razviti v obliki ostrakodnih laporjev, ki so verjetno ekvivalent provalencienezijskih plasti na Hrvaškem, dalje iz plasti abichi, ki ustrezajo kongerijskim plastem v Dunajski kotlini in iz plasti, ki ustrezajo v notranjosti Panonske kotline horizontu rhomboidea. Petrografsko so vsi ti sedimenti enako razviti. Med debelimi plastmi sivega laporja, ki je ponekod nekoliko bolj peščen, so vložki svetlosivega, skoraj belega, poroznega kremenovega peščenjaka, ki je ponekod izredno slabo vezan. Peščenjaki vsebujejo nafto in plin. Vsi so razviti brakično, razen zgornjega dela plasti rhomboidea, ki so sladkovodne. Med favno prevladujejo školjke, in sicer so v ostrakodnih laporjih poleg številnih ostrakodov še školjke: *Congeria zagrabiensis* Reuss., *Congeria digitifera* Andrus in *Limnocardium otiophorum* Brus. Od polžev nastopajo redko *Provalenciennesia arthaberi* Kr.-Gor., *Velutinopsis* sp., *Planorbis* sp. in *Limnaeus* sp. V zahodnem delu Goriškega smo našli v laporjih tik nad sarmatom školjko *Congeria part-schi* Brus., kar kaže, da imamo tam najnižji del panona.

V plasteh abichi se dobi v vzhodnem delu ormoško-selniške antiklinale in pri Petišovcih *Paradacna abichi* Hoern., ki je proti zahodu ni. Poleg te najdemo še *Congeria zagrabiensis* Brus., *Limnocardium otiophorum* Brus., *Limnocardium asperocostatum* Brus., *Dreissensia* sp., od polžev nastopa *Valenciennesia reussi* Neum.

Na Kogu imamo posebno favno, ki se nekoliko loči od favne vzhodno od tod. V najnižjem delu panona dobimo tudi laporje, v katerih sta bila najdena *Cardium* cf. *cekuši* Kr. Gor. in *Cardium* sp. Po prvem fosilu sklepamo, da je panon na Kogu ekvivalent Gorjanovičevih belih laporjev. Nad tem horizontom leže šele ostrakodni laporji s školjko *Limnocardium trifkoviči* Brus. Ti laporji bi bili nekako ekvivalent provalencienezijskih plasti. Nad njimi sledijo prehodne plasti med horizontom abichi in rhomboidea. To so laporji s favno: *Limnocardium* cf. *otiophorum* Brus., *Dreissensia* cf. *auricularis* Fuchs., *Paradacna* ex gr. *okrugiči* Brus., *Planorbis pachychilus* Brus., *Planorbis homalosomus* Brus., *Pisidium* sp.

Nato sledijo na celotnem Prekmurju in Medjimurju plasti rhomboidea, ki so v vzhodnem delu razvite v obliki laporjev in peščenjakov ter prehajajo navzgor v sladkovodne peščeno-prodnate plasti. Vsebujejo školjke: *Congeria turgida* Brus., *Dreissensiomys croatica* Brus., *Limnocardium baraci* Brus., *Paradacna* cf. *okrugiči* Brus., zelo številna pa je zlasti na Kogu *Congeria brandenburgi* Brus.

Više sledijo le sladkovodne plasti, ki bi bile verjetno ekvivalentne s horizontom *Unio wetzleri*. V njih so v Pomurju številni sloji lignita in vsebujejo naslednjo favno: *Unio* sp., *Helix doderleini* Brus., *Helix pilari* Brus. in *Planorbis* ex gr. *cornu*.

V brestaniško-sevniškem zalivu in severovzhodnem obrobju Krškega polja nastopajo pretežno sedimenti z manjšimi vložki peščenega laporja. Pod tem peskom leži lapornata serija, ki je severno od Brežic med Sromljami in Bizeljskim zelo slabo razvita, bolj proti zahodu, približno do Rake, pa se odebeli. Kako je s tem bazalnim lapornim horizontom v brestaniško-sevniškem zalivu še ne vemo, ker je premalo raziskan. V bazalnem horizontu smo našli na obrobju Krškega polja med Rako in Senušo naslednjo favno: *Melanopsis fossilis fossilis* Martini-Gmelin., *Melanopsis bouei* aff. Fer., *Melanopsis bouei sturi* Fuchs., *Melanopsis impressa posterior* Papp., *Melanopsis impressa pseudonarzolina* n. ssp. Papp., *Melanopsis rugosa* Hant. in odlomke kongerij ter limnokardijev. Ta favna kaže, da pripadajo laporji spodnjemu delu srednjega panona. V goricah med Krškim in Sotlo smo našli severno od Brežic v bazalnih laporjih školjko *Congeria partschi* Brus., ki priča, da pripadajo v vzhodnem delu ti laporji vsaj spodnjemu delu srednjega panona. V razpravi (P l e n i č a r-R a m o v š, 1954, str. 245) so bile te plasti napačno prištete k plastem rhomboidea.

V peskih in laporjih nad bazalnimi laporji smo našli severno od Brežic zelo številno makrofavno, ki kaže na plasti rhomboidea ali vsaj na ekvivalent teh plasti. V njih smo našli zelo številne primerke *Congeria brandenburgi* Brus., *Congeria zagrebiensis* Brus., *Congeria auricularis* Fuchs., *Congeria croatica* Brus., *Congeria balatonica* Partsch., *Congeria scarpei* Brus., *Congeria unguis caprae* Münt., *Congeria rhomboidea alata* Brus., *Dreissensia auricularis* Fuchs., *Limnocardium otiothorum* Brus., *Limnocardium rogenhofferi* Brus., *Limnocardium steindacheri* Brus., *Limnocardium auingeri* Brus., *Limnocardium* cf. *secans* Fuchs., *Limnocardium croaticum* Brus., *L. dumičiči* Gor. Kr., *L. inflatum* Gor. Kr., *Valenciennius reussi* Neum., *Limnaea kobelti* Brus. in druge.

Vse te starejše pliocenske plasti pokrivajo na celotnem panonskem obrobju dakijski in postdakijski prodi. V severnovzhodni Sloveniji so prodniki pretežno kremenovi, v jugovzhodni Sloveniji pa imamo med prodniki poleg kremenca še keratofir, kremenov konglomerat, tuf in rožence.

Tektonika in paleogeografija

Na prehodu med kredo in terciarom so se pričeli tektonski premiki, ki so bistveno vplivali na odložitev terciara v Sloveniji. Takrat je vladala splošna regresija morja in so se dvignile iz morja današnje Alpe. V najstarejšem terciaru je bila vzhodna in centralna Slovenija še kopno in izpostavljena denudaciji. Odnese so bile v precejšnji meri kredne, jurske in triadne plasti. V tem času je nastala razvodnica med Sredozemskim in Panonskim morjem, ki je potekala v črti Snežnik—prednožje Julijskih Alp—Jalovec—Centralne Alpe. Proti vzhodu se je ozemlje polagoma spuščalo. Ob koncu eocena se je začelo močno gubanje (pirenejska faza). Tedaj je nastala osnova današnje Ljubljanske kotline in je prišlo do ločitve Julijskih ter Savinjskih Alp. Verjetno se je takrat udrla Celjska in Slovenjegraška kotlina. Ob splošnem grezanju ozemlja je sledila transgresija morja, v katerem so se odložili gornjegrajski skladi. Morje je prodrlo zelo daleč v notranjost Slovenije. Preko Ljubljanske kotline je segalo mimo

Polšice in Podnarta do Jesenic in Bohinja (1. sl.). V splošnem so se odložili plitvomorski sedimenti. Po krajih, kjer so še ohranjeni gornjegrajski skladi, sklepamo, da je potekal zaliv preko prednožja današnjih Savinjskih Alp v Ljubljansko kotlino. Od vzhoda pa je segalo morje do Savinjskih Alp severno od Boča in Ravne gore nekako čez južni rob Ptujskega polja. Verjetno je čez današnje Haloze segalo morje v notranjost v ozkem zalivu. Po odložitvi gornjegrajskih skladov je sledila regresija morja in dlje časa trajajoča doba erozije. V tej dobi so nastala jezera in močvirja, v katerih je ob ugodnih klimatskih pogojih uspevala bujna močvirska vegetacija, ki je dala podlago za nastanek premoga. Ker je ponekod talnina premoga morska oziroma brakična, drugod pa sladkovodna, sklepamo, da je morje prekrivalo pred regresijo le tiste dele, kjer imamo morsko in brakično talnino. Potemtakem ni bilo morja v starejšem oligocenu v obeh zalivih Posavskih gub.

Sledila je morska transgresija. Sedimenti tega morja tvorijo zgornji del krovnine premoga v obeh sinklinalah Posavskih gub, nadalje spadajo v to dobo mlajši morski oligocenski sedimenti v Ljubljanski kotlini ter pri Bohinju (sivica). V tej dobi je segal zaliv med Karavankami in Pohorjem do Slovenjega Gradca (2. sl.).

V brestaniški premogovni kadunji imamo v talnini premoga brakične in morske plasti. Ker nimamo južno od črte Menina—Boč nobenih ostankov gornjegrajskih skladov, sklepamo, da bi lahko bila morska talnina v brestaniški kadunji časovno ekvivalentna morski krovlini soteških skladov v laški sinklinali in morskemu oligocenu v ožjem panonskem obrobju (Haloze, Rogaška Slatina).

V terciarni dobi je bilo celotno slovensko ozemlje podvrženo številnim gubanjem in je bilo ob prelomih razkosano. To nam poleg številnih transgresij in regresij dokazujejo tudi vulkanski izbruhi. Morda so se pričeli vulkanski izbruhi že v srednjem oligocenu, vendar imamo o tem še premalo dokazov. Prve zanesljive dokaze imamo iz zgornjega oligocena. Andezitne tufe smo našli vključene med gornjeoligocenskimi morskimi sedimenti ob južnem robu Haloz. Andezitni tufi, pomešani s tufskimi peščenjaki in brečami, so dokazani tudi v Rogaški Slatini in njeni okolici. Ob času raziskovalnih del za ponovno zajetje mineralnih vrelcev je vrtna št. 17 potekala 60 m v tufu, vendar še ni dosegla njegove podlage. Med tufskimi sedimenti smo ugotovili leče litotamnjskega apnenca, kar priča, da so bili tufi odloženi v plitvem obrežnem morju. Ostanke vulkanskega stekla na severnem pobočju Ravne gore in obsežen kompleks lavinih tufov na Plešivcu jugovzhodno od Boča dokazujejo, da so bili vulkanski izbruhi v neposredni bližini teh nahajališč. Ker leže vsa nahajališča tufov, tufitov in ostalih vulkanskih kamenin vzdolž donačke prelomnice, sklepamo, da so bili izbruhi ob tej prelomnici. Ostanke andezitnega tufa iz te dobe najdemo tudi precej daleč od vulkanskih centrov, in sicer pri Trličnem in Vidini na Hrvaškem, kar priča, da so bili ti izbruhi precej močni. Domnevati moremo, da spadajo vsaj začetki erupcijske epohe Smrekovca tudi še v oligocen.

V oligocenu je bila v naših krajih tropska klima, kar dokazujejo fosilni ostanki vegetacije: *Sequoia langsdorfi* Brot., *Pinus palaeostrobi* Ett.,

Taxodium distichum Rich., *Glyptostrobus europaeus* Heu., *Sabal haeringiana* Ett.

V močvirskih gozdovih sta živelata poleg drugih nosorog *Meninatherium telleri* Abel in *Anthracotherium magnum* Cuv., daljni sorodnik današnjega vepra.

Pogoji za nastanek nafte so bili pri nas v oligocenu omejeni le na vzhodno Slovenijo. V ozkih zalivih ni živelata planktonska favna in flora v toliki meri, kot na odprtem morju na območju današnje Panonske nižine. Oligocenski sedimenti so bili v dolgi kopni dobi do tortona podvrženi eroziji, ki jih je v veliki meri odstranila. Ob koncu oligocena je bilo namreč slovensko ozemlje ponovno podvrženo orogenetskim procesom (savska faza). Prišlo je predvsem do dviganja ozemlja in s tem v zvezi do morske regresije. Po novejših raziskovanjih je bila doba erozije precej daljša, kot so prej domnevali. V tej dobi so se verjetno še nadaljevali vulkanski izbruhi. Spodnje miocenski sedimenti so doslej še slabo preiskani, zato jih tukaj ne bomo podrobneje obravnavali.

Kakor je savska faza povzročila umik morja, tako je starejše štajersko gubanje povzročilo na meji med helvetom in tortonom ponoven vdor morja od vzhodne strani. Obala spodnjegotortonskega morja je potekala ob vznožju Kozjaka, Pohorja in vzhodnega prednožja Savinjskih Alp, nato pa vzhodno od Celja do Bohorja, ki je predstavljal južno obalo. Kot otoki so gledali iz morja Boč, Rudnica in v Prekmurju (na Goričkem) osnovno gorstvo (3. sl.).

Ker je spodnji torton odložen navadno neposredno na oligocenu, najdemo ponekod v bazalnih plasteh še tufske peščenjake. Spodnji torton je omejen bolj na ožje panonsko obrobje. Njegova debelina je precejšnja (čez 1000 m). Bogata planktonska favna je nudila ugoden osnovni material za nastanek nafte. Tudi ostali pogoji za nastanek nafte so bili ugodni. V širokih in srednjeglobokih morskih zalivih so nastajali izmenoma lapornati in peščeni sedimenti.

Mlajše štajersko gubanje, ki je bilo med spodnjim in srednjim tortonom, je povzročilo gubanje spodnjega tortona in obenem intenzivnejše grezanje. Morje je prodrlo globoko v notranjost Slovenije. Obala se je pomaknila bolj proti zahodu. Med Kozjakom in Pohorjem je segal morski zaliv morda celo v Celovško kotlino, nadalje po kamniško-motniški sinklinali v Ljubljansko kotlino, v laški sinklinali do Moravč, v brestaniško-sevniškem zalivu pa zahodno od Senovega. Obala je bila zelo razčlenjena. Morje je segalo v ozkih dolgih zalivih proti zahodu. V vzhodni Sloveniji je bila globina morja zelo različna. Na Goričkem je bilo ves čas srednjega tortona globoko morje, medtem ko je bilo globoko in plitvo morje na območju Slovenskih goric, Haloz in med Bočem ter Bohorjem. Na obalno morje kažejo otoki litotamnijskega apnenca, favna in petrografski sestav sedimentov (peščenjak, konglomerat, litotamnijski apnenec). Nepravilno razmetane krpe litotamnijskega apnenca v ožjem panonskem obrobju kažejo na variiranje morske globine v srednjem tortonu. V takih sedimentih so bili pogoji za nastajanje nafte manj ugodni kot v spodnjegotortonskih. Apneni peščenjaki in peščeni laporji pa so bili lahko ugoden kolektor za nafto pri poznejši migraciji.

V zgornjem tortonu se je z udorom Krške kotline razširilo morje do Šmarjete, v brestaniško-sevniškem zalivu pa je prodrlo do Sentjanža in Šentruperta. Severno od tod je obala ostala ista kot v srednjem tortonu (4. sl.). Globinske razmere morja so bile v glavnem enake kot v srednjem tortonu. Proti koncu zgornjega tortona se med favno kažejo oblike, ki žive v brakični in slani vodi in jih najdemo še v sarmatu.

Klima je postala v miocenu hladnejša. To sklepamo po flori in favni. Namesto prejšnjega tropskega podnebja je zavladalo subtropsko podnebje. Med floro naj omenimo močvirske ciprese in sekvoje kot v oligocenu, dalje borovce, lovorje, vedno zeleni hrast, oreh, kostanj, figovec, brezo, jelšo in še mnoga druga drevesa. Na kopnem so živeli predniki današnjega slona (*Mastodon angustidens* Cuv., *Mastodon tapiroides* Cuv., *Dinotherium* sp.). V močvirskih gozdovih so živeli med drugim nosorogi (*Aceratherium* sp.), tapirji (*Tapirus telleri* Hoffmann), predniki konja (*Anchitherium aurelianense* Cuv.) in jeleni.

V sarmatski dobi je postalo morje celinsko, ker je bila pretrgana zveza med Panonskim in Sredozemskim morjem. Ker je sarmat v Sloveniji še slabo raziskan, so paleogeografske razmere v tej dobi manj jasne. Vemo, da je imelo sarmatsko morje približno enak obseg kot v zgornjem tortonu, pozneje pa je vedno bolj napredovala regresija, dokler se morje ni popolnoma umaknilo. V sarmatu je bilo morje plitvo, o čemer pričajo peščeni, prodnati in glinasti sedimenti. Obala je potekala po severozahodnem delu Slovenskih goric, zahodno od Cmureka, od Jarenine na Duplek, dalje ob Pohorju do Slovenske Bistrice, Žič, Boča in Ravne gore. Severno od vzhodnih podaljškov Karavank je bil torej krajši zaliv, ki ni segal daleč v notranjost. Južno od podaljškov Karavank in v področju Dinarskega gorovja pa je segalo sarmatsko morje na zahod v več zalivih. V kamniško-motniškem zalivu je segalo morje do Tuniškega gričevja, v laškem zalivu do Kandrš, v sevniško-brestaniškem zalivu še zahodno od Sevnice, v Krškem zalivu do Bele cerkve in v Belo krajino do Metlike (5. sl.). Odložitvi sarmata je sledila doba intenzivne erozije, zato se nam je ohranil sarmat le v obliki manjših krp. Proti koncu sarmatske dobe se je Panonsko morje umaknilo s slovenskega ozemlja. Ker so ga zasipale reke in ker je izgubilo zvezo s Pontskim morjem, je ostalo celinsko morje, ki se je tudi polagoma osuševalo.

Umiku sarmatskega morja je sledila doba erozije, ki jo je prekinil ponoven vdor Panonskega morja. Vzrok temu so bili tektonski premiki (atiško gubanje). Pri tem je dobilo Panonsko morje zvezo s Pontskim in postalo nekoliko bolj slano, vendar je bilo še brakično. Obala Panonskega morja ni bila več razčlenjena, prav tako morje ni prodrlo več v notranjost Slovenije. Le na jugu je segalo preko Brežic do Rače, v brestaniško-sevniškem zalivu pa do Sevnice. Sotelsko je bilo kopno, v severovzhodni Sloveniji je morje oblivalo Haloze in Maceljsko gorovje, prekrivalo Ptujsko polje, jugovzhodni del Slovenskih goric in Pomurje. Na Goričkem je potekala obala nekako ob dolini Ledave (6. sl.). Globina Panonskega morja se je verjetno menjavala, kar priča menjava laporjev s kremenovimi peščenjaki. Verjetno je bilo to plitvo šelfno morje. Peščeni sedimenti so

nastajali v zelo plitvem morju, lapornati pa v malo globljem. Peščeni sedimenti obenem lahko označujejo tudi območja, kjer se je izlivala v morje večja reka. Ti sedimenti so ugodni kolektorji za nafto, zato imamo v njih doslej ugotovljene največje zaloge nafte.

Tako nam postane jasno, da imamo nafto v spodnjem panonu v sinklinalnem območju Petišovcev, ne pa na ormoško-selniški antiklinali. V Petišovcih so iste plasti razvite peščeno, na ormoško-selniški antiklinali pa lapornato. Za nafto je torej pomembnejši petrografski sestav kamenin kot strukturna oblika. Peščeni razvoj spodnjega panona lahko pričakujemo v dolgih progah, ki potekajo od nekdanje obale Panonskega morja oz. jezera proti vzhodu. Panonsko morje se ni umaknilo z regresijo kot morja v prejšnjih geoloških dobah, ampak so ga zasule reke. Odslej so se odlagali le rečni ponski, dakijski in postdakijski pliocenski prodi, peski in gline. Morje se torej ni več povrnilo. Gline kažejo na lagunam podobna jezera, ki so bila zadnji ostanki Panonskega morja. Takrat je oživilo vulkansko delovanje pri Gleichenbergu. Sledove teh erupcij imamo pri Gradu v Prekmurju.

Debele plasti pliocenskega rečnega proda najdemo v ožjem panonskem obrobju, to je v Prekmurju, v Slov. goricah, v brestaniško-sevniškem zalivu, na Krškem polju in pri Gradacu med Kolpo in Lahinjo. V ostali Sloveniji teh prodiv v glavnem ni in je v tem času delovala le erozija, medtem ko je v omenjenih predelih erozija prekinjala akumulacijo le od časa do časa. Posamezne cikle erozije nam kažejo nivoji. V severnem Pomurju se je ohranilo devet terasnih sistemov. V višini 400—420 m je najstarejša izravnava tega področja, medtem ko je najizrazitejša v višini okoli 300 m. Podobno je razvitih devet terasnih sistemov v Slov. goricah, kjer tudi zasledimo nivo v višini 400—405 m. Isti nivo opažamo v ozkem pasu na vzhodnem robu Pohorja in sploh ob Dravskem polju. V Krškem hribovju ga tudi najdemo, vendar ni tako izrazit. Sklepati moramo torej na neko splošno postdakijsko izravnavo. Poznejše izravnave so bile omejene le na posamezna ožja območja (graški zaliv, Krško polje). Po tej splošni izravnavi je začel nastajati današnji relief.

V pliocenski dobi je postalo podnebje še hladnejše in ob koncu pliocena je postala klima podobna današnji. V okolici Ormoža so našli ostanke rastlin cimetovega drevesa, jelše, breskve, lovorike in kasije. Tam so našli tudi ostanke konjskih zob (rudnik Presika), dalje v Slov. goricah ostanke nosoroga *Aceratherium incisivum* Kaup. in *Dicerorhinus schleiermacheri* Kaup., dalje prednike današnjih slonov *Mastodon longirostris* Kaup., *Dinotherium giganteum* Kaup. V Lendavskih goricah so bili najdeni zobje prednika današnjega slona *Anancus arvernensis* Croiz. et Job. (R a k o v e c, 1954).

Rečna erozija in akumulacija sta se nadaljevali tudi v pleistocenski dobi, vendar sta bili omejeni zaradi poledenitev.

Splošna značilnost terciarnih sedimentov panonskega obrobja je, da so starejši sedimenti razviti bolj lapornato, mlajši pa vedno bolj peščeno, dokler na koncu ne preidejo v prod. Velikost zrn se torej večja čim mlajši so sedimenti. V tem se odraža predvsem vpliv rek. V eocenu je bil usmer-

jen glavni vodni odtok s slovenskega ozemlja proti jugu v jadransko območje. Šele v oligocenu in miocenu se je hidrografska mreža preusmerila proti vzhodu. V starejšem terciaru je bila erozija slabša kot v mlajšem, ker je bila tektonika bolj mirna. Tudi iz tega razloga so v mlajšem terciaru vedno debelejši kosi v sedimentih panonskega obrobja.

PALEOGEOGRAPHY OF THE PANNONIAN BORDERLAND IN SLOVENIA

This paper presents a study of the extent of land and sea on the Slovenian territory which during the Tertiary was periodically flooded by the Pannonian Sea. This Tertiary territory having formed the westernmost shores of the Pannonian Sea is called the Pannonian borderland. Farthest into the center of Slovenia reached the Pannonian Sea during the Upper Oligocene (Fig. 2).

The base of the Tertiary of the Pannonian borderland is constituted by the Alps and the Dinarids. According to the data hitherto available the Central Alps stretch below the Tertiary of Pomurje to the Ljutomer Fault which in turn runs from Slovenska Bistrica over Ptuj toward Ljutomer. Between the Ljutomer Fault and the Krško Hills the base is formed by the Southern Calcareous Alps and farther south by the Dinarids. In the region under discussion the Central Alps consist of metamorphic rocks, the Southern Calcareous Alps and the Dinarids of Paleozoic and Mesozoic sediments.

The Tertiary of the Pannonian borderland consists of Oligocene, Miocene and Pliocene sediments.

The oldest Tertiary sediments in the Pannonian borderland of Slovenia are made up of Middle Oligocene beds of Gornji grad deposited in the littoral sea reaching over the Celje—Ljubljana—Bay to Jesenice and Bohinj (Fig. 1). After the withdrawal of this sea, lakes and swamps were left in which fresh water and partly brackish sediments with coal began to deposit. During the Upper Oligocene the Pannonic Sea reached farther into the Slovenian territory when it extended beyond the Kamnik—Motnik Bay and the Laško Bay farther westward from Jesenice and Bohinj (Fig. 2).

The Upper Oligocene marine sediments consisting mainly of marine clay, are of varying thickness because sedimentation was followed by a long period of erosion. According to the views hitherto expressed the Miocene is represented in full, i. e. from Burdigalian to Sarmatian. Recent investigations, however, have shown that not all Miocene sediments to this time named the Burdigalian and Helvetian sediments belong to this age. The marine clay, for instance, which up to now had been referred to the Burdigalian contains *Miogypsinidae* and *Lepidocyclinae* which indicate the Oligocene age—Chatian (Papp, 1954, 1955; Kušćer, 1955). On some other places also the age of the Lower Miocene sediments is not exactly defined. In the Upper Oligocene numerous volcanic erup-

tions took place on the Slovenian territory, but although andesite magma was ejected only few andesite outcrops are found while andesite tuffs are much more frequent. The latter occur in the neighborhood of Smrekovec, between Celje and Boč, further in the Hills of Haloze, at Rogaška Slatina and at Trlično. The rather frequent occurrence of tuffs seems to indicate that there must have been several volcanic foci strung along the Fault of Vitanje and Donačka gora. The Lower Miocene sediments till now are not researched enough, therefore we start the description of Miocene with Lower Tortonian. The sea extending over the territory of Prekmurje, Slovenske gorice, Haloze and the drainage area of the Sotla River, was pretty deep. While in the Lower Tortonian the sea did not reach deeper into the inland of Slovenia it began to extend in the Middle and Upper Tortonian, long narrow arms westward into the Basin of Celovec, over the Syncline of Kamnik—Motnik into the Basin of Ljubljana, along the Syncline of Laško to Moravče, in the Bay of Brestanica—Sevnica to Šentjanž and Šentrupert and into Krško polje to Šmarjeta (Fig. 4). In eastern Slovenia deep-sea shaly sediments are dominant, in the bays toward the west shallow-sea sandstones and Lithothamnium limestones. In the Bay of Kamnik—Motnik the Sarmatian Sea extended to the Tunice Hills, in the Bay of Laško to Kandrše, in the Bay of Brestanica—Sevnica to Bela Cerkva, and in Bela krajina to the town of Metlika (Fig. 5).

By and large the Sarmatian beds are preserved only in the form of small remains because after the Sarmatian strong erosive forces were at work.

During the Pannonian the shores of the Pannonian Sea were no longer as developed as in the former periods. The depth of the sea varied according alternating of shales and quartz sandstones. The thick beds of Pliocene quartz gravel show that the Pannonian Sea was filled up by rivers. In the Pliocene the volcanoes at Gleichenberg became active again. Traces of these eruptions are found at Grad in Prekmurje in the form of basaltic tuffs. In the Pliocene the deposition of alluvium was extensive only in Eastern Slovenia. In Western Slovenia erosion was dominant. Individual stages of erosion can be inferred from the terraces spread along wider river valleys.

From the Pliocene to the Quaternary the climate grew gradually cooler. In the Oligocene it was tropical, later subtropical and at the close of the Pliocene it was similar to that prevailing today. These climatic changes can be supposed from the fossil remains of the respective flora and fauna.

A characteristic feature of all the Tertiary sediments occurring on the territory of the Pannonian borderland is the older sediments are rather shaly while the younger deposits grow more and more sandy until at last they pass into gravel. Thus the larger grows the size of grains, the younger are the sediments. This fact is due primarily to the influence of the rivers. In the Eocene the bulk of the rivers drained from the Slovenian territory southward into the Adriatic Sea. In the Oligocene

and Miocene the streams and torrents began to drain eastward. As the tectonic in early Tertiary was moderate, erosion was more feeble than in the Upper Tertiary. This is also one of the reasons the Upper Tertiary sediments of the Pannonian borderland contain coarser rock fragments.

LITERATURA

- Bobula, V., 1955, Bušotina »Medjumurje« br. 1 — dosada najdublja bušotina u Jugoslaviji, Nafta št. 1, Zagreb.
- Dreger, J., 1920, Erläuterungen zur geologischen Karte Rohitsch und Drachenburg, Wien.
- Hamrla, M., 1954, Geološke razmere ob severnem robu laške sinklinale vzhodno od Savinje, Geologija 2, str. 118, Ljubljana.
- Kuščer, D., 1955, Nova opazovanja o savski fazi, Geologija 3, str. 260, Ljubljana.
- Lipold, M. V., 1857, Übersicht der geologischen Aufnahmen in Unterkrain, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Bd. VIII, Wien.
- Munda, M., 1939, Stratigrafske in tektonske prilike v rajhenburški terciarni kadunji (soteški produktivni skladi v brakičnem in morskem razvoju). Inauguralna disertacija, Ljubljana.
- Munda, M. — Kolenko, Š., 1953, Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim, Geologija I, str. 37, Ljubljana.
- Papp, A., 1954, Miogypsinidae aus dem Oligozän von Zagorje, Geologija II, str. 168, Ljubljana.
- Papp, A., 1955, Lepidocyclinen aus Zagorje und Tuhinjska dolina, östlich von Kamnik (Slowenien), Geologija III, str. 209, Ljubljana.
- Pleničar, M. — Ramovš, A., 1954, Geološko kartiranje severovzhodno od Brežic, Geologija II, str. 242, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1947-48, Naši kraji v oligocenski dobi (s 7 slikami), Proteus X, št. 9-10, str. 243, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1951, O najdbah mastodonta (*Mastodon arvernensis* Croiz. et Job.) na Štajerskem (z dvema slikama), Razprave I Slovenske akademije znanosti in umetnosti, str. 175, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1952-53, Naši kraji v miocenski dobi I. in II., Proteus XV, št. 1, str. 1, in št. 2, str. 38, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1954, O novi najdbi mastodontovih ostankov na Slovenskem (z 2 tabelama slik), Geologija 2, str. 94, Ljubljana.
- Stache, G., 1858, Die neogene Tertiärbildungen in Unterkrain, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Bd. IX, Wien.
- Teller, F., 1898, Erläuterungen zur geologischen Karte Prassberg a. d. Sann, Wien.
- Teller, F., 1899, Erläuterungen zur geologischen Karte Pragerhof-Wind. Feistritz, Wien.

ZUR STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK JUNGTERTIÄRER ABLAGERUNGEN IM NORDWESTLICHEN KRŠKO POLJE IN SLOWENIEN*

Herribert Pierau

Mit 4 Abbildungen und 11 Tabellen

Allgemeines

Das Material zu vorliegender Arbeit konnte ich während meines Studienaufenthaltes 1953/54 an der Universität Ljubljana aus den jungtertiären Ablagerungen des nordwestlichen Krško polje gewinnen. Ziel



Abb. 1. Geographische Lage des Arbeitsgebietes (schraffiert)

der Untersuchungen war zu versuchen, den tertiären Schichtkomplex des Gebietes altersmäßig genauer einzustufen und wenn möglich, mit Hilfe von Mikrofossilien stratigraphisch zu gliedern. Zu diesem Zwecke wurde

* Gekürzte Fassung der Dissertation, vorgelegt 1956 an der Christian Albrechts Universität zu Kiel.

zunächst ein Gebiet von etwa 60 km² im Raume Škocjan—Šmarjeta (siehe Abb. 1) östlich Novo mesto geologisch kartiert und den tertiären Ablagerungen ein dichtes Netz von Schlitzproben für eine spätere mikropaläontologische Bearbeitung entnommen. Im Mai 1955 suchte ich das Arbeitsgebiet zur Entnahme von Kontrollproben noch einmal auf.

Die Lagerung

Im Norden, Westen und Osten werden die Tertiärablagerungen des Arbeitsgebietes von einem Rahmen mesozoischer Gesteine (Mitteltrias und Oberkreide) begrenzt. Für die Tertiärschichten wurde bisher normale, söhliche Lagerung angenommen. Bei der Kartierung zeigte sich jedoch, daß die tertiären Ablagerungen am Vinji vrh antikalinal aufgewölbt sind. Der Vinji vrh ist ein tektonischer Sattel (siehe Abb. 3), dessen eine Flanke steil nach Süden, die andere — flacher — nach Norden einfällt. Nach einer flachen Einmündung im Radulja-Tal steigen die Schichten zu einem weiteren Sattel nach Norden an; jedoch wird die Nordflanke dieses zweiten Sattels an einer NW—SO streichenden Störung (Störung von Škocjan) unterdrückt. — Der Vinji vrh-Sattel läßt sich über eine Strecke von etwa 4,8 km verfolgen; seine Sattelachse taucht nach NO unter.

Ausbildung und Schichtfolge des Miozäns

Zur leichteren Übersicht sollen die Namen der einzelnen Altersstufen schon jetzt eingeführt werden (siehe Tab. 1), ohne daß damit dem Ergebnis der mikropaläontologischen Untersuchungen vorgegriffen werden soll (siehe Seite 124).

Das Torton

Die tertiäre Schichtfolge beginnt mit einem weißlich- bis gelblich-grauen konglomeratischen Kalk, der triadische Gesteine diskordant überlagert. In der Grundmasse des Kalkes befinden sich eckige Kalk- und Dolomitbröckchen aufgearbeiteter Triasgesteine. Ähnliche Konglomerate beschreiben auch Heritsch und Seidl sowie Tornquist vom Südrand des Krško polje.

Schichtfolge des Miozäns im nordwestlichen Krško polje

Über der konglomeratischen Basis liegen gelbe bis grau gelbe Kalke, die in graue harte Kalke übergehen. Darüber folgt eine mächtige Serie von Kalken und Mergeln mit kugeligen Kalkknollen (Kalkalgen). Die Kalke sind braun gefärbt und enthalten meist nur kleine, kugelige bis zylindrische Gebilde, die im Anschlag das Bild konzentrischer Ringe zeigen. In den lockeren, kalkig-sandigen Mergeln (nördlich oberhalb Osrešje) sind die Kalkknollen bis kinderfaustgroß und lassen sich leicht aus ihrem Verband herauslösen.

	Mittel- TRIAS	
	Ober - KREIDE	
	Untertertäre Basisschichten	
	Torton	Miozän
	Sarmat	TERTIÄR
	Unterpannon (Ruhna vas)	Pliozän
	Daz Belvedere-Schotter	Pleistozän
		QUARTÄR
		Holozän



Kartenbeilage: Zur Geologie im nordwestlichen Krško polje

		Ausbildung	Zone (Vergl. Tab. 9 u. 11)	
S A R M A T		Schluffige Mergeltone weiche Mergel Bruchschillkonglomerat	Zone III	
		Wechselagerung von Tonmergeln und Mergelkalken	Zone II	
		Schluffige Mergeltone Basiskonglomerat	Zone I	
T O R T O N	oberes	Leitha-Bildungen (Mergel und Lithothamnienkalke)	Zone VI	
		Wechselagerung von Mergeln und mergeligen Kalken (Leitha-Bildungen)	Zone V	
unteres		Schluffige Mergeltone	Zone IV Zone III	
		Tuff		
		Schluffige Mergel- tone und Tonmergel	Kalke und Kalk- sandsteine (Leitha- Bildungen)	Zone II
		Basisschichten	Zone I	

Tabelle 1. Schichtfolge des Miozäns im nordwestlichen Krško polje

Die Mergel mit Kalkknollen begrenzen als Hangendes einen in sich geschlossenen Schichtkomplex, der als »untertortone Basisschichten« auf der Karte gesondert ausgeschieden wurde. Zu den Basisschichten zählen auch die — teilweise mürben — Kalke und Mergel mit Kalkknollen, auf denen die Ortschaft Bela cerkev errichtet ist. Stache (1858), auch Heritsch und Seidl (1919) hielten diese Schichten für eine jüngere Ablagerung, zumal rundumher Anzeichen für sarmatische Ablagerungen gegeben waren. Es handelt sich aber um eine vom Vinji vrh abgerutschte

Scholle der Basisschichten (siehe Abb. 2), die sich über sarmatische Ablagerungen geschoben hat. Auch die Scholle östlich der Störung von Draga, unterhalb der Höhe 389, ist durch Rutschung dorthin gelangt. — Nicht überall sind die Basisschichten so mächtig ausgebildet wie am Nordhang des Vinji vrh! Die Kalke und Mergel mit rundlichen Kalkknollen können auf einem dünnen Schichtstreifen reduziert sein oder auch fehlen; das ist faziesbedingt. Wo untertortone Basisschichten im Arbeitsgebiet anstehen, sind sie kalkig ausgebildet. In Richtung ehemaliger submariner Schwellen nehmen die Bildungen an Mächtigkeit zu. Im Bereich submariner Mulden sind die kalkigen Basisschichten zu Gunsten feinklastischer Ablagerungen reduziert.

Über den Basisschichten folgt eine Serie schluffiger Mergeltonne und Tonmergel (Tegel). — Zwischen dieser Schichtfolge und den Basisschichten liegt häufig ein Horizont mit großwüchsigen Ostreen (Bruchstücke bis zu 2 kg), den auch Heritsch und Seidl sowie Tornquist am Rande von Gorjanci beobachtet haben. — Die Serie der feinklastischen Ablagerungen kann in ihrem Liegendabschnitt noch von kalkigen Schichten unterbrochen sein. Das betrifft Gebiete aus dem Bereich ehemaliger submariner Erhebungen (Poljane, Zagrad). In diesem Falle treten Leitha-Bildungen, Kalksandsteine und kalkige Mergel auf, die in schneller Folge mit weichen Tonmergeln und Mergeltonen wechselagern, schließlich aber in schluffige Mergeltonne übergehen. Die Farbe der Mergeltonne ist wechselnd, vorherrschend aber grün und braun. Auch in der Festigkeit ergeben sich Unterschiede. Sie sind durch verschiedenen Schluff-, Feinsand- und Kalkgehalt bedingt. Ein geringer Kalkgehalt ist stets nachweisbar. Bei anstehenden Ton- und Mergelgesteinen bewirkt er einen bläulichen bis grauen Verwitterungsüberzug.

Im Verband der feinklastischen Sedimente des Untertortons wurde der Horizont eines vulkanischen Tuffes von meist 25 cm bis 40 cm Mächtigkeit angetroffen. Dieser Tuff erwies sich bei der Kartierung als brauchbarer Leithorizont. Er ist häufig aufgeschlossen, und vor allem tritt ein Tuffhorizont im Profil der tertiären Ablagerungen des nordwestlichen Krško polje nur einmal, an dieser Stelle, auf. In dem graugrünen selten blaugrauen dazitisch-rhyodazitischen Tuff sind Biotitblättchen nur selten erhalten (Vinji vrh), meist schon herausgewittert. Häufig ist Glassubstanz an der Basis des Tuffhorizontes in einem schmalen Streifen angereichert. Ein mergeliger oder toniger Tuffit bildet den Übergang zum Hangenden. Selten ist der Tuff direkt von weißen, plattigen Mergeln (Vinji vrh) überlagert. — Im Liegenden des Tuffhorizontes scheint lokal ein kleines, linsenartig ausgebildetes Kohleflöz aufzutreten. Ich selbst habe das Flöz nirgends beobachten können, doch scheint sein Vorkommen auf Grund glaubwürdiger Angaben (Brunnenbauer) wahrscheinlich. — Über dem Tuff folgen wieder schluffige Mergeltonne und eine etwa 1 m mächtige helle Kalkbank, die im Bereich submariner Schwellen und Erhebungen größere Mächtigkeit erreichen kann. — Untertortone Tonmergel und Mergeltonne bedecken den Nordhang des Vinji vrh-Sattels westlich der Störung von Draga. Auch der Halbsattel von Zagrad ist hauptsächlich von untertortonen feinklastischen Ablagerungen bedeckt. In den kalkig-

mergeligen Schichten des Untertorton befindet sich neben anderen Mollusken massenhaft *Cardium hians*. Die Mergeltone führen reichlich Fischschuppen und Pflanzenhäcksel. Der durch Stache bekanntgewordene Fossilfundpunkt von Šmarjeta mit *Turritella carniolica* befindet sich in grünen und braunen schluffigen Mergeltonen des Untertorton. Diesen Fossilhorizont mit zahlreichen großwüchsigen Turritellen traf ich auch auf dem Hügel westlich von Zbure an. Leitha-Bildungen bei Zloganje und östlich Škocjan entlang der Radulja geben einen Hinweis für das Auftreten größerer submariner Schwellen im Untertorton des nordwestlichen Krško polje. Die höheren Anteile der Leitha-Bildungen gehören vielleicht dem unteren Obertorton an. Die mit 7° gegen Zloganje ansteigenden Mergeltone und selbst der Tuffhorizont keilen nach Osten zur Schwelle hin langsam aus (Seitenweg westlich Zloganje).

Der Übergang zum Obertorton vollzieht sich allmählich. Er kündigt sich durch Zunahme des Kalk-, Schluff- und Feinsandgehaltes an. Gelbliche Farbtöne werden vorherrschend. Die obertortonischen Schichten werden vor allem von schluffig-mergeligen und mergelig-kalkigen Sedimenten aufgebaut, die sich in schneller Folge ablösen. Harte Kalke sind selten. Einen Eindruck von dem raschen Fazieswechsel in den obertortonischen Ablagerungen vermitteln die Aufschlüsse im Hohlweg von Bela cerkev nach St. Jožef (Höhe 392), der Aufschluß von Rink, und die Schichtfolge am Hohlweg westlich oberhalb von Tomažja vas. Aus dem Hohlweg westlich von Tomažja vas beschrieb Stache eine Reihe Makrofossilien, die er dem Fossilhorizont von Šmarjeta stratigraphisch gleichordnete. Unter Berücksichtigung der Mikrofauna ist eine Parallelisierung der beiden Vorkommen jedoch nicht möglich (siehe oben und vergl. Profil VII). Die stark aufgerichteten Schichten müssen damals verdeckt gelegen haben, sonst hätte Stache hier ihre Lagerung erkennen müssen. — Obertortone Ablagerungen sind östlich der Störung von Draga auf den Hängen des Vinji vrh und auf dem Halbsattel von Zagrad verbreitet. Innerhalb der obertortonischen Schichtfolge treten ein schmaler Horizont fluviatiler Schotter sowie ein dünner Streifen eines weißgelblichen Bentonits auf. Im obersten Abschnitt des Torton haben Leitha-Bildungen die Vorherrschaft. Gelbe, feinsandige, weiche Mergel, Lithothamnienkalke und -mergel wurden beobachtet. Darüber folgen schließlich knollige Lithothamnienkalke sowie Süßwasserkalke. Die Aufschlüsse im oberen Obertorton sind lückenhaft und wurden nur bei Tomažja vas sowie westlich Bela cerkev angetroffen.

Das Sarmat

Die Ausführungen Staches (1858) enthalten keine Angaben über das Auftreten sarmatischer Ablagerungen. Heritsch und Seidl (1919) vermuteten sarmatische Schichten als Denudationsrest bei Bela cerkev. Tatsächlich befinden sich sarmatische Ablagerungen an der Südflanke des Vinji vrh-Sattels. Als schmaler Streifen ziehen sie oberhalb der Krka entlang der Straße Ruhna vas—Draga und sind westlich und östlich der Rutschscholle von Bela cerkev aufgeschlossen. Während an der Nordflanke des Vinji vrh-Sattels die flachgelagerten Schichten bis

zum Untertorton erodiert wurden, blieben die jüngeren Ablagerungen an der Südflanke dank ihrer stärkeren Aufrichtung erhalten (siehe Abb. 2). Die höchsten Schichten des Sarmat sind meist eingeebnet und von jungen Auelehmen der Krka überdeckt. — Gute Aufschlüsse sind selten, denn der Streifen mit den weichen sarmatischen Ablagerungen wird landwirtschaftlich genutzt. Makrofossilien wurden in den Schichten nur vereinzelt angetroffen. Sie konnten deshalb für eine Gliederung der Ablagerungen nicht herangezogen werden. Auf der nördlichen der beiden Hügelkuppen westlich Bela cerkev war auf einem Acker über obertortonischen Schichten eine 50 bis 80 cm mächtige Konglomeratbank aufgeschlossen. In der Grundmasse eines grauen Kalkes befinden sich neben Molluskenbruchschill kleine, kantengerundete Trümmer aufgearbeiteter Triaskalke und -dolomite, Die Konglomeratbank befindet sich an der Grenze zwischen Torton und Sarmat. Darüber liegende braune Mergel und graue Mergeltonne sind kaum aufgeschlossen. Es folgen graugelbe, schluffige Mergeltonne und graugelbe, feinsandige Mergel, die vereinzelt kleine, glatte, rundliche bis längliche Kalkmergelgebilde führen und in eine schmale Kalkbank mit den gleichen Gebilden übergehen. Im Hangenden dieser Bank treten wieder weichere gelbbraune Tonmergel auf, die zu weichen bis plastischen Mergeltonnen überleiten. Braune, schluffige Tonmergel bechließen die Serie. Darüber befinden sich Bänke eines graugelben, rauhen, schluffhaltigen Kalkes in Wechsellagerung mit braungelben Tonmergeln. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Bänke beträgt 30 bis 50 cm. Diese Schichtfolge wird im Hangenden von einer kleinen Schill-Konglomeratbank begrenzt. Die über der Bank in Richtung auf die Miozän-Pliozängrenze folgenden Schichten sind nur lückenhaft aufgeschlossen. Sie bestehen vorherrschend aus weichen, feinklastischen Sedimenten. Junge Auelehme geben diese Schichten nur in Einzelaufschlüssen oberhalb der Straße Ruhna vas—Draga frei. Unter Berücksichtigung von Schichtlücken ergab sich an Hand der Einzelaufschlüsse folgendes Bild: Graugelbe, feste Mergel setzen die Schichtfolge über der Schill-Konglomeratbank fort. Eingeschaltet ist eine Bank grauer, rauher Kalke mit runsiger Oberfläche. Darüber folgen Tonmergel und graue, plastische Mergeltonne, deren Schluff- und Feinsandgehalt zum Hangenden hin zunimmt. Daraus entwickeln sich braune, schluffige bis feinsandige, blättrige Mergeltonne, die wie geschichtete dünne Pappblätter aussehen und reichlich Pflanzenreste (Blattreste) führen. Weitere Aufschlüsse fehlen. Auch die Grenze Miozän-Pliozän ist nicht aufgeschlossen.

Stratigraphische Untersuchungen

Im vorangegangenen Kapitel wurde nur die petrographische Ausbildung der miozänen Ablagerungen berücksichtigt und zusammenfassend beschrieben. Die einzelnen Horizonte wurden im Folgenden auf ihren Inhalt an Mikrofossilien untersucht. Für die Beschreibung wurden solche Aufschlüsse ausgewählt, bei denen größere Schichtstöße zugänglich waren.

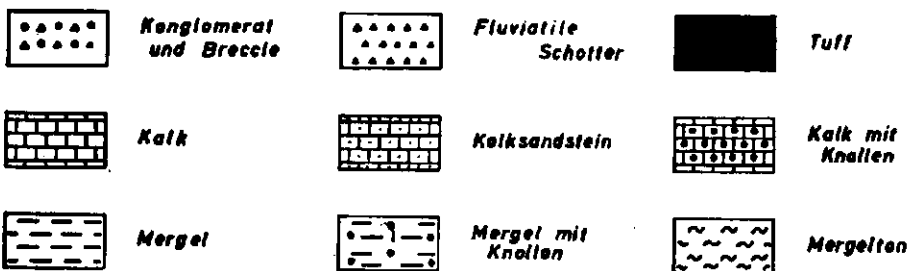
Die Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchung sind in 9 Profil-Diagrammen zusammengestellt. Unter der Nummer vor den ein-

zelen Schichten laufen die Schlitzproben und ihre zugehörigen Francke-Zellen in der Sammlung des Geologischen Institutes an der Universität Kiel. Die Aufrichtung der Schichten wurde vernachlässigt; die Horizonte sind in söhlicher Lage dargestellt (Vergl. hierzu Abb. 2 und 3.)

Bei der mikropaläontologischen Untersuchung wurden alle Mikrofossilien berücksichtigt, die Foraminiferen der Art nach bestimmt. Auf eine genauere Bestimmung der übrigen Faunenelemente mußte in den meisten Fällen verzichtet werden. Ostracoden, Echinodermenreste, Spongiennadeln, Kleinmollusken und Molluskenbruchschilder sowie Reste von Fischen (Oto-

Erklärung der Zeichen und Signaturen:

Im Profil:



Im Diagramm:



lithe, Zähne und Knochen) wurden nur summarisch erfaßt. Die Mikrofauna aus Kalken und harten Mergeln war in allen Fällen so stark korrodiert, daß eine Bestimmung der Fossilien nicht möglich war. Die Proben wurden deshalb in den Diagrammen nicht aufgeführt.

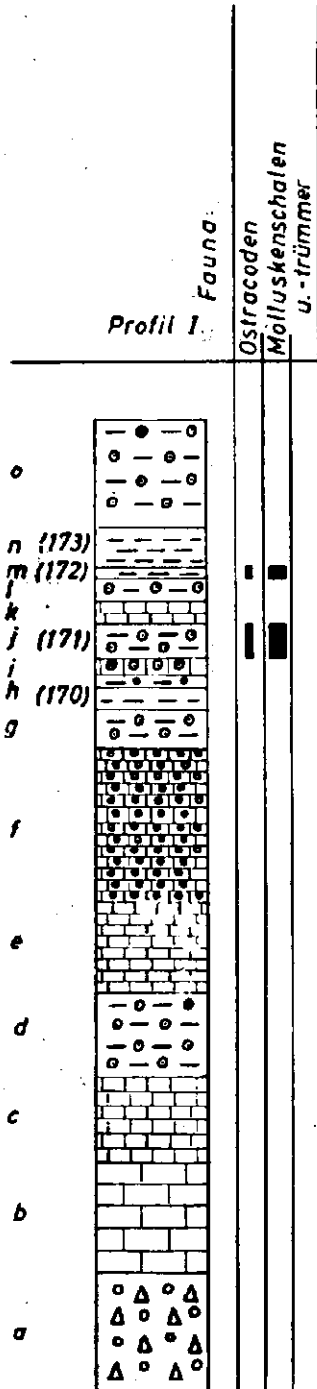
Das Profil I.

Das Profil wurde am Nordhang des Vinji vrh am Wege unterhalb der Höhe 392 (a—e) und westlich davon am Wege südlich Osrešje (g—o) aufgenommen. Es umfaßt eine Schichtfolge, die im vorangegangenen Kapitel als untertortone Basisschichten beschrieben wurde.

Das Profil II.

Die Schichtfolge wurde in Zagrad unterhalb des Bildstockes an der Wegkreuzung angetroffen. — Die tieferen Basisschichten sind in dem Profil nicht aufgeschlossen. Kalke und Mergel mit Kalkknollen scheinen in dem Aufschluß zu fehlen.

Das Profil umfaßt den oberen Teil der Basisschichten, Leitha-Bildungen und eine Folge von Tonmergeln und Mergeltonen des Untertortons.



Die Serie der tonnigen Ablagerungen ist durch den Horizont eines vulkanischen Tuffs gegliedert.

Das Profil III.

Diese Schichtfolge ist im Hohlweg von Osrešje aufgeschlossen. Zwischen den südlich der Ortschaft auftretenden Basisschichten (siehe Profil I) und diesem Aufschluß liegen die Aufschlußverhältnisse so ungünstig, daß ein durchgehendes Profil nicht aufgenommen werden konnte.

Das Profil IV.

Hinter der Wassermühle von Zavinjek ist die Schichtfolge über dem Tuffhorizont in abweichender Ausbildung aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um Ablagerungen der Leithakalkfazies. Die feinklastischen Sedimente treten zu Gunsten kalkiger Bildungen zurück.

Die zwischen den Leitha-Sedimenten auftretenden fluviatilen Sande und Schotter im oberen Profilabschnitt verdienen besondere Beachtung. In obertortonen Ablagerungen am Südhang des Vinji vrh konnte ich ebenfalls einen dünnen Schotterhorizont beobachten. Den Leitha-Bildungen von Zavinjek fehlen jedoch Mikrofossilien, die eine sichere Einstufung ermöglichen.

Das Profil V.

Das Profil wurde an der Wegabzweigung vom Kamm des Vinji vrh den Südhang abwärts und auf dem Kamm westlich der Höhe 369 aufgenommen. Es vermittelt den Anschluß an die bisher beschriebene Schichtfolge. Die Aufschlußverhältnisse über dem Tuffhorizont sind unübersichtlich (Weinbau). Ein zusammenhängendes Profil ergibt sich ab Horizont b. Dieser entspricht dem Horizont 1 im Profil III.

Das Profil VI.

Das Profil wurde oberhalb der Ortschaft Zalog und westlich des Guthofes

Tabelle 2

Profilll.		Fauna:									
		<i>Nonion commune/boueanum</i>									
		" <i>tuberculatum</i>									
		<i>Elphidium crispum</i>									
		" <i>flexuosum</i>									
		" <i>macellum</i>									
		" <i>rugosum</i>									
		<i>Virgulina (Virgulina) miocenica</i>									
		<i>Bolivina antiqua</i>									
		" <i>dilatata</i>									
		<i>Reussella spinulosa</i>									
		<i>Rotalia beccarii</i>									
		<i>Concris auriculatus</i>									
		<i>Asterigerina planorbis</i>									
		<i>Amphistegina lessonii</i>									
		<i>Globigerina bulloides</i>									
		" <i>triloba</i>									
		<i>Ostracoden</i>									
		<i>Diolithen, Fischzähne u.-knochen</i>									
		<i>Seeigelstacheln u.-platten</i>									
		<i>Molluskenschalen u.-trümmer</i>									
		<i>Schwammnadeln</i>									
z (26)	~ ~ ~ ~										
y (25)	~ ~ ~ ~										
x (24)	~ ~ ~ ~										
w (23)	~ ~ ~ ~										
v (22)	~ ~ ~ ~										
	Lücke										
u (21)	~ ~ ~ ~										
	Lücke										
t	~ ~ ~ ~										
	Lücke										
s (20)	~ ~ ~ ~										
s (19)	~ ~ ~ ~										
	Lücke										
r (18)	~ ~ ~ ~										
Tu	~ ~ ~ ~										
	Lücke										
q	~ ~ ~ ~										
p (17)	~ ~ ~ ~										
o	~ ~ ~ ~										
n	~ ~ ~ ~										
l (16)	~ ~ ~ ~										
k	~ ~ ~ ~										
j (15)	~ ~ ~ ~										
i	~ ~ ~ ~										
h (14)	~ ~ ~ ~										
g	~ ~ ~ ~										
f	~ ~ ~ ~										
e (13)	~ ~ ~ ~										
d (9)	~ ~ ~ ~										
c	~ ~ ~ ~										
b	~ ~ ~ ~										
a	~ ~ ~ ~										

Tabelle 3

Rink aufgenommen. Dem Horizont a des Profils entspricht Horizont f in Profil V, was durch die Mikrofauna bestätigt wird.

Das Profil VII.

Das Profil wurde am Hohlweg oberhalb westlich Tomažja vas kartiert.

Das Profil VIII.

Der Aufschluß befindet sich am Feldweg westlich von Bela cerkev. Der Schichtkomplex umfaßt die obersten Schichten des Torton im nord-westlichen Krško polje.

Das Profil IX.

Die Aufschlüsse zu diesem Profil befinden sich am Feldweg oberhalb der Straße Ruhna vas—Draga etwa 300 m östlich von Draga. Die Schichtfolge m—q wurde mit Vorsicht aus einer Reihe von Einzelaufschlüssen zusammengestellt. Schichtlücken müssen dabei berücksichtigt werden.

Der mikropaläontologische Befund

Sieht man davon ab, daß jede Schicht eine spezifische Mikrofauna führt, so ergeben sich für größere Profilabschnitte gemeinsame Züge in der Zusammensetzung der Fauna. Vergleicht man dagegen die Faunen dieser Profilabschnitte, so ergeben sich wesentliche Unterschiede in ihrem Fossilbestand, und es zeigt sich, daß sich innerhalb gewisser Zonen eine Veränderung der Fauna rückweise, geradezu gesetzmäßig vom Liegenden zum Hangenden vollzieht. An Hand des Faunendiagramms auf Tabelle 11 läßt sich die Verteilung und Entwicklung der Mikrofauna im Miozän des nordwestlichen Krško polje überblicken. Um ein möglichst geschlossenes Faunenprofil zu erhalten, wurden Proben aus den Profilen I—IX so ausgewählt, daß sich ein fast zusammenhängendes Profil aufstellen ließ. Einige Aufschlußlücken in den Profilen I—IX konnten durch Proben (Nr. 185, 180, 76, 77, 85) aus anderen Aufschlüssen des Arbeitsgebietes, wo die betreffenden Schichten sicher ermittelt werden konnten, ausgefüllt werden. Die Proben 185 und 180 wurden einem Aufschluß südlich Zalog, die Proben 76 und 77 im Hohlweg Bela cerkev—Höhe 392 und Probe 85 250 m südöstlich Profil VIII entnommen.

Neben einer Vielzahl von Ostracoden sind *Nonion* aus der Gruppe *commune/boueanum* und *Rotalia beccarii* das vorherrschende Faunenelement in einer langen Reihe aufeinanderfolgender Profilproben. Diese beiden Formen stellen zahlenmäßig etwa 95 % aller Foraminiferen. Ihr zahlreiches Auftreten unterstreicht den brackischen Charakter der Fauna.

Die »Basisschichten« sind nahezu fossilleer (Probe 170—173). Die Entwicklung der Mikrofauna setzt erst darüber ein. Die Proben 9—71 umfassen einen Profilabschnitt mit einer artenarmen, individuenreichen Brackwasserfauna. In dieser sind Elphidien, *Asterigerina planorbis*, *Amphistegina lessonii* und zahlreiche Fischotolithen mit den Durchläufer-

formen *Nonion* und *Rotalia* vereinigt. Die Fauna zeigt Anklänge an den Typus einer Fauna aus Leitha-Sedimenten. Probe 71 wurde dem Tuffhorizont entnommen. Er führt eine spärliche Mikrofauna. In der anschließenden Schichtfolge (Probe 162—144) beleben zahlreiche Milioliden, Globigerinen und *Reussella spinulosa* die sonst eintönige Formengesellschaft.

Auf eine schmale Zone im Profil (Probe 60—180) beschränkt sich das Auftreten einer größeren Anzahl neuer Arten. Neben *Nonion* und *Rotalia* dominieren großwüchsige Exemplare der Gattung *Robulus*. Einige Arten [*Bolivina dilatata*, *Virgulina (Virgulina) miocenica*, *Cibicides aknerianus*, *C. austriacus*, *C. boueanus*, *C. lobatulus*, *C. dutemplei*], die vorher meist als Kümmerformen und nur vereinzelt im Profil vertreten waren, entwickeln nunmehr eine rege Entfaltung. Eine Reihe neuer Formen wie *Guttulina austriaca*, *Loxostomum digitale*, *Uvigerina bononiensis compressa*, *Eponides haidingeri*, *Cancris auriculus* und *Nodogenerina scripta* vermehren den Artenbestand dieser Zone. Es handelt sich meist um marine Formen aus dem Bereich tieferen Wassers.

Der folgende Profilabschnitt (Probe 62—196) enthält eine Auswahl bestimmter Arten aus dem Bestand der Zone mit der reichen Marinfrauna. In Vergesellschaftung mit Milioliden (*Quinqueloculina akneriana*, *Q. auberiana*, *Q. boueana*, *Sigmoidina tenuis*, *Triloculina consobrina*) und Elphidien (*Elphidium crispum*, *E. fichtelianum*, *E. macellum* var. *aculeatum*, *E. rugosum*, *E. ungeri*) befinden sich *Guttulina austriaca*, *Globulina gibba gibba*, *Bolivina antiqua* (selten!), *Bolivina dilatata* (selten!), *Virgulina schreiberiana*, *Loxostomum digitale*, *Cancris auriculus* und *Asterigerina planorbis*. Neu hinzu kommen *Entosolenia marginata* und *Ammodiscus incertus*, deren Zahl sich zum Hangenden hin vergrößert. In der Fauna sind Formen marin-brakischen Flachwassers vereinigt. — Mit der ruckweisen Verarmung der Fauna in Richtung zum Hangenden verstärkt sich die Auslese ganz bestimmter Arten. Selbst die Durchläufer *Nonion* aus der Gruppe *commune/boueanum* und *Rotalia beccarii* treten allmählich zurück. In dem Profilabschnitt mit Probe 85—88 haben Elphidien und Anomaliden die Vorherrschaft angetreten. Daneben können sich nur noch *Ammodiscus incertus*, Milioliden, *Globulina gibba gibba*, *Nonion* aus der Gruppe *commune/boueanum*, *Entosolenia marginata*, *Rotalia beccarii*, *Cancris auriculus* und *Asterigerina planorbis* — meist in geringer Anzahl — behaupten.

Im folgenden Profilabschnitt (Probe 127—129) befinden sich Massen großwüchsiger Elphidien (*Elphidium macellum*, *E. crispum*) in Vergesellschaftung mit Rissoiden. *Rotalia beccarii* und *Globulina gibba gibba* sind als Kümmerformen vertreten. Die Entwicklung der Fauna hat sich zu Gunsten einer individuenreichen, artenarmen Seichtwasserfauna entschieden. Abgesehen von akzessorischen Kümmerformen behaupten sich nur noch Arten aus der Familie der Nonioniden.

Auch in der weiteren Folge bleibt *Elphidium macellum* zahlreich vertreten. Im nächsten Profilabschnitt (Probe 128—117) treten Elphidien der Gruppe *hauerinum/antoninum* aus einer Reihe weiterer Arten (*Elphidium rugosum*, *E. josephinum*, *Nonion tuberculatum*) hervor. Die Proben

111—114 enthalten gestachelte Elphidien (*E. reginum*, *E. macellum* var. *aculeatum*) und *Nonion granosum*. Daneben treten *Rotalia beccarii* und *Cibicides aknerianus* auf. Diese Fauna beschließt die miozäne Profilverfolgung.

Stratigraphische Gliederungsmöglichkeiten und das Alter der Ablagerungen

Grundlage der Gliederung (siehe Tab. 9 und Tab. 11) ist die gerichtete Entwicklung der Mikrofauna, die sich innerhalb der Schichtfolge vom Liegenden zum Hangenden vollzieht. Die jeweilige Entwicklungsstufe der Fauna ist weniger durch das Auftreten bestimmter Einzelformen gekennzeichnet; sie prägt sich in der Zusammensetzung der Gesamtfauuna aus.

Innerhalb des Profils ließen sich mit Hilfe der Mikrofauna zwei größere Abschnitte unterscheiden und eine Reihe von Zonen abgrenzen. Im ersten Abschnitt folgt über einer Zone I mit fossilarmen Basisschichten eine Zone II mit einer artenarmen, individuenreichen Seichtwasserfauna. Die Fauna zeigt Anklänge an den Typus einer Fauna aus Leitha-Sedimenten. Im Hangenden der Zone II (Probe 71) befindet sich der Horizont eines vulkanischen Tuffes. Auf seine Bedeutung als petrographischer Leit-
horizont wurde bereits hingewiesen. Zone III führt eine artenarme, individuenreiche Brackwasserfauna. Auf Zone IV sind zahlreiche Formen marinen Tiefwassers konzentriert. Die Faunenelemente der Zone V mit einer Fauna marin-brackischen Flachwassers sind andere Kalk- und Sand-schaler als in Zone II und III des Profilabschnittes. Es sind Restbestände aus Zone IV. In Zone VI sind Formen marin-brackischen Seichtwassers mit Faunenelementen der Leithakalkfazies vereinigt.

Im zweiten Profilabschnitt lassen sich drei Zonen unterscheiden. Ihre Fauna setzt sich aus Formen brackischen Seichtwassers zusammen. Über einer Zone I mit großwüchsigen Elphidien und Rissoiden folgt eine Zone II mit Elphidien aus dem Formenkreis *hauerinum/antoninum*. Die Fauna der Zone III wird von gestachelten Elphidien, *Rotalia beccarii* und *Nonion granosum* beherrscht.

Aus zahlreichen Miozän-Vorkommen innerhalb des Pannonischen Beckens wurde die gleiche Mikrofauna beschrieben, die in den miozänen Ablagerungen des nordwestlichen Krško polje beobachtet wurde. Da eine nahezu gleichmäßige und gleichzeitige Verbreitung der Mikrofauna in dem fast geschlossenen Sedimentationsbecken des einstigen Pannon-Meeres sehr wahrscheinlich ist, können die Ablagerungen des Krško polje durch einen Vergleich der Mikrofauna altersmäßig und stratigraphisch eingestuft werden.

Die Mikrofauna in den miozänen Ablagerungen des nordwestlichen Krško polje' vereinigt Faunenelemente, die als Formen tortoner und sarmatischer Schichten aus anderen Gebieten des Pannonischen Beckens beschrieben wurden. Deshalb stelle ich die miozänen Schichten des nordwestlichen Krško polje in das Obermiozän. Der Schichtkomplex umfaßt

Ablagerungen der tortonen und sarmatischen Altersstufe. — In der tortonen Schichtfolge lassen sich ein untertortoner und ein obertortoner Abschnitt unterscheiden (siehe Tab. 9 und Tab. 11). Die Mikrofaunen der beiden Abschnitte zeigen so wesentliche Unterschiede, daß diese Abgrenzung möglich ist. Die Grenze zwischen den Abschnitten befindet sich an der Oberkante von Zone IV. An dieser Stelle liegt ein Wendepunkt in der Entwicklung der tortonen Mikrofauna.

Anzeichen für das Vorkommen helvetischer Schichten wurde im nordwestlichen Krško polje nicht beobachtet. Die bisherige Einstufung der Schichtfolge in das Niveau der Grunder Schichten (Helvet) halte ich somit für revidiert.

Mikropaläontologisch am besten untersucht sind die miozänen Ablagerungen im Wiener Becken. In Tabelle 9 wurden die Untersuchungsergebnisse von Grill (1941, 1943) den Beobachtungen aus dem nordwestlichen Krško polje gegenübergestellt.

Dem untertortonen Abschnitt in der Gliederung für das nordwestliche Krško polje entsprechen die Zonen mit sehr starker Betonung der Lageniden in der Gliederung für das Wiener Becken, dem obertortonen Abschnitt die Zonen mit *Spiroplectamina carinata*, *Bolivina dilatata* und *Rotalia beccarii*. Unterschiede in der Zusammensetzung der Mikrofauna der beiden Gebiete sind aus paläogeographischen Gründen leicht einzusehen. Während in den untertortonen Sedimenten des tiefen Einbruchsbekens marine Faunenelemente eingebettet wurden, gelangten in der flachen Brackwasserbucht des Krško polje nur Brackwasserformen zur Ablagerung. Für die Lageniden-Zone im Wiener Becken läßt sich im nordwestlichen Krško polje kein fazielles Äquivalent aufstellen. Nur Anklänge an die untertortone Leithakalkfazies des Wiener Beckens sind angedeutet (Zone II). Am Ende des Untertortones gelangen marine Faunenelemente bis in die äußersten Buchten des Pannonischen Beckens. Die gleichen Formen aus der »Robulus-Zone« des Wiener Beckens sind in Zone IV des nordwestlichen Krško polje zu beobachten. Auch oberhalb dieser Zone behalten die Faunen beider Gebiete gemeinsame Züge in ihrer Entwicklung. Hier wie da macht sich eine stufenweise, ruckartige Verarmung der Fauna bemerkbar. Eine so klare Zonengliederung wie im Wiener Becken läßt sich für den entsprechenden (obertortonen) Profilabschnitt im nordwestlichen Krško polje nicht durchführen. In ihrem Typus stimmen die Faunen beider Gebiete überein. — Die Zone mit *Rotalia beccarii* scheint auf das Wiener Becken beschränkt zu sein. Regional gesehen handelt es sich um eine Form, die bei der Auslese brackwasserliebender Faunenelemente in den höchsten tortonen Schichten des Wiener Beckens besonders angereichert wurde.

Bei der Gliederung des Sarmat zeigen die Untersuchungsergebnisse beider Gebiete so gute Übereinstimmung, daß die für das Wiener Becken aufgestellte Zonengliederung auf das nordwestliche Krško polje übertragen werden kann.

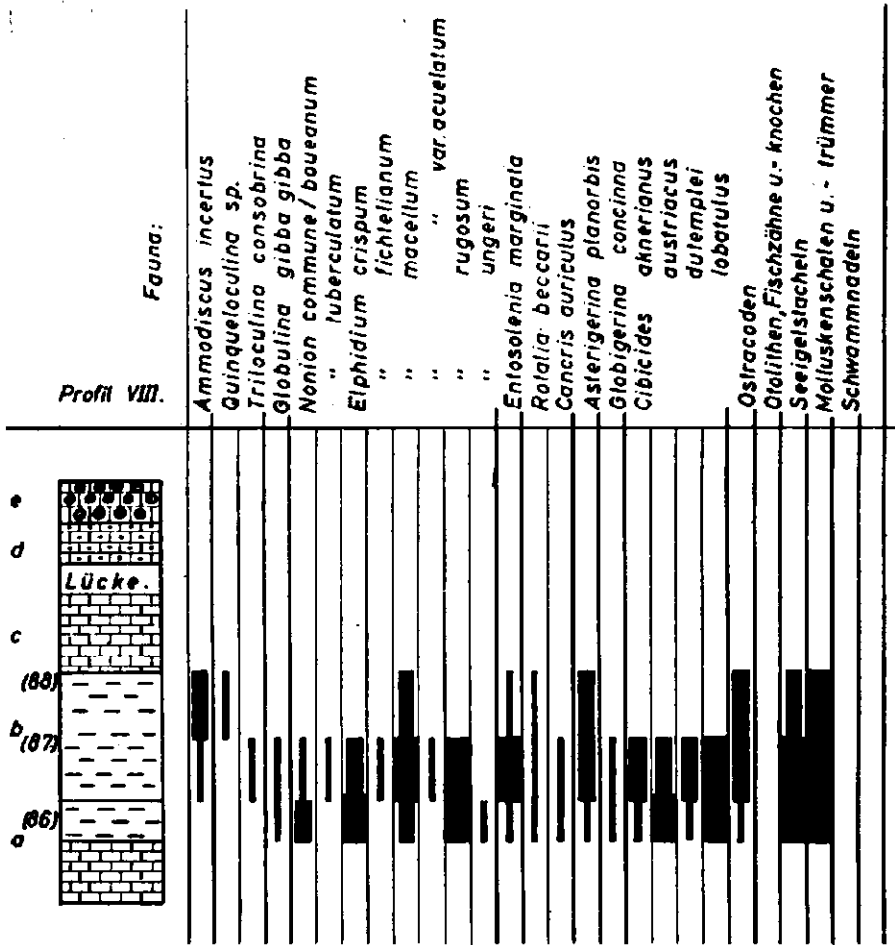


Tabelle 7

Profil IX.		Fauna:												
q(114)														<i>Quinqueloculina akneriana</i>
p(113)														<i>Trilaculina consobrina</i>
o														<i>Globulina gibba gibba</i>
n(112)	Lücke													<i>Nanion commune/boveanum</i>
m(111)														<i>tuberculatum</i>
l	Lücke													<i>" granosum</i>
(117)														<i>Elphidium aculeatum</i>
k														<i>crispum</i>
(118)														<i>fichtelianum</i>
(119)														<i>flexuosum</i>
(120)														<i>haverinum/antoninum</i>
(89)														<i>jozephinum</i>
j														<i>macellum</i>
(122)														<i>" var. aculeatum</i>
l(123)														<i>reginum</i>
h(i)														<i>rugosum</i>
h(124)														<i>Virgulina schreibersiana</i>
g														<i>Reussella spinulosa</i>
l(125)														<i>Rotalia beccarii</i>
e(126)														<i>Orbulina universa</i>
Lücke														<i>Cibicides aknerianus</i>
d(129)														<i>" boveanus</i>
c(128)														<i>Ostracoden</i>
b														<i>Oolithen, Fischdöhne u.-knochen</i>
a(127)														<i>Speigelsteine u.-platten</i>
														<i>Molluskenschalen würrümer</i>
														<i>Schwammreste</i>

Tabelle 8

	Wiener Becken		Nordwestliches Krško polje
S A R M A T	Zone mit <i>Nonion granosum</i> und <i>Rotalia beccarii</i> (Brackwasserfauna)		Zone III mit gestachelten Elphidien, <i>Nonion granosum</i> u. <i>Rotalia beccarii</i>
	Zone mit <i>Elphidium hauerinum</i>		Zone II mit <i>Elphidium hauerinum/antoninum</i>
	Zone mit grossen Elphidien		Zone I mit grossen Elphidien und Rissoiden
T O R T O N	Zone mit <i>Rotalia beccarii</i> und <i>Neretina picta</i> (artenarm)	o b e r e s	Zone VI mit marin-brackischer Seichtwasserfauna (Betonung d. Leithakalkfazies)
	Zone mit <i>Bolivina dilatata</i> (marine Fauna)		Zone V mit marin-brackischer Flachwasserfauna
	Zone mit <i>Spiroplectammia carinata</i> und wenig Lageniden (reiche marine Fauna)		
	Zone mit starker Betonung der Lageniden, <i>Robulus cultratus</i> (reiche marine Fauna)	u n t e r e s	Zone IV reiche marine Fauna mit <i>Robulus cultratus</i>
	Zone mit sehr starker Betonung der Lageniden und mit <i>Planulina wuellerstorfi</i> (reiche marine Fauna) Im Schwellengebit Leithakalkfazies		Zone III mit artenarmer Brackwasserfauna Zone II artenarme Seichtwasserfauna mit Anklängen an den Typus der Leithakalkfazies Zone I mit fossilarmen Basisschichten

Tabelle 9. Die Mikrofossilfolge im Sarmat und Torton des Wiener Beckens (zusammengestellt nach Grill 1941, 1943) und des nordwestlichen Krško polje

Hier wie da folgt über einer Basiszone mit großwüchsigen Elphidien und Rissoiden eine mittlere Zone mit *Elphidium hauerinum/antoninum*. *Articulina sarmatica* wurde im nordwestlichen Krško polje nicht beobachtet. Im nordwestlichen Krško polje ist die Form *Nonion granosum* im oberen Sarmat nicht so zahlreich vertreten wie im Wiener Becken.

**Verzeichnis der Foraminiferen aus dem Miozän des nordwestlichen
Krško polje**

Stamm: Protozoa.

Klasse: Rhizopoda

Ordnung: Foraminifera (Systematik nach Cushman 1948)

Familie 7:

Ammodiscidae

Ammodiscus incertus (d'Orbigny)

Familie 9:

Textulariidae

Spiroplectammina carinata (d'Orbigny)

Textularia agglutinans d'Orbigny

Textularia conica d'Orbigny

Textularia subangulata d'Orbigny

Familie 17:

Miliolidae

Quinqueloculina akneriana d'Orbigny

Quinqueloculina auberiana d'Orbigny

Quinqueloculina boueana d'Orbigny

Quinqueloculina longirostra d'Orbigny

Spiroloculina sp.

Sigmoilina tenuis (Czjzek)

Triloculina consobrina d'Orbigny

Triloculina nitens Reuß

Triloculina trigonula (Lamarck)

Pyrgo bulloides (d'Orbigny)

Familie 23:

Lagenidae

Robulus calcar (Linné)

Robulus cultratus Montfort

Robulus denticuliferus (Cushman)

Robulus inornatus (d'Orbigny)

Dentalina filiformis (d'Orbigny)

Nodosaria scalaris (Batsch)

Pseudoglandulina rotundata (Reuß)

Lagena gracilicosta Reuß

Lagena reticulata Reuß

Lagena striata (d'Orbigny)

Familie 24:

Polymorphinidae

- Guttulina austriaca* d'Orbigny
- Guttulina irregularis* (d'Orbigny)
- Guttulina trigonula* (Reuß)
- Globulina consobrina* (Fornasini)
- Globulina gibba gibba* d'Orbigny
- Globulina gibba* d'Orbigny var. *myristiformis* (Williamson)
- Globulina gibba* d'Orbigny var. *striata* Egger
- Globulina gibba* d'Orbigny var. *punctata* d'Orbigny
- Globulina gibba* d'Orbigny var. *tuberculata* d'Orbigny
- Pyrulina fusiformis* (Roemer)

Familie 25:

Nonionidae

- Nonion boueanum* (d'Orbigny)
- Nonion commune* (d'Orbigny)
- Nonion granosum* (d'Orbigny)
- Nonion perforatum* (d'Orbigny)
- Nonion tuberculatum* (d'Orbigny)
- Elphidium aculeatum* (d'Orbigny)
- Elphidium antoninum* (d'Orbigny)
- Elphidium crispum* (Linné)
- Elphidium fichtelianum* (d'Orbigny)
- Elphidium flexuosum* (d'Orbigny)
- Elphidium hauerinum* (d'Orbigny)
- Elphidium josephinum* (d'Orbigny)
- Elphidium macellum* (Fichtel u. Moll)
- Elphidium macellum* (Fichtel u. Moll) var. *aculeatum* (Silvestri)
- Elphidium reginum* (d'Orbigny)
- Elphidium rugosum* (d'Orbigny)
- Elphidium ungeri* (Reuß)

Familie 30:

Heterohelicidae

- Nodogenerina scabra* (Reuß)
- Nodogenerina scripta* (d'Orbigny)

Familie 31:

Buliminidae

- Bulimina elongata elongata* d'Orbigny
- Bulimina elongata* d'Orbigny var. *lappa* Cushman u. Parker
- Bulimina ovata* d'Orbigny
- Bulimina pupoides* d'Orbigny
- Entosolenia marginata* (Walker u. Boys)
- Virgulina schreibersiana* Czjzek
- Virgulina (Virgulinea) miocenica* Cushman u. Ponton
- Bolivina antiqua* d'Orbigny
- Bolivina dilatata* Reuß

Bolivina reticulata Hantken
Loxostomum digitale d'Orbigny
Bitubulogenerina reticulata Cushman
Reussella pulchra Cushman
Reussella spinulosa (Reuß)
Uvigerina bononiensis Fornasini compressa Cushman
Trifarina bradyi Cushman

Familie 33:

Rotaliidae
Patellina sp.
Eponides haidingeri (d'Orbigny)
Eponides repandus (Fichtel u. Moll)
Eponides schreibersii (d'Orbigny)
Parella sp.
Rotalia beccarii (Linné)
Cancris auriculus (Fichtel u. Moll)

Familie 35:

Amphisteginidae
Asterigerina planorbis d'Orbigny
Amphistegina lessonii d'Orbigny

Familie 40:

Globigerinidae
Globigerina bultoides d'Orbigny
Globigerina concinna Reuß
Globigerina triloba Reuß
Orbulina universa d'Orbigny

Familie 43:

Anomalinidae
Cibicides aknerianus (d'Orbigny)
Cibicides austriacus (d'Orbigny)
Cibicides boueanus (d'Orbigny)
Cibicides lobatulus (Walker u. Jakob)
Cibicides dutemplei (d'Orbigny).

Das Pliozän

Die Grenze Miozän-Pliozän. Der Abschluß des Pannonischen Beckens vom Weltmeer hatte sich mit Beginn des Pliozäns endgültig vollzogen. Die Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän ist jedoch ein bis heute umstrittenes Problem und war Anlaß zu vielen Publikationen und Diskussionen. Im Wiener Becken wurde die Grenze von jeher zwischen Sarmat und Pannon gezogen. Nachdem aber ein Äquivalent für das russische obere Sarmat im Pannonischen Becken angezweifelt wurde, stellten viele Autoren den Anteil des Unterpannon dem russischen Obersarmat gleich. So wurde ein Teil des Pannon dem Miozän zugeordnet, und nur ein Rest verblieb im Pliozän. Winkler v. Hermeden (1951) vertritt

die gleiche Auffassung auf Grund tektonischer Beobachtungen. Er legt die Miozän-Pliozän-Grenze mit der Fuge der 1. attischen Teilphase zusammen, die durch Winkel- und Erosionsdiskordanzen kenntlich ist und etwa zwischen die Horizonte der *Congeria ornithopsis* und *Congeria partschi* fällt (vergl. Tab. 10). Andere Autoren (Nebert, 1950, u. a.) bestreiten ein Äquivalent für das russische Obersarmat im Pannonischen Becken, stellen jedoch die gesamte Schichtfolge des Pannon — bei Annahme einer Diskordanz oder größeren Schichtlücke zwischen Miozän und Pliozän — in das Pliozän.

Mit der Frage der Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän verbindet sich die Frage nach der Stellung der sog. »Übergangsschichten« mit einer »Mischfauna« aus sarmatischen und pannonischen Faunenelementen. Einige Autoren stellen die »Übergangsschichten« wegen ihrer sarmatischen Faunenelemente in das Sarmat, andere ordnen sie dem Pannon zu. Letzteres geschieht in der Annahme, daß es sich entweder um eine echte Mischfauna handelt (Gorjanović-Kramberger, 1897; Friedl, 1936; Janoschek, 1943; Winkler v. Hermeden, 1951) oder daß die sarmatischen Faunenelemente aufgearbeitetes Material sind (Nebert, 1950). Auch wird die Ansicht vertreten, daß »Übergangsschichten« gar nicht auftreten (Strauß, 1943).

Zur Klärung der umstrittenen Fragen wies Janoschek (1943) auf die Notwendigkeit einer monographischen Neubearbeitung der sarmatischen und pannonischen Mollusken- und Säugetierfauna hin. Papp (1946—1948, 1951, 1952) hat die Molluskenfauna des Sarmat und Pannon im Wiener Becken einer umfassenden Neubearbeitung unterzogen. Früheren Gliederungsversuchen (Fuchs, 1875; Gorjanović-Kramberger, 1897; Friedl, 1931, 1936; Janoschek und Károunek, 1943; Böhm, 1943; Strauß, 1943) stellt Papp eine Gliederung zur Seite, die ihre Grundlage in den Entwicklungstendenzen einzelner Formengruppen von älteren zu jüngeren Schichten findet und das Problem von Rand- und Beckenfazies berücksichtigt. Er gliedert das Pannon in eine Reihe von Zonen, die er mit Großbuchstaben bezeichnet (siehe Tab. 10). Durch diese indifferente Bezeichnung werden regionale Betrachtungen und Vergleiche erleichtert.

Der Bestimmung von Mollusken aus Zone B, die den Komplex der umstrittenen »Übergangsschichten« mit der Zone der *Melanopsis impressa* (Friedl, 1936) umfaßt (Zone A nur in Beckenfazies ausgebildet), wendete Papp besondere Aufmerksamkeit zu. Nach Papp hat sich in Zone B der Übergang von Vollbrack- zu Halbbrackfazies (Salzgehalt unter 1,5 ‰) vollzogen, so daß Arten brackisch-mariner Herkunft schlagartig zurücktreten und eine Auslese von Arten des Halbbracks übrigbleibt. Die Sedimente der Zone B transgredieren am Beckenrand nahezu regelmäßig über Sarmat, womit häufig die Umlagerung sarmatischer Conchylien verbunden ist. Lokal auftretende Diskordanzen und Schichtlücken in der Randzone sind nach Papp ohne Bedeutung. Bei 27 Arten in der Basisschicht des Pannon treten dem Miozän gegenüber 41 ‰ neue Formen im Wiener Becken auf. Der spezifische Charakter dieser Halbbrackfauna ermöglicht eine klare Abgrenzung gegen das Sarmat. Der Schichtfuge der

1. attischen Teilphase als Miozän-Pliozängrenze dürfte man kaum den Vorrang vor paläontologischen Gliederungsmöglichkeiten einräumen, zumal mit dem Auftreten einer charakteristischen Landsäugerfauna (*Mastodon longirostris*, *Hipparion*) und einer weitverbreiteten Molluskenfauna eine klare Grenzziehung möglich ist.

Das Pannonvorkommen von Ruhna vas

Oberhalb des Einzelgehöftes Ruhna vas 3 an der Straße Ruhna vas—Draga fand ich auf einem Acker verstreut eine größere Anzahl meist gut erhaltener Mollusken. Das Auftreten einer reichen Molluskenfauna im Hangenden des an Makrofossilien armen Sarmat sprach für ein pliozänes Alter. Dies wurde durch die Fauna bestätigt, die einem grauweißen, plastischen Mergelton entstammt.

Die Fauna von Ruhna vas

Die Fauna setzt sich aus zahlreichen Molusken, einigen Ostracoden und umgelagerten Foraminiferen zusammen. Die Erhaltung der Fossilien ist gut; den Gastropoden fehlen allerdings häufig Mündungen und Embryonalwindungen. Folgende Arten ließen sich in der Fauna nachweisen: Mollusken:

- Theodoxus* sp. (selten)
- Valvata* (*Cincinna*) *obtusaeformis* Lörenthey (selten)
- Hydrobia* (*Hydrobia*) *testulata* Papp (selten)
- Mikromelania* sp. (selten)
- Brotia* (*Tinnyea*) *vásárhelyii* (Hantken) (häufig)
- Brotia* (*Tinnyea*) *escheri escheri* (Brongniart) (mittelhäufig)
- Melanopsis impressa bonelli* Manzoni (mittelhäufig)
- Melanopsis impressa pseudonarzolina* Papp (selten)
- Melanopsis impressa carinatissima* Sacco (selten)
- Melanopsis bouéi affinis* Handmann (häufig)
- Melanopsis bouéi multicostata* Handmann (häufig)
- Melanopsis bouéi sturii* Fuchs (mittelhäufig)
- Melanopsis pygmaea turrata* Handmann (selten)
- Rissoa* sp. (selten) umgelagert aus dem Sarmat
- Mohrensternia* sp. (selten) umgelagert aus dem Sarmat
- Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sowerby) (selten) umgelagert aus dem Sarmat
- Pirenella picta* ssp. (selten) umgelagert aus dem Sarmat
- Irus* (*Paphirus*) *gregarius* ssp. (selten) umgelagert aus dem Sarmat

Ostracoden:

- Form A* (selten)
- Form H* (mittelhäufig)

* Vrgl. Fahrion, 1941.

Foraminiferen:

Aus dem Miozän umgelagert, teilweise in guter Erhaltung.

Nonion boueanum (selten)

Nonion tuberculatum (selten)

Nonion granosum (mittelhäufig)

Elphidium rugosum (mittelhäufig)

Elphidium sp. (Bruchst.) (selten).

**Systematik und Beschreibung der pannonischen Molluskenfauna
von Ruhna vas**

Familie: Neritidae

Subfamilie: Neritinae

Genus: *Theodoxus* sp. (Bruchstücke)

Familie: Valvatidae

Genus: *Valvata*

Spezies: *Valvata (Cincinnati) obtusaeformis* Lörenthey

1856 *Valvata piscinalis* M. Hörnes, S. 591, Taf. 47, Fig. 26

1911 *Valvata (Cincinnati) obtusaeformis* Lörenthey, S. 174, Taf. 3, Fig. 20

1928 *Valvata (Cincinnati) obtusaeformis* Wenz, S. 2440

1951 *Valvata (Cincinnati) obtusaeformis* Papp, S. 110, Taf. 3, Fig. 20/22,
Taf. 5, Fig. 2.

Gehäuse gerundet bis bauchig, kreiselförmig. 4—5 gewölbte, glatte Umgänge, ziemlich eingeschnürt. Enger, tiefer Nabel; hohe Schlußwindung mit großer, gerundeter Mündung. Mundränder scharf.

Familie: Hydrobiidae

Subfamilie: Hydrobiinae

Genus: *Hydrobia*

Spezies: *Hydrobia (Hydrobia) testulata* Papp

1951 *Hydrobia (Hydrobia) testulata* Papp, S. 113, Taf. 7, Fig. 2—4.

Glattes und relativ breites Gehäuse, 6 gewölbte Umgänge, ziemlich tief gegeneinander eingezogen. Die ersten Umgänge gewinnen schneller an Größe als die nachfolgenden. Mündung oval-eiförmig, oben schwach gewinkelt, Nabel schlitzförmig.

Familie: Bulimidae

Genus: *Mikromelania*

Spezies: *Mikromelania* sp. (Bruchstück)

Familie: Thiaridae

Subfamilie: Melanatriinae

Genus: *Brotia*

Subgenus: *Tinnyea*

Spezies: *Brotia (Tinnyea) vásárhelyii* (Hantken)

1902 *Melania (Melanoides) vásárhelyii* Lörenthey S. 203, Taf. XIV,
Fig. 1a, 1b, 1c (Originalstücke von Hantken)

1911 *Melania (Melanoides) vásárhelyii* Lörenthey, Taf. III, Fig. 11
(nicht 10 und 12)

1928 *Brotia (Tinnyea) vásárhelyii* Wenz, S. 687.

Gehäuse groß, spitzkegelig-turmförmig. 9—12 schwachgewölbte Umgänge in der Größe gleichmäßig zunehmend, nach einer scharfen Kante zur Naht hin eingesenkt. Alle Umgänge haben schmale, deutliche Spiralbänder und starke Querrippen, die sich von Naht zu Naht erstrecken und auf den unteren Umgängen an der scharfen Kante in spitze Dornen auslaufen. Die Spiralbänder oberhalb der scharfen Kante tragen eine Vielzahl kleiner Warzen. Die Mündung ist bei keinem der Exemplare erhalten.

Familie: Thiaridae

Subfamilie: Melanatriinae

Genus: *Brotia*

Subgenus: *Tinnyea*

Spezies: *Brotia (Tinnyea) escheri escheri* (Brongniart)

1856 *Melania escheri* M. Hörnes, Taf. 49, Fig. 16, 16b

1887 *Melania escheri* Handmann, Taf. VIII, Fig. 23

1888 *Melania escheri* Handmann, Taf. VI, Fig. 65

1929 *Brotia escheri escheri* Wenz. S. 2579

1951 *Brotia (Tinnyea) escheri escheri* Papp, S. 128, Taf. 3, Fig. 29.

Gehäuse spitzkegelig-turmförmig (erheblich kleiner als *Brotia (Tinnyea) vásárhelyii*). 12—14 schwach gewölbte Umgänge, an Größe gleichmäßig zunehmend. Den Umgängen parallel schwach ausgebildete Spirallinien. Alle Umgänge tragen gewölbte Querrippen, die sich von Naht zu Naht erstrecken. Die ersten 3 Umgänge sind rippenlos. Auf den letzten Umgängen laufen die Rippen kurz vor der Naht in einen Knoten oder stumpfen Dorn aus. Die Mündung ist bei allen Exemplaren zerbrochen.

Familie: Thiaridae

Subfamilie: Melanopsinae

Genus: *Melanopsis* aus dem Formenkreis *impressa* Krauß

Spezies: *Melanopsis impressa bonelli* Manzoni

1929 *Melanopsis bonelli bonelli* Wenz S. 2668

1951 *Melanopsis impressa bonelli bonelli* Papp, S. 131, Taf. 9, Fig. 9/11.

Gehäuse gedrungen, glatt, oberhalb des letzten Umganges stumpfkegelförmig. Der letzte Umgang zeigt unter der Naht einen deutlichen Kiel, unter dem Kiel ist die Flanke des letzten Umganges schwach eingeschnürt, sonst gerade. Mündung oval mit schief gestellten Ausguß.

Spezies: *Melanopsis impressa pseudonarzolina* Papp

1856 *Melanopsis impressa* M. Hörnes, Taf. 49, Fig. 10

1951 *Melanopsis impressa pseudonarzolina* Papp, S. 132, Taf. 9, Fig. 14/18

Gehäuse schlanker als *Melanopsis impressa bonelli*, oberhalb des letzten Umganges spitzkegelförmig. Kiel am letzten Umgang unter der Naht deutlich ausgeprägt. Flanken der Umgänge leicht konkav.

Spezies: *Melanopsis impressa carinatissima* Sacco

1897 *Melanopsis impressa* var. *carinatissima* R. Hörnes, S. 8, Taf. 2, Fig. 8/10

1902 *Melanopsis impressa* var. *carinatissima* Lörenthey, S. 220, Taf. XV, Fig. 10

1929 *Melanopsis impressa carinatissima* Wenz, S. 2754

1950 *Melanopsis impressa* var. *carinatissima* Nebert, S. 190, Fig. 85a
(nicht 85b)

1951 *Melanopsis impressa carinatissima* Papp, S. 131, Taf. 9, Fig. 12
u. 13.

Gehäuse breit, aber nicht gedrungen, oberhalb des letzten Umganges kegelförmig. Kiel des letzten Umganges unter der Naht stark ausgeprägt. Die Nähte zwischen den Umgängen deutlicher als bei *Melanopsis impressa bonelli*.

Familie: Thiaridae

Subfamilie: Melanopsinae

Genus: *Melanopsis* aus dem Formenkreis *bouéi* Férussac

Spezies: *Melanopsis bouéi affinis* Handmann

1887 *Melanopsis Canthidomus affinis* Handmann, S. 32, Taf. VII,
Fig. 9/12

1902 *Melanopsis affinis* Lörenthey, S. 214, Taf. 17, Fig. 1—15

1951 *Melanopsis bouéi affinis* Papp, S. 146, Taf. 12, Fig. 9—11.

Gehäuse spitzkegelförmig, stufenartig abgesetzt, nach unten breiter werdend. 6—7 Umgänge, letzter Umgang höher als das übrige Gewinde zusammen. Die letzten drei Umgänge tragen Knoten und dornenartige Höcker, die nach unten jeweils in eine Rippe auslaufen. Auf dem letzten Umgang ist eine zweite Knotenreihe angedeutet. 8—9 Dornen entfallen auf den letzten Umgang. Die Mündung ist spitzoval zu einem kurzen Ausguß ausgezogen. Der äußere Mundrand ist scharf, der innere bedeckt die Spindel. Die Schalenoberfläche ist oft durch orangefarbene Zickzacklinien gezeichnet.

Spezies: *Melanopsis bouéi multicosata* Handmann

1887 *Melanopsis Bouéi* var. *multicosata* Handmann, S. 36, Taf. VIII,
Fig. 10—12

1902 *Melanopsis bouéi* var. *multicosata* Lörenthey, S. 211

1951 *Melanopsis bouéi multicosata* Papp, S. 146, Taf. 12, Fig. 12—14.

Gehäuse spitzkegelförmig, an den Nähten stufenartig abgesetzt, nach unten breiter werdend. 7—9 Umgänge, zur oberen Naht leicht eingeschnürt. Letzter Umgang höher als das Gewinde. Die letzten 4 Umgänge tragen dornenartige Höcker, die nach oben und unten in eine Rippe übergehen. Der letzte Umgang hat deutlich eine zweite Dornenreihe entwickelt; diese ist auf den drei vorhergehenden Umgängen nur angedeutet. Der letzte Umgang trägt 9—11 Dornen je Reihe. Die Mündung ist spitzoval zu einem kurzen, leicht gebogenen Ausguß ausgezogen. Der äußere Mundrand ist scharf, der innere bedeckt leicht wulstig die Spindel. Die Schalenoberfläche ist durch orangefarbene Linien gezeichnet.

Spezies: *Melanopsis bouéi sturii* Fuchs

1873 *Melanopsis Sturii* Fuchs, S. 21, Taf. IV, Fig. 18, 19

1902 *Melanopsis Sturii* Lörenthey, S. 211, Taf. XVII, Fig. 16, 17

1911 *Melanopsis Boettgeri* Halavats, S. 49, Taf. II, Fig. 14

1929 *Melanopsis sturii* Wenz, S. 2835

1950 *Melanopsis sturii* Nebert, S. 195

1951 *Melanopsis bouéi sturii* Papp, S. 146, Taf. 12, Fig. 15—17.

Gehäuse spitzkegelförmig, stufenartig abgesetzt, aber schlanker und höher als bei den vorher erwähnten Formen. 8—9 Umgänge, zur oberen Naht leicht eingeschnürt. Letzter Umgang ebenso hoch wie das Gewinde. Die letzten 4 Umgänge tragen 2 Reihen mit 9—12 dornartigen, spitzen Höckern, die durch eine Rippe verbunden sind. Die Höcker sind gegen den Basalrand schwächer ausgebildet. Die Mündung ist länglich-eiförmig mit kurzem, leichtgebogenem Ausguß. Der äußere Mundrand ist scharf, der innere bedeckt die Spindel. Die Schalenoberfläche ist durch orange-farbene Zickzacklinien gezeichnet.

Spezies: *Melanopsis pygmaea turrita* Handmann

1887 *Melanopsis Canthidomus turritus* Handmann, S. 32, Taf. VII, Fig. 13

1951 *Melanopsis pygmaea turrita* Papp, S. 150, Taf. 12, Fig. 24—27.

Gehäuse spitzkegelförmig, schlank, glatt, nach oben in eine Spitze ausgezogen. 6—7 Umgänge, die letzten 3 stufenartig gegeneinander an der Naht abgesetzt. Die letzten beiden Umgänge tragen eine Reihe stumpfer Knoten. Die Mündung ist oval mit kurzem Ausguß. Der äußere Mundrand ist scharf, der innere bedeckt die Spindel.

Aus dem Sarmat aufgearbeitete und umgelagerte Fossilien:

Familie: Nassariidae

Genus: *Dorsanum*

Spezies: *Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sowerby)

1856 *Buccinum baccatum* M. Hörnes, S. 156, Taf. 13, Fig. 6—9

1874 *Buccinum duplicatum* R. Hörnes, S. 69, Taf. 2, Fig. 3

1939 *Dorsanum duplicatum* Papp, S. 327, Taf. X, Fig. 4—12

1950 *Buccinum duplicatum* Nebert, S. 82/83, Fig. 34

1951 *Dorsanum duplicatum duplicatum* Papp, S. 51, Taf. 8, Fig. 1—5, 8—10.

Gehäuse kegelförmig, nach unten an Breite allmählich zunehmend. 6—7 Umgänge, an den Nähten deutlich gegeneinander abgesetzt. Alle Umgänge sind mit Rippen besetzt, die in ihrem oberen Teil unterhalb der Naht jeweils eingeschnürt sind, so daß sich ein Kranz wulstiger Knoten unterhalb der oberen Naht bildet.

Weiterhin wurden abgerollte Reste von *Pirenella picta* ssp. und *Irus* sp. beobachtet.

K. Friedl, 1936	A. Papp, 1948
Zone der <i>Congeria subglobosa</i>	
Basaler Teil	Zone E
Zone der <i>Congeria partschi</i>	Zone D
Zone der <i>Congeria ornithopsis</i>	Zone C
Zone der <i>Melanopsis impressa</i>	Zone B
	Zone A

Tabelle 10. Gliederung des Unter- und Mittelpannons im Wiener Becken

Die stratigraphische Stellung der pannonischen Ablagerungen von Ruhna vas

Die Zusammensetzung der Fauna mit Gastropoden aus der Formenreihe der *Melanopsis impressa* Krauß spricht für eine Einstufung der Ablagerungen in die Zone der *Melanopsis impressa*. Diese befindet sich nach der Gliederung von Friedl (1936) an der Basis des Pannon und entspricht der Zone B in der Gliederung von Papp (1946—1948) (siehe Tab. 10). Auffällig ist das Fehlen von *Congeria ornithopsis*. Diese ist nach Papp das Leitfossil der Zone B. Ihr Fehlen läßt sich nur faziell erklären; dafür sprechen Faunenelemente mit Anklängen an Süßwasserbedingungen. Ähnliche Verhältnisse wie in Ruhna vas beschreibt Friedl (1936), der das massenhafte Auftreten von *Melanopsis impressa* gegenüber der geringen Zahl von *Congeria ornithopsis* in dieser Zone hervorhebt. Auch den Angaben von Winkler v. Hermaden (1951) glaube ich entnehmen zu dürfen, daß sich in der Zone der *Melanopsis impressa* im Profil der Waldgräben am Stradner Kogel bei Gleichenberg keine *Congeria* befinden. — Der Wert der *Melanopsis* aus dem Formenkreis der *Melanopsis impressa* Krauß als Zonenfossilien wurde zwar oft in Frage gestellt (Tauber, 1939; Papp, 1946—1948; Nebert, 1950). Ihr zahlreiches Auftreten innerhalb einer typischen Pannonfauna im Hangenden des Sarmat veranlaßt mich, die Ablagerungen von Ruhna vas in den Horizont der *Melanopsis impressa* (Friedl, 1936) und die Zone B (Papp, 1946—1948) einzustufen.

Ablagerungen der dazischen Stufe (Belvedere-Schotter)

Weitere Vorkommen pannonischer Ablagerungen wurden im nordwestlichen Krško polje nicht angetroffen. Fluviale Schotter, vermutlich dazischen Alters (Belvedere-Schotter) sind östlich der Radulja und vor allem südlich der Krka aufgeschlossen. In einem rötlichen bis braungelben Lehm befinden sich Quarzgerölle und Quarzsande. Fossilien wurden in den Ablagerungen bisher nicht nachgewiesen; die Altersfrage bleibt also auch weiterhin ungeklärt.

Die Tektonik

Die Lagerung der Tertiärschichten widerspricht der Annahme Stachés (1858), die heutige Form des Krško polje auch für die Tertiärzeit anzunehmen.

Die Anlage des Vinji vrh-Sattels geht zweifellos auf orogene Bewegungen zurück, die zur Aufwölbung der tertiären Schichtfolge geführt haben.

Zwei sich kreuzende Bruchsysteme zerlegen das Gebiet in eine Art Schollenmosaik. An den Störungen wurden mesozoische Schichten gegen Tertiär verworfen. Ein Teil der Verwerfungen streicht alpidisch; die Mehrzahl der Brüche ist jedoch dinarisch ausgerichtet.

Von einer NNW—SSO streichenden Verwerfung (Störung von Draga) ist der Vinji vrh-Sattel in zwei Schollen zerlegt worden. Westlich der Störung wurde der Sattel so stark gehoben, daß der mesozoische

Sattelkern freigelegt wurde. Östlich der Störung bleiben die mesozoischen Schichten unter dem Mantel jungtertiärer Ablagerungen verborgen. Zwei kleinere Störungen, an denen Tertiär verworfen wurde, befinden sich westlich der Störung von Draga. — Immer wurden nur die Schollen westlich einer Störungslinie bewegt. Am Osthang der Uskoken machte Tornquist (1918) die gleiche Beobachtung.

Im Osten bricht das Tertiär an einer NW—SO streichenden Verwerfung (Störung von Skocjan) ab. Die Störung folgt dem Verlauf einer ehemaligen submarinen Schwelle, an der sich die tertiären Sedimente schüsselartig aufwölben (siehe Abb. 3). Die Nordflanke des Halbsattels von Zagrad wurde an dieser Störung abgeschnitten. Nach SO ist der Verlauf der Störung nicht sicher. Wahrscheinlich folgt sie dem Lauf der Radulja.

Ein System kleinerer Brüche bildet die Westgrenze des Tertiärs im nordwestlichen Krško polje. Das Vorkommen massiger, zerrütteter Dolomite (Mendola-Dolomit) erschwerte das Erkennen von Störungen. Entlang der Westgrenze treten Thermen auf (Šmarješke toplice, westlich Št. Jakob, Klevevž).

In Richtung der Krka verläuft eine große NO—SW streichende Verwerfung (Krka-Störung), die sich weit nach Westen verfolgen läßt (Lipold, 1858). Nördlich dieser Störung sind die Tertiärschichten steil aufgerichtet, südlich davon haben sie nahezu söhliche Lagerung beibehalten (siehe Abb. 2). Morphologisch trennt die Störungslinie das nördliche Hügelland von der Ebene des Krško polje.

Vergleicht man die tektonische Anlage des mesozoischen Grundgebirges mit dem Bau der jungtertiären Deckschichten, so kann man scharf zwischen einer »älteren« in einer »jüngeren« Tektonik unterscheiden. Die mesozoischen Schichten sind steil gefaltet. Die Strukturen folgen der dinarischen Streichrichtung (Streichen im Bereich zwischen N 35° bis 65° W) und mögen präkretazisch und präoligozän angelegt sein.

Strukturen mit aufgewölbten Tertiärschichten zeigen kaum noch Anklänge an den dinarischen Bautyp; sie folgen der alpidischen Streichrichtung (NO—SW); ebenso wie die Strukturen im östlichen Anschlußgebiet (Orlicagebirge; slowenisch-kroatische Inselberge). Das nordwestliche Krško polje gehört also noch in das Interferenzgebiet der alpidisch-dinarischen Streichsysteme (vergl. Heritisch u. Seidl, 1919).

Orogene Vorgänge, die zu diesem — alpidischen — Bautyp geführt haben, haben die jungtertiäre Schichtfolge bis einschließlich der unterpannonen Basisschichten erfaßt. Die dazischen Schotter liegen diskordant über den marinen und brackischen Ablagerungen des Jungtertiärs. Sie wurden von dem Bewegungsvorgang also nicht mehr betroffen, was Tornquist (1918) angenommen hat.

Die orogenen Bewegungen, von denen die jungtertiären Ablagerungen erfaßt wurden, fallen in die attische Phase nach Stille (1924) oder 1. attische Teilphase nach Winkler v. Hermeden (1951). Für die Zeit während der Sedimentation der jungtertiären Ablagerungen wurden keine orogenen Bewegungen festgestellt. Der jungtertiäre Schichtkomplex,

abgesehen von den dazischen Schottern, liegt in einem geschlossenen Verband ohne Anzeichen für eine Diskordanz. Für diesen Zeitraum sind nur weiträumige epirogene Bewegungen anzunehmen (vergl. Tornquist, 1918, S. 105).

Die Mehrzahl der Brüche und Verwerfungen sind das Produkt sehr junger, heute noch aktiver Bruchschollenbewegungen, wie Tornquist (1918) nachgewiesen hat. Ihre Anlage mag auf Bewegungen während der attischen Phase zurückzulegen. Erdbeben, die das Gebiet immer wieder erschüttern, wurden von Tornquist (1918) als tektonische Beben erkannt. Die Beben treten vor allem an dinarisch streichenden Bruchlinien auf.

Durch die Kartierung des nordwestlichen Krško polje konnte eine Lücke im tektonischen Bauplan des Krško polje geschlossen werden, die bei den Untersuchungen von Tornquist (1918), Heritsch und Seidl (1919) offen geblieben war.

Paläogeographie und Fazies

Die Untersuchungsergebnisse führen zu einer anderen Vorstellung von der Palläogeographie des Jungtertiärs im Krško polje als den bisherigen Anschauungen (Stache, 1858); Winkler v. Hermaden, 1913; Vettors, 1947) entspricht. Wir müssen annehmen, daß nach Ablagerung der Oberkreide der Raum des heutigen Krško polje trocken gefallen war. Eine marine Transgression erfolgte jedenfalls erst wieder im Untertorton. Ein NW—SO streichendes Gebirge wurde praeoligozän angelegt. Während im Gebiet der heutigen Savefalten auch oligozäne Schichten abgelagert wurden, war der Raum des heutigen Krško polje nach der praeoligozänen Orogenese anscheinend nur Abtragungsgebiet. Sicher war ein Teil des mesozoischen Gebirges eingeebnet, als das Gebiet im Untertorton überflutet wurde. Die marine Transgression, die ursächlich auf den Einbruch des Wiener Beckens zurückzuführen ist, war durch epirogene Senkungsbewegungen begünstigt. Das Torton-Meer drang langsam in die ausgeräumte, flache Rumpfebene vor. — Reste einer älteren miozänen Transgression wurden im nordwestlichen Krško polje nicht beobachtet.

Während des Untertortons kamen auf dem langsam sinkenden Untergrund über grobklastischen Basisschichten vorwiegend feinklastische Sedimente mit einer brackischen Seichtwasserfauna zur Ablagerung. Eingeschwemmte Pflanzenreste und ein kleines, linsenartiges Kohleflöz weisen auf enge Beziehungen zur Küste hin. Auf submarinen Erhebungen kam es zur Bildung von Leitha-Sedimenten. Während des Untertortons wurden die Aschen eines Vulkanes in der Meeresbucht abgelagert. Die Herkunft des vulkanischen Materials ist unsicher. Der Tuffhorizont zeigt in Aufschlüssen nördlich der Krka geringere Mächtigkeit als südlich davon (Orehovica bei Št. Jernej). Die Schlotspalte eines Aschenvulkans, der die Schichten der Oberkreide durchschlagen hat, befindet sich bei Žužemberk (siehe Abb. 1). Vor der Wende vom Unter- zum Obertorton gelangten Fau-

nenelemente tieferen Wassers auch in die Bucht von Krško polje. Der Vorstoß macht sich in dem plötzlichen Wandel der bisher eintönigen Brackwasserfauna bemerkbar. Eine Meerestiefe von 2000 Fuß (600 m!) läßt sich davon jedoch nicht ableiten (siehe Stache, 1858).

Nach der Wende Unter-/Obertorton kamen vorwiegend feinsandig-mergelige Sedimente und Leitha-Bildungen zur Ablagerung. Die Mikrofauna weist auf eine zunehmende Verflachung und Verbrackung des Meeres hin. Ein verstärkter Einfluß des Festlandes (Blatt- und Holzreste) ist zu beobachten. Ein Horizont fluviatiler Schotter wurde in marin-brackische Ablagerungen eingeschaltet.

Mit der zunehmenden Verbrackung des Pannon-Meeres ging auch der Artenbestand der Mikrofauna zurück. Nur anpassungsfähige Faunenelemente blieben erhalten. Im Sarmat waren nur noch wenige Formen den Lebensbedingungen in jenem küstennahen, bewegten Brackwasser gewachsen. — Diese Entwicklung wurde überall im Pannonischen Becken beobachtet.

Nach Winkler v. Hermeden (1952) soll im Sarmat, eventuell schon früher, eine Art Verbindungskanal zwischen dem Pannonischen Becken und einer nördlichen Adria über die Bucht von Laško bestanden haben. Der Autor erklärt mit dieser Annahme das Vorkommen von zwei Molluskenarten in der Tertiärbucht von Pöllau-Hartberg. Zahlreiche Untersuchungsergebnisse sprechen gegen diese Annahme: Die Anlage der Laško Bucht ist wie die Anlage des Krško polje auf orogene Bewegungen der attischen Phase zurückzuführen (vergl. Bittner, 1884). Die Anlage der nördlichen Adria erfolgte sogar erst im Pleistozän (Ramovš, 1954/55). Hätte im Sarmat eine Verbindung über den »Kanal von Laško« und einen weiteren (!) Kanal über Serbien, Mazedonien und Albanien (Winkler v. Hermeden, 1952) zum Weltmeer bestanden, so hätte sich dies nicht nur auf die Molluskenfauna von Pöllau-Hartberg ausgewirkt. Vor allem in den Nachbargebieten wäre die Entwicklung der Fauna ganz anders verlaufen, und das hätte sich auch in der Entwicklung der Mikrofauna bemerkbar gemacht. Im Sarmat des Krško polje wurden keine Anzeichen für eine abweichende Entwicklung der Mikrofauna beobachtet.

Nach der Wende Miozän/Pliozän wurden im Gebiet des nordwestlichen Krško polje Sedimente von kaspibrackischem Typus abgelagert. Die Fauna aus diesen Ablagerungen (Ruhna vas) deutet auf Küstennähe hin. Unter den Mollusken befinden sich zahlreiche süßwasserliebende Formen. Mit Ablagerung der unterpannonen Basisschichten hört der Absatz von Sedimenten in dieser Bucht des Pannonischen Beckens auf.

Während des Miozäns hatte sich das tektonische Geschehen auf epigene Bewegungen beschränkt. Nach Ablagerung der unterpannonen Basisschichten wurden die mesozoischen Schichten mit ihrer jungtertiären Bedeckung von orogenen Bewegungen erfaßt. An den Rändern alpidisch streichender Störungen wurden die Schichten antiklinal aufgerichtet und bilden noch heute eine Reihe alpidisch streichender Sättel am Rande des Krško polje.

Die heute anstehenden Tertiärgesteine sind nur noch Relikte von Sedimenten einer sicher weiter nach Westen vorgreifenden Bucht des jungtertiärer Pannon-Meeres. Die auf Bruchschollen gehobenen Ablagerungen wurden im höheren Pliozän und im Pleistozän abgetragen und die Bucht des Krško polje ausgeräumt.

Vergleiche mit den Untersuchungsergebnissen des inneralpinen Wiener Beckens

Eine Fülle mikropaläontologischer Arbeiten liegt aus dem Wiener Becken vor. Untersuchungen über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Wiener Becken wurden von Grill (1941, 1943) durchgeführt (siehe Tab. 9).

Die Mikrofauna der miozänen Schichtfolge des Wiener Beckens wurde schon auf Seite 126 besprochen. Die sarmatischen Ablagerungen konnten im Wiener Becken auch mit Hilfe von Makrofossilien gegliedert werden (Papp, 1952). Das war bei den an Makrofossilien armen Schichten im nordwestlichen Krško polje nicht möglich.

Eine Gliederung des Pannons im Wiener Becken verdanken wir, abgesehen von Friedl (1931, 1936) und anderen Autoren, den jüngsten Untersuchungen von Papp (1946—1948, 1951). Im nordwestlichen Krško polje war nur ein Äquivalent für die Zone B der Randfazies des Wiener Beckens aufgeschlossen (vergl. Tab. 10). Auf Unterschiede in der Zusammensetzung der Faunen wurde bereits hingewiesen.

Vergleiche mit den Untersuchungsergebnissen der Steiermark und Kärntens

Schon früher hatten die Autoren (Stache, 1958, Hilber, 1892, Heritsch und Seidl, 1919) auf die Ähnlichkeit der tertiären Ablagerungen des Krško polje mit den Ablagerungen des steirischen Tertiärs aufmerksam gemacht. Diese Hinweise werden durch die mikropaläontologischen Untersuchungen bestätigt.

Die jungtertiären Ablagerungen der Steiermark wurden mir durch Exkursionen bekannt, die ich zusammen mit den Herren Dr. V. Jenisch, G. Kopetzky und H. Riebel vom Geologischen Institut der Universität Graz durchführen konnte. Die Herren gewährten mir auch Einblick in ihre Aufzeichnungen und in das von ihnen gewonnene Probenmaterial. Dafür sei ihnen nochmals herzlich gedankt.

Der Artenbestand in der Mikrofauna des steirischen Jungtertiärs ist im allgemeinen größer als in den gleichaltrigen Ablagerungen des nordwestlichen Krško polje. In küstennahen Buchten treffen wir auf ähnliche Verhältnisse wie im Krško polje (vergl. Walter, 1951). Das betrifft vor allem den untertorton Abschnitt der Schichtfolge. Im Untertorton der Steiermark ist auch ein Tuffhorizont aufgeschlossen. Er befindet sich unterhalb einer Zone, die mit der Zone IV des Krško polje korrespondiert. Die Tuffe beider Gebiete dürften also etwa gleichaltrig sein. — In der obertorton (nach Beer und Kopetzky, 1951: mitteltorto-

nen) Schichtfolge sind die faziellen Verhältnisse beider Gebiete auffallend ähnlich. In der Steiermark befinden sich Sande und Tegel in Wechselagerung, im nordwestlichen Krško polje sind es kalkigmergelige Ablagerungen. Leitha-Sedimente sind in beiden Gebieten ausgebildet. Der Typus der Mikrofauna entspricht einer gemeinsamen Entwicklungsstufe.

Aus dem Sarmat von Pöllau-Hartberg beschreibt Nebert (1950) eine Mikrofauna aus der Zone mit *Nonion granosum*. Die Fauna ist individuenreicher als die entsprechende Fauna im nordwestlichen Krško polje. — Eine umfangreiche Molluskenfauna beschreibt Nebert (1950) aus dem Unterpannon von Lebing mit typischen Arten der Zone B, entsprechend der Gliederung von Papp (1946—1948).

Jüngste Untersuchungen in den tertiären Ablagerungen des Lavanttales (Beck-Mannagetta, 1952; Papp, 1950, 1952; Grill, 1952) führten zu einer höheren Einstufung der Schichtfolge. Für die Ablagerungen wurde tortones und sarmatisches Alter nachgewiesen. Ein Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen aus dem nordwestlichen Krško polje läßt sich leicht durchführen.

Vergleiche mit den Untersuchungsergebnissen aus dem östlichen und südlichen Pannonischen Becken

Stur (1863) beschreibt aus dem südwestlichen Siebenbürgen eine Mikrofauna, die auf tortonisches Alter der Ablagerungen schließen läßt. Aus dem Raum von Beograd liegen mikropaläontologische Beobachtungen jüngerer Datums vor. Die Untersuchungen bestätigten das Vorkommen tortoner und sarmatischer Ablagerungen. Aus dem Torton werden Tief- und Flachwasserfaunen beschrieben. Veselinović-Čičulić (1952) beobachtete auch einen Tuffhorizont, den er in Analogie zu älteren Arbeiten an die Grenze Helvet/Torton stellt. Tomić-Džodžo (1953) weist darauf hin, daß in den sarmatischen Ablagerungen im Raum von Beograd die Form *Nonion granosum* relativ selten beobachtet wurde. Diese Bemerkung trifft auch für das nordwestliche Krško polje zu. Stevanović (1953) berichtet über pannone Ablagerungen im Feld Donja Tuzla in Nordost-Bosnien. Beobachtet wurden fast ausschließlich Ablagerungen oberhalb der pannonen Basisschichten. Nur einmal wurden Sande mit *Congerina ornithopsis* erwähnt.

Zusammenfassung

In der Arbeit werden Untersuchungen zur Aufklärung von Stratigraphie und Tektonik jungtertiärer Ablagerungen im nordwestlichen Krško polje durchgeführt.

Ein Arbeitsgebiet von 60 km² wurde geologisch kartiert (siehe Kartenbeilage).

Den tertiären Ablagerungen wurden Schlitzproben für mikropaläontologische Untersuchungen entnommen.

Ausbildung und Schichtfolge der im Arbeitsgebiet anstehenden tertiären Ablagerungen werden beschrieben.

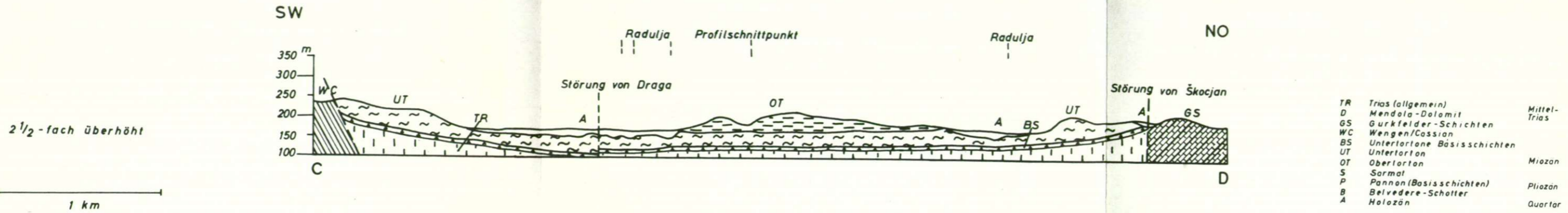


Abbildung 3.

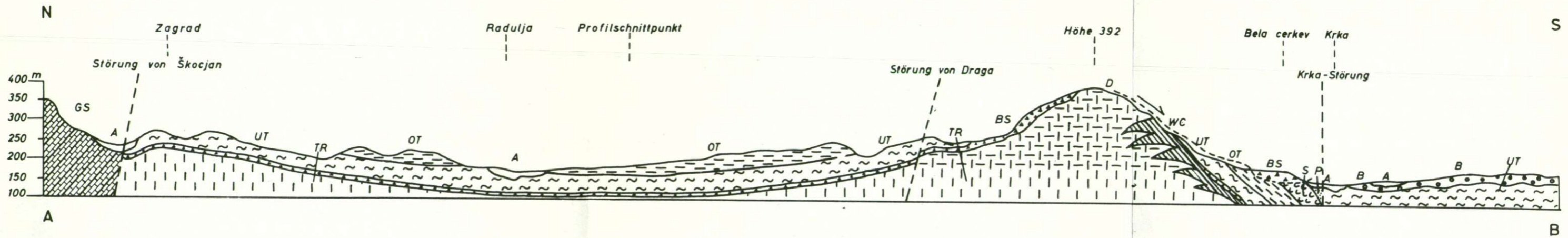


Abbildung 2.

Abbildung 2 und 3: Zur Lagerung der jungtertiären Schichten im nordwestlichen Krško polje

Die Lagerung der jungtertiären Schichten wurde auf orogene Bewegungen zurückgeführt.

Die Ergebnisse stratigraphischer und mikropaläontologischer Untersuchungen wurden in 9 Profil-Diagrammen (Tab. 2—8) dargestellt.

Die bisherige Alterseinstufung der miozänen Schichtfolge in die Grunder Schichten wurde mit Hilfe mikropaläontologischer Vergleiche revidiert. Die miozänen Ablagerungen wurden in das Niveau der tortonen und sarmatischen Schichtstufe gestellt. Ablagerungen des Helvet wurden im Arbeitsgebiet nicht beobachtet.

Eine Gliederung der Schichtfolge mit Hilfe ihrer Mikrofauna konnte durchgeführt werden. Grundlage der Gliederung ist die gerichtete Entwicklung der Foraminiferenfauna. Die Untersuchungsergebnisse wurden in einem Faunenprofil (Tab. 11) zusammengestellt. Die tortone Schichtfolge wurde in einen untertortonen und einen obertortonen Abschnitt gegliedert. Innerhalb der beiden Profilabschnitte wurden weitere Zonen ausgeschieden. In den sarmatischen Ablagerungen wurden 3 Zonen unterschieden, entsprechend der Gliederung für das Wiener Becken nach Grill (1941, 1943).

Die Fauna der obermiozänen Schichten wurde in einer Fossilliste zusammengestellt.

In einem kleinen Aufschluß bei Ruhna vas (Ruchtendorf) wurden unteroligozäne Basisschichten nachgewiesen.

Die Ablagerungen wurden auf Grund ihrer Molluskenfauna entsprechend der Gliederung für das Wiener Becken nach Papp (1956—1948) in die Zone B des Pannon gestellt.

Die Molluskenfauna wurde beschrieben.

Der tektonische Bau der jungtertiären Ablagerungen konnte auf orogene Bewegungen der attischen Phase zurückgeführt werden. Die Anlage dinarisch (NNW—SSO) streichender Verwerfungen geht auf jüngste Bruchschollenbewegungen zurück.

Die Untersuchungsergebnisse aus anderen Gebieten des Pannonischen Beckens wurden mit den Ergebnissen dieser Arbeit verglichen.

LITERATURVERZEICHNIS

Beck-Mannagetta, P., 1950, Schichtfolge und Tektonik des Tertiärs des unteren Lavanttales. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Nr. 2. Wien.

Beck-Mannagetta, P., 1952, Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 45, Wien.

Beer, H. und Kopetzky, G., 1951, Zur Frage der Abgrenzung von Helvet und Torton im südweststeirischen Becken. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Nr. 14, 1951, Wien.

Bittner, A., 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XXXIV, Wien.

Brusina, S., 1892, Fauna fossile terziaria di Markusevec in Croazia. Glasnik Hrvatskoga naravosl. društva, Zagreb.

Brusina, S., 1884, Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. Beitr. z. Paläontologie Österr./Ungarns u. d. Orients, Nr. 3.

Cushman, J. A., 1948, Foraminifera, their Classification and Economic Use. Harvard Univ. Press.

- Fahrion, H., 1941, Zur Mikrofauna des Pannon im Wiener Becken. Öl und Kohle, 37.
- Fahrion, H., 1943, Ein mikrofaunistischer Vergleich des südosteuropäischen Pannons. Mittlg. d. Reichsamts f. Bodenf., Zweigst. Wien, Nr. 6, Wien.
- Férussac de, A., 1823, Monographie des Espèces Vivantes et Fossiles du Genre Mélanopside. Mém. de la Soc. d'Hist. Natur. de Paris, 1.
- Friedl, K., 1931, Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. Mittlg. d. Geol. Gesellsch. i. Wien, Bd. XXIV.
- Friedl, K., 1936, Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. F. E. Suess-Festschr. Mittlg. d. Geol. Gesellsch. i. Wien, Bd. XXIX.
- Fuchs, Th., 1873, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XXIII, Wien.
- Gorjanović-Kramberger, C., 1896, Über das Vorkommen der *Pereiraia gervaisii* in Croatien. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien.
- Gorjanović-Kramberger, C., 1897, Das Tertiär des Agramer Gebirges. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XLVII, Wien.
- Gorjanović-Kramberger, C., 1899, Die Fauna der unterpontischen Bildungen um Londjica in Slavonien. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XLIX, Wien.
- Grill, R., 1941, Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken. Öl u. Kohle, 37.
- Grill, R., 1943, Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mittlg. d. Reichsamts f. Bodenf., Zweigst. Wien, Nr. 6.
- Grill, R., 1952, Zur Mikrofauna der Mühldorfer Schichten. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Bd. 95, Wien.
- Halavats v., G., 1911, Die Fauna der Pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, Bd. IV, Wien.
- Handmann, P. R., 1887, Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf. Aschendorff'sche Buchhdl. Münster.
- Handmann, P. R., 1888, Die Neogenablagerungen d. österreichisch-ungarischen Tertiärbeckens. Aschendorff'sche Buchhandl. Münster.
- Heritsch, F. und Seidl, F., 1919, Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. II. Teil. Mittlg. d. Erdbebenkommission, Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., Neue Folge Nr. 55, Wien.
- Hilber, V., 1892, Fauna der *Pereiraia*-Schichten von Bartelmae in Unterkrain. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Bd. CI, Abtlg. I, Wien.
- Hörnnes, M., 1856, Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. Abhdl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. III, Wien.
- Hörnnes, R., 1874, Tertiärstudien. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XXIV, Wien.
- Hörnnes, R., 1897, Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. 47.
- Janoschek, R., 1942, Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. Öl und Kohle, 38.
- Janoschek, R., 1943, Das Pannon des inneralpinen Wiener Beckens. Mittlg. d. Reichsamts f. Bodenf., Zweigst. Wien, Nr. 6, Wien.
- Janoschek, R., 1951, Das inneralpine Wiener Becken, im F. X. Schaffer, Geologie von Österreich.
- Kapounek, J., 1938, Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland). Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Bd. 87, Wien.
- Kinkelín, F., 1891, Neogenbildungen westlich von St. Bartelmae in Unterkrain. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XLI.
- Kühnel, W., 1933, Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krain. Prirodosl. razpr. 2, 61—111, Ljubljana.
- Lipold, M. V., 1858, Die Eisenstein führenden Diluvial-Lehme in Unterkrain. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. IX.

Lipold, M. V., 1858, Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain im Jahre 1857. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. IX, Wien.

Lörenthey, I., 1902, Die pannonische Fauna von Budapest. Paläontograph., Bd. 48, Stuttgart.

Lörenthey, I., 1911, Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Result. d. wiss. Erf. d. Balatonsees, Bd. IV, Wien.

Munda, M., 1939, Stratigrfske in tektonske prilike v rajhenburški terciarni kadunji (soteški produktivni skladi v brakičnem in morskem razvoju). Disertacija. Ljubljana.

Nebert, K., 1950, Die jungtertiäre Bucht von Pöllau-Hartberg. Dissertation. Graz.

Nebert, K., 1952, Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht (Oststeiermark). Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Bd. 45, Wien.

Papp, A., 1939, Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Zweigst. Wien.

Papp, A., 1946—1948, Das Pannon des Wiener Beckens. Mittlg. d. Geol. Gesellsch. i. Wien, Bd. 39—41, Wien.

Papp, A., 1949, Fauna und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Nr. 13, Wien.

Papp, A., 1950, Über die Einstufung des Jungtertiärs im Lavanttal. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Nr. 2, Wien.

Papp, A. und Turnovsky, K., 1950, Über die Entwicklung der Mollusken- und Ostracoden-Fauna im Pannon des Wiener Beckens und in Ungarn. Anz. d. Österr. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Jahrg. 87, Nr. 9, Wien.

Papp, A., 1951, Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. Mittlg. d. Geol. Gesellsch. i. Wien, Bd. 44, Wien.

Papp, A., 1952, Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mittlg. d. Geol. Gesellsch., Bd. 45, Wien.

Petrascsek, W., 1940, Alter und Bildung der Kohlenflöze von Rajhenburg und Trbovlje in Slowenien. Berg.- u. Hüttenm. Monatshefte d. Mont. Hochschule Leoben, Heft 4, Jahrg. 88.

Rakovec, I., 1932, Zur Miozänfauna der Steiner Voralpen. Prirod. razpr., Ljubljana.

Ramovš, A., 1951/52, Jadran nekoč in danes. Proteus, leto XIV, št. 8.

Sacco, F. e Bellardi, I., 1895—1897, I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, Torino.

Stache, G., 1858, Die neogenen Tertiärbildungen in Unterkrain. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. IX, Wien.

Stache, G., 1860, Tertiärfossilien von Čatež. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XI, Wien.

Staesche, K., 1942, Aussprache über die stratigraphischen Probleme des Jungtertiärs von Südosteuropa und Budapest. Öl und Kohle, 38.

Stevanović, P. M., 1953, Faunistische Neuigkeiten aus den unteren Congerlienschichten von Donja Tuzla in NO Bosnien mit einer Rückschau auf die sogen. Karagač-Endemiten. Annal. Géol. de la pénins. Balkan, Beograd.

Stille, H., 1924, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Verl. Bornträger, Berlin.

Strauss, L., 1943, Versuch einer Parallelisierung des Pannons. Mittlg. d. Reichsamts f. Bodenf., Zweigst. Wien, Nr. 6.

Stur, D., 1863, Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des südwestlichen Siebenbürgen im Sommer 1860. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XIII, Wien.

Tauber, A. F., 1939, Studien im Sarmat und Pannon des Königlberg-Gloriette-Bergzuges in Wien. Verhandl. d. Reichsstelle f. Bodenf., Zweigst. Wien, Nr. 7—8, Wien.

Teller, F., 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien.

Teller, F., 1896, Die miozänen Transgressionsrelicte bei Steinbrück und Ratschach an der Save. Verhandl. d. Geol. Reichsanst., Wien.

Tomić-Džodžo, R., 1952, A paleontological treatise of microfauna from the well drilling Tušanj III—Donja Tuzla. Cl. d. Sc. math. et natur. de l'Akad. d. Serbe d. Sc. XXIII/4, Beograd.

Tomić-Džodžo, R. u. Veljković-Zajec, K., 1953, Die tortonischen Mikrofaunen des Denin-Majdan Profils (Umgebung von Beograd). Cl. d. Sc. math. et natur. de l'Akad. d. Serbe d. Sc. XXXIV/6, Beograd.

Tomić-Džodžo, R., 1953, A foregoing note on the results achieved in the study of microfauna from the sarmatic layers in the surroundings of Belgrad (Localities Jajinci, Rakovica, and to the south of Torlak). Ann. Géol. de la pénins. Balkan, Beograd.

Tornquist, A., 1918, Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, I. Teil. Mittlg. d. Erdbeben-Kommission Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl., Neue Folge Nr. 52, Wien.

Walter, E., 1951, Das Miozän zwischen Stainz und Glainzbach. Dissertation, Graz.

Wenz, W., 1923—1930, Fossilium Catalogus 1—11.

Wenz, W., 1938—1944, Handbuch der Paläozoologie, Gastropoda. II. Teil. v. O. H. Schindewolf, Berlin.

Winkler v. Hermeden, A., 1951, Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär, im F. X. Schaffer, Geologie von Österreich. Verl. Franz Deuticke, Wien.

Winkler v. Hermeden, A., 1952, Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des mittelsteirischen Beckens. Mittlg. d. Naturw. Vereines f. Steiermark, Bd. 81/82, Graz.

Veit, E., 1943, Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. Mittlg. d. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zweigst. Wien, Nr. 6.

Veljković-Zajec, K., 1952, A paleontological description of microfauna from the deep bore Bečej I. Cl. d. Sc. math. et natur. de l'Akad. d. Serbe d. Sc. XXII/3, Beograd.

Veljković-Zajec, K., 1953, Die paläontologische Darstellung der Mikrofauna aus den sarmatischen Sedimenten von Vinča und deren Umgebung. Cl. d. Sc. math. et natur. de l'Akad. d. Serbe d. Sc. XXXIV/6, Beograd.

Veljković-Zajec, K., 1953, Neuer Beitrag zur Kenntnis der Mikrofauna aus dem II. Mediterran in Višnjica. Cl. d. Sc. math. et natur. de l'Akad. d. Serbe d. Sc. XXXIV/6, Beograd.

Veselinović-Čičulić, M., 1952, An Appendix to the knowledge of the Middle Miocene on the Northern Declivity of the Fruška Gora. Cl. d. Sc. math. et natur. de l'Akad. d. Serbe d. Sc. XXII/3, Beograd.

Vetters, H., 1947, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Geologische Bundesanstalt, Wien.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

STAROST »KRŠKIH SKLADOV« V OKOLICI KRŠKEGA

Anton Ramovš

Leta 1858 je Lipold uvedel stratigrafski pojem »krški skladi« za živopisane ploščaste apnence v okolici Krškega, ki sestojijo iz rdečih, sivih, rjavkastih, rumenih ali vijoličnih apnencev školjkovitega loma. Apnenci so vedno plastoviti, plošče so debele večinoma od 2 do 5 cm, le redko nad 10 cm. Za apnence so značilni pogostni gomolji rožencev, debeli navadno od enega do okoli treh centimetrov. Krški skladi naj bi bili debeli po Lipoldu 100 do 150 m. Pojavljajo se v Krškem hribovju zahodno od Krškega in se raztezajo na obeh pobočjih grebena proti zahodu tja do Tržišča. Na površju imajo večji obseg tudi zahodno od Šmarjete in Bele cerkve ter zahodno od Trebelnega in končno na severnem vznožju Gorjancev (1858, 270).

Na Lipoldovi manuskriptni geološki karti lista Krško—Brežice in Samobor zasledimo »krške sklade« samo severno od Vidma, medtem ko so na ostalih zgoraj navedenih krajih le »velikotrnski skladi«.

Tudi o starosti »krških skladov« je Lipold veliko razglabljal, vendar ni prišel do zanesljive ugotovitve. Imel jih je za srednjetriadne, ker naj bi bili nad njimi ležeči velikotrnski skladi ekvivalent rabeljskih plasti. Zanimiva je tudi njegova ugotovitev, da so »krški skladi« podobni jurskim apnencem v južnozahodnih Alpah in deloma celo jurskim aptihnim skrilavcem v severnih Alpah. Lipold meni, da bi mogli biti zaradi tega »krški skladi« tudi jurske starosti (1858, 272, 273).

Podobne plastovite in zelo kompaktne, pretežno sive in rdeče apnence z gomolji in polami rožencev je našel Zollikofer na več krajih severno od Save. Pripisal jim je triadno starost (1861/2, 329—333).

Nekaj let kasneje omenja te sklade tudi Stur in jih uvršča v triadno dobo (1864, 441).

Kasneje sta se s »krškimi skladi« v Krškem hribovju veliko ukvarjala Heritsch in Seidl (1919). Na več profilih sta pokazala tamkajšnje stratigrafske in tektonske razmere (1919, 65, Fig. 6) in jih tudi podrobno opisala. Ugotovila sta, da »krški skladi« navzgor postopoma prehajajo v »velikotrnske«. Iz njihovih profilov moremo razbrati približno mejo med obojimi skladi, ki naj bi se vlekla od Studenca mimo Črešnjice proti Gori sv. Lovrenca. Heritsch in Seidl sta polagala pri ugotavljanju starosti »krških skladov« veliko važnost na pas pietra verde, ki leži po njihovih ugotovitvah med ploščatimi apnenci severno od Sv. Janeza nad Vidmom. Dognala sta, da so plasti s pietra verde zelo podobne plastem s pietra

verde v Savinjskih Alpah. Plasti s pietra verde, apnenice pod njimi in sklade neposredno na njih sta uvrstila med buchensteinske sklade, vrhnji del »krških skladov« pa v zgornji del ladinske stopnje (89 in tabela na str. 91).

Kasneje je »krške sklade« južno od Save proučeval še Čubrilo-
vić (1934, 63—65) in jih označil kot ladinske ploščaste apnenice in sklade z roženci. Ugotovil je, kot pred njim Heritsch in Seidl, da ti »wengenski skladi« postopoma prehajajo v rabeljske. Prav zaradi tega in zaradi zaraščenosti ozemlja ni mogel točno razmejiti obojih skladov. Približna meja med enimi in drugimi naj bi potekala mimo Studenca proti Črešnjici in od tam proti Gori sv. Lovrenca, kjer postane nejasna in se zgublja.

Mnogo se je ukvarjal s »krškimi skladi« Šuklje pri svojih raziskovanjih v Samoborski gori. V zadnji razpravi je o njih povedal, da so krški ploščasti apnenici z vložki glinastih laporjev in rožencev wengenski (1944, 512).

K izčrpnim opisom »krških« oziroma »wengenskih« skladov (Lipold, Heritsch & Seidl, Čubrilo-
vić) ni več kaj dodati. Poudariti pa je treba, da ob črti Studenec—Črešnjica—Gora sv. Lovrenca ni meje med dvema različno starima skladovnima serijama, kot so ugotovili Heritsch, Seidl in Čubrilo-
vić. Na vsem ozemlju med Savo na severu in terciarnimi ter kvartarnimi naplavinami severnega obrobja Krškega polja imamo razvoj hitrega menjavanja najrazličnejših kamenin.

Po ugotovitvi, da so »velikotrnski skladi« večinoma zgornjekredne starosti, je bilo že jasno, da je tudi vsaj del »krških skladov« iz kredne dobe. Vsi »krški skladi«, ki ležijo po ugotovitvah prejšnjih raziskovalcev južno od Save, so zgornjekredne starosti. S tamkajšnjimi »velikotrnskimi skladi« sestavljajo enoten stratigrafski kompleks, ki je značilen za razvoj scaglie. Zgornjekredno starost »krških skladov« južno od Save dokazujejo globotrunkane, med katerimi je najpogostnejša vrsta *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen.

Severno od Vidma, to je severno od Save, pa je zgornjekredne starosti le del »krških skladov«, ki so označeni na Lipoldovi manuskriptni karti. Najdemo jih že takoj ob Savi in se vlečejo od tam proti severu. Sestojijo večinoma iz enakih kamenin kot južno od Save in vsebujejo globotrunkane z najpogostnejšo vrsto *Globotruncana lapparenti lapparenti*. Nekoliko severno nad Vidmom se pojavljajo tudi apnene breče z drobnimi ostanki rudistnih lupin, ki prav tako govorijo za zgornjekredno starost dela »krških skladov«.

Ostali nekdanji »krški skladi« severno od Vidma pripadajo ladinski stopnji in so bržkone wengenske starosti. Poleg različnih skrillavcev in apnenecv najdemo vmes tudi tufe. Heritsch in Seidl sta jih označila severno od Sv. Janeza kot pietra verde in jih uvrstila med buchensteinske sklade. V kremenastem apnencu najdemo skupaj s tufi redke školjke iz rodu *Daonella*, ki tudi govorijo za ladinsko starost.

Dosedanji »krški skladi« v okolici Krškega so potemtakem povečini zgornjekredne in delno ladinske starosti ter ne sestavljajo enotnega strati-

grafskega člena. Zaradi tega moramo opustiti Lipoldove »krške sklade« kot stratigrafski pojem. Do njihove dokončne obdelave pa smemo uporabljati zanje ime krški skladovni kompleks, če se seveda ne moremo izogniti tudi tej nomenklaturi.

DAS ALTER DER »GURKFELDER SCHICHTEN« IN DER UMGEBUNG VON KRŠKO

Bei den neuesten Untersuchungen in der Umgebung von Krško wurde festgestellt, daß die »Gurkfelder Schichten« der klassischen Lokalität nicht nur in die mittlere Trias als ein Äquivalent der Buchensteiner und Wengener Schichten (Heritsch & Seidl) einzureihen sind, sondern daß sie größtenteils in die Oberkreide gehören. In vielen Dünnschliffen aus mehreren Profilen wurden Globotruncanen (am häufigsten *Globotruncana lapparenti lapparenti*) nachgewiesen. Sehr selten kommen in den Brezzen auch Fragmente der Rudistenschalen vor.

Die übrigen »Gurkfelder Schichten« sind ladinischen Alters.

LITERATURA

Čubrilović, V., 1934, Prilog geologiji okoline Krškoga. Vesnik Geol. inst. kr. Jugoslavije 3/1, Beograd.

Heritsch, F. & Seidl, F., 1919, Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. Mitt. der Erdbeben-Kommission, N. F., Nr. 55, Wien.

Lipold, M. V., 1858, Bericht über die geologische Aufnahme in Unter-Krain im Jahre 1857. Jb. Geol. R. A., 9, Wien (in manuskriptna geološka karta lista Krško—Brezice in Samobor).

Stur, D., 1871, Geologie der Steiermark, Graz.

Suklje, F., 1944, Gurkfeldski i grossdornski slojevi u Samoborskoj gori. Vjesnik Hrv. drž. geol. zavoda i Hrv. drž. geol. muzeja, 2/3, Zagreb.

Zollikofer, Th., 1861/62, Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Theiles von Unter-Steiermark. Jb. Geol. R. A., 12, Wien.

Sprejel uredniški odbor dne 5. oktobra 1956.

POROČILO O GLOBOKOMORSKEM RAZVOJU KREDNIH PLASTI PRI KOSTANJEVICI

Mario Pleničar

S 3 slikami

Jugovzhodno od Kostanjevice leže na zgornjetriadnem apnencu in dolomitu kredni skladi. Te sklade, ki so sestavljeni iz apnene breče in laporja, je že Lipold uvrstil na svoji manuskriptni geološki karti Brežice—Krško med radiolitne in hipuritne apnenice. Radiolitne in hipuritne apnenice imenujemo danes apnenice senonske in turonske stopnje, ki so nastajali ob obali v obliki kleči ali grebenov, podobno kot nastajajo koralni grebeni. Tedanje grebene so poleg koral gradili tudi rudisti. Seveda v takih razmerah ni nastajal lapor, kot ga imamo v precejšnji meri pri Kostanjevici, in potemtakem Lipoldova oznaka ni točna. Tudi Tornquist je označil na svoji karti »Geologische Skizze des Ost- und Südrandes des Uskokengebirges« (1917), ki je priloga njegovega dela Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917, kredo na precejšnjem delu Gorjancev, majhno krpo pa tudi pri cerkvi Sv. Marije jugovzhodno od Kostanjevice.

Prav na tem mestu smo našli pri kartiranju geološke specialke Krško večji izdanek apnene breče (1. slika), v kateri so bili kosi apnenca s preseki rudistov, z odlomki ostrej in s foraminiferami (2. slika).

Pod apneno brečo na poti od cerkve proti glavni cesti se vidi plast trdega sivega laporja, pod njim pa zopet apnena breča. Zelo podobne so razmere tudi v ostalem delu kredne krpe, ki je zarisana na priloženi geološki skici (3. slika), kjer se menjavajo apnena breča in trdi laporji, vendar nismo nikjer drugje v apneni breči našli toliko organskih ostankov kot jugovzhodno od Kostanjevice. Kadar so kredne plasti sestavljene iz laporja in apnene breče, imenujemo tak razvoj krede »scaglia« po podobnem razvoju krede v Apeninih.

Opis favne:

V breči je bilo več velikih presekov radiolitov. Posrečilo se nam je izklesati kos apnenega jedra radiolita, skoraj celo ostrejo in več odlomkov lupin rudistov. Od teh lupin je bila posebno dobro ohranjena ena, na podlagi katere smo določili vrsto *Praeradiolites aristidis* Mun.-Chalm., ki je vodilna za kampanij. Dalje sta bila dva značilna prescka vrst *Biradiolites stopannianus* Pir. in *Radiolites pansianus* (Pir.) Toucas. Prvi je zna-



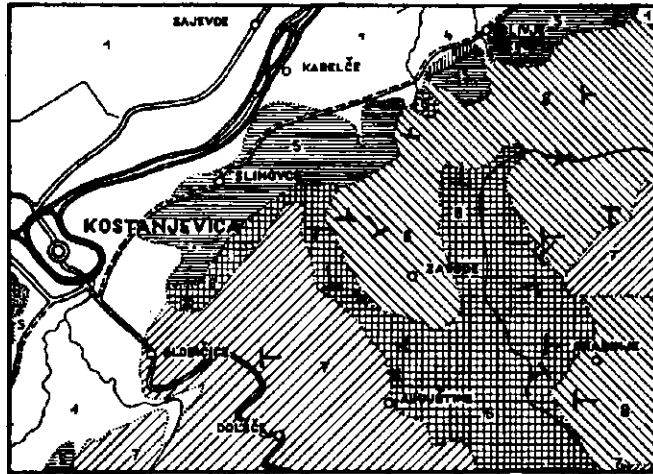
1. sl. Apnena breča
Fig. 1. Limestone breccia



2. sl. Apnena breča s preseki radiolitov
Fig. 2. Limestone breccia with Radiolites sections

čilen za zgornji santonij, drugi pa za maastricht. Ostalih odlomkov nismo mogli identificirati.

Pri makroskopskem ogledu breče se nam je zdelo, da je sestavljena iz dveh vrst apnenca, od katerih je eden bolj debelozrnat, drugi pa bolj drobnozrnat. Ko smo izdelali petrografske zbruske obeh vrst apnenca, smo



Merilo
Scale 1 : 50.000

Tolmač :	
1	Dolinski holocen Valley alluvium
2	Kraška ilovica Karst clay
3	Zgornji pliocen Upper Pliocene
4	Sarmat Sarmatian
5	Torton Tortonian
6	Kreda (scaglia) Cretaceous (scaglia) beds
7	Zgornja triada Upper Triassic beds
8	Srednja triada Middle Triassic beds
X	Apnena breča s fosili Limestone breccia with fossils

3. sl. Geološka skica ozemlja vzhodno od Kostanjevica
Fig. 3. Geological sketch map of area east of Kostanjevica

opazili v debelozrnatih bogato foraminiferno favno. Nekaj mikrofavne je bilo tudi v drobnozrnatem apnencu.

V petrografskih zbruskih posameznih kosov apnene breče smo našli naslednjo mikrofavno:

V debeložrnatem sivem apnencu so številni odlomki pa tudi celotni preseki vrste *Orbitolina conoidea* Gras, ki je značilna za spodnjo kredo.

V bolj drobnožrnatem sivem apnencu je več različnih rodov in vrst foraminifer:

- Gümbelina* cf. *moremani* Cushman
- Gaudryina* cf. *filiformis* Berthelin
- Dicyclina* cf. *schlumbergeri* Munier-Chalmas
- Globotruncana* sp.
- Clavulinoides* sp.
- Miliolidae* sp. div.
- Orbitoides* sp.

Po mikrofavni sodeč pripada debeložrnati apnenec spodnji kredi ali pa cenomanu, medtem ko pripada drobnožrnati apnenec le zgornji kredi. Apnenec z vrsto *Orbitolina conoidea* smo našli tudi južno od Črnomlja. Potrebne bodo še številne preiskave mikrofavne v krednih apnencih, da bomo lahko ugotovili paleogeografske razmere v kredni dobi na Dolenjskem.

V vzorcu brečastega apnenca, ki smo ga vzeli severno od Augustin, ni bilo v zbrusku najti mikrofavne, pač pa horizontalni presek radiolita. Ker nimamo na razpolago tudi radialnega in tengencialnega preseka, je težko določiti rod in vrsto. Še najbolj verjetno pripada rodu *Sauvagesia*. Ta rod je značilen v jadranski provinci za cenoman in turon. Iz podatkov, ki smo jih tako nabrali, lahko sklepamo:

1. Na območju Gorjancev je bilo v zgornjem senonu ali celo v daniju globoko morje, v katerem so se odlagali laporji.
2. To morje je od časa do časa postalo plitvejše in tedaj so se odlagale v njem apnene breče.
3. V apnenih brečah so odlomki radiolitov, kar priča, da je bila obala, od koder so bile lupine prinesene, zgrajena iz krednih apnencev.
4. Vrste radiolitov pričajo, da so bili to zgornjekredni apnenci (senon).
5. Tudi mikrofavna v posameznih kosih apnene breče potrjuje, da je bila obala iz zgornjekrednih apnencev, vrsta *Orbitolina conoidea* pa kaže celo na spodnjo kredo ali vsaj na spodnji del zgornje krede (cenoman).

REPORT ON THE DEEP-SEA DEVELOPMENT OF THE CRETACEOUS BEDS AT KOSTANJEVICA

Southwest of Kostanjevica the Upper Triassic limestone and dolomite are covered by Cretaceous beds of »scaglia«. The beds consist of limestone breccias and shale. In the limestone breccia occurring in the neighborhood of the church of Sv. Marija near Kostanjevica, remains of shells of Rudistes and Ostreas were found. In thin sections prepared of breccia samples, numerous members of Foraminifera were observed.

The following Radiolites were identified:

Praeradiolites aristidis Mun.-Chalm.

Biradiolites stopannianus Pir.

Radiolites pansianus (Pir.) Toucas.

All these Rudistes are leading fossils for the Upper Cretaceous, i. e. the Senonian. In the various breccia samples the following microfauna was identified:

Orbitolina conoidea Gras

Gümbelina cf. *moremani* Cushman.

Gaudryina cf. *filiformis* Berthelin

Dicyclina cf. *schlumbergeri* Munier-Chalmas

Globotruncana sp.

Clavulinoides sp.

Miliolidae sp. div.

Orbitoides sp.

In one of the thin sections a Rudistes shell belonging, very likely, to a member of the *Sauvagesia*, was observed. The micro- and macrofauna occurring in the breccia at Kostanjevica indicate that the Cretaceous limestones of which the rock consists, belong to various stages of the Upper, and perhaps also Lower Cretaceous. To the latter seem to point only the remains of the foraminifer *Orbitolina conoidea* Gras which however, occurs in Cenomanian.

LITERATURA

Kühn, O., 1932, Rudistae. Fossilium Catalogus, I: Animalia, Pars 54, Berlin.

Lipold, M. V., 1857, Übersicht der geologischen Aufnahmen in Unter-Krain, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Bd. VIII, Wien.

Tornquist, A., 1918, Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. I. Teil. Die Wirkungen des Erdbeben in der Stadt Rann und die Beziehung des Bebens zur Tektonik des Ostrandes des Uskokengebirges, Mitt. d. Erdbebenkom., N. F. 52, p. 1—117, mit 14 Fig. und 1 Karte, Wien.

Toucas, A., 1907 in 1908, Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés, Mém. Soc. géol. de France, Paléontologie, Vol. 14, in Tome XVI. — Fascicule I, Paris.

Sprejel uredniški odbor dne 15. maja 1956.

GEOLOŠKI POGOJI KONSOLIDACIJE TEMELJNIH TAL

Lujo Šuklje

S 6 slikami

1. Mlajše, še ne okamenele usedline

1.1 Končni usedki

Pod učinkom obremenitve se plasti temeljnih tal v večji ali manjši meri usedajo. Usedanje pomeni v glavnem zblíževanje trdnih zrn, ki sestavljajo zemljine, oziroma zmanjševanje praznin med njimi, izpolnjenih s kapljevino (vodo) ali s plinom (zrakom).

Usedek določenega sloja debeline $\Delta z = h_2 - h_1$, napovedujemo navadno na ta način, da ugotovimo z aproksimativnimi elastostatičnimi metodami prvotne (σ_a) in nove (σ_b) normalne tlake v navpični smeri (z) in da določimo z laboratorijskimi preiskavami specifične deformacije ε , ki ustrezajo intervalu napetosti $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$. Usedek sloja je integral ploščine specifičnih deformacij

$$\varrho_z = \int_{h_1}^{h_2} \varepsilon dz. \quad (1)$$

Specifični usedek ε lahko izrazimo pri tem tudi s kvocientom

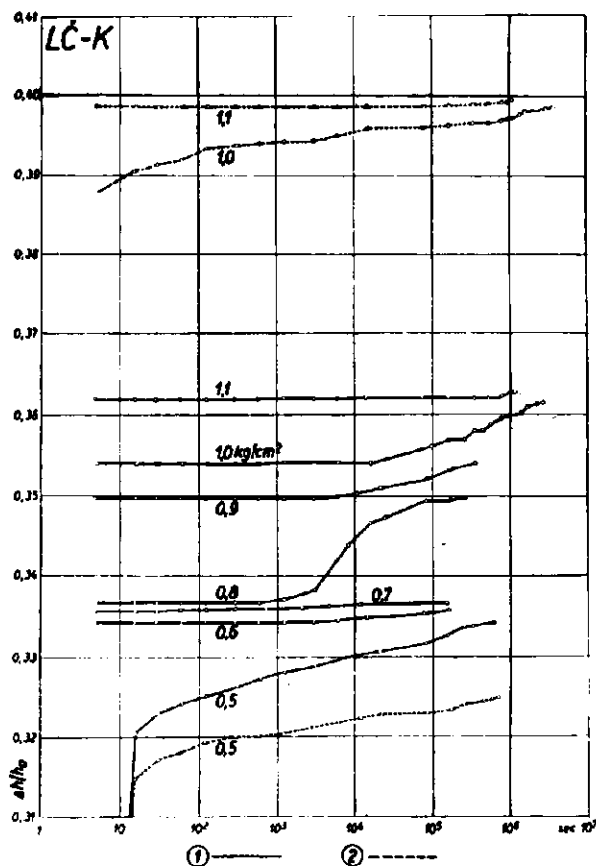
$$\varepsilon = \frac{\sigma}{M_v}; \quad (2)$$

M_v je kompresijski modul.

Specifični usedek ε oziroma kompresijski modul M_v neke zemljine sta odvisna tako od začetnega tlaka σ_a kot od končnega tlaka σ_b oz. od intervala tlakov $\Delta\sigma$. Odvisna pa sta tudi od poroznosti, ki enemu in drugemu tlaku ustreza. Laboratorijska izkustva namreč kažejo, da lahko enemu in istemu tlaku σ ustreza različna poroznost, izražena s količnikom por e , ki je razmerje med volumnom praznin in volumnom trdnine. Manjša poroznost je lahko zlasti vpliv predhodne obremenitve, ki je bila večja od sedanje geološke obtežbe, to je obtežbe z obstoječimi sloji. Toda tudi zemljine, ki predhodno niso bile pod večjimi tlaki, lahko dosežejo zelo različno poroznost glede na način stopnjevanja obtežbe.

Na sliki 1 so predstavljene konsolidacijske krivulje oziroma časovne sovisnice specifičnih usedkov dveh enakih vzorcev suhega zrnja jezerske krede. Vzorec, ki je bil obremenjevan z večjimi intervali tlakov (0,5, 1,0,

1,1 kg/cm²), je dosegel pri tlaku 1,0 kg/cm² mnogo manjšo poroznost od vzorca, ki je bil obremenjevan z manjšimi intervali (0,5, 0,6, 0,7, 0,8, 0,9, 1,0, 1,1 kg/cm²). Slična so tudi izkustva z vzorci, ki jih sedimentiramo v



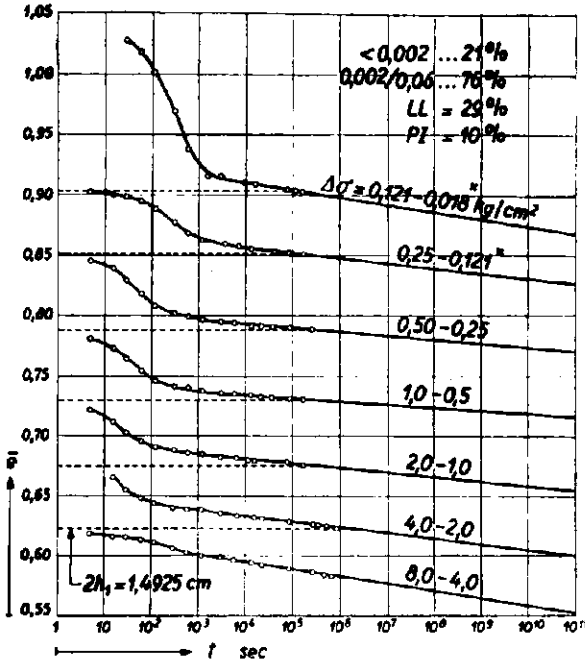
1. sl. Konsolidacijske krivulje kot časovne sovisnice specifičnih deformacij $\frac{\Delta h}{h_0}$ dveh vzorcev suhega zrnja jezerske krede. Oba vzorca sta bila nasuta v edometra na enak način. 1 — Konsolidacija vzorca s stopnjevanjem obtežbe od 0,5 po 0,1 kg/cm² do 1,1 kg/cm²; 2 — Konsolidacija vzorca s stopnjevanjem obtežbe od 0,5 neposredno na 1,0 kg/cm² in potem na 1,1 kg/cm²

Fig. 1. Les courbes de consolidation de deux échantillons de la poudre sèche d'une craie lacustre. La mise en place de les deux était la même. 1 — Le chargement a été gradué à 0,1 kg/cm² de 0,5 jusqu'à 1,1 kg/cm². 2 — Le chargement a été augmenté de 0,5 kg/cm² immédiatement à 1,0 kg/cm² et ensuite à 1,1 kg/cm²

vodi. Tako postane razumljivo, zakaj je poroznost mladih usedlin v zmer-no debelih slojih navadno večja od poroznosti, ugotovljene na vzorcu, ki smo ga sedimentirali v laboratoriju in obremenjevali skokovito. Priroda je pač obtežbo mnogo previdneje nalagala in tako ji je uspelo, zgraditi

zelo porozna nosilna ogrodja zrn. Okrog stikajočih se zrn so se uredile opne vezane vode in njihova natezna trdnost omogoča tudi primerno strižno trdnost zrnkega ogrodja.

Razumljivo je, da so takšni zrnski sestavi dokaj labilni. Z naglim povečanjem obtežbe, pa tudi s preveliko obtežbo, ki smo jo zložno stopnjevali, lahko takšne sestave poderemo. Tako bomo pri edometriki preiskavi zaradi skokovitega obremenjevanja rahli prirodni sestav, ki je navadno poškodovan že pri vzetju vzorca in zlasti pri transportu, skoraj vedno porušili. Zato ugotovimo pri »geološkem tlaku« σ_a , to je pri tlaku, s katerim je bil vzorec v tleh pred vzetjem v navpični smeri obremenjen,



2. sl. Konsolidacijske krivulje z vodo zasičene jezrske krede (vzorec sedimentiran v laboratoriju); * enosmerna drenaža, sicer dvosmerna. Reproducirano po Šuklje, 1957

Fig. 2. Les courbes de consolidation d'une craie lacustre saturée d'eau (échantillon sédimenté en laboratoire); * drainage unilatéral, aux autres degrés $\Delta\sigma$ drainage bilatéral. Reproduit d'après Šuklje, 1957

navadno manjšo poroznost (e'_a) nego je tista (e_a), ki ustreza naravni vlagi zasičenega vzorca. Tudi pri stopnjevanju obtežbe preko geoloških tlakov do tlakov σ_b , ki jih pričakujemo glede na projektirano obremenitev z objektom, so učinki skokovitega obremenjevanja pri edometriki preiskavi podobni. Toda zlasti, če je dodatna obtežba $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$ precejšnja ali če je treba računati z naglim obremenjevanjem ali z dinamičnimi učinki, je varno, da upoštevamo možnost stisnjenja sloja na poroznost e'_b edometrikske preiskave. Pri tem je treba opozoriti, da moramo izhajati pri

računu specifičnih deformacij oziroma modula stisljivosti M , iz prirodne poroznosti e_a in ne iz poroznosti e'_a , ki ustreza geološkemu tlaku σ_a pri edometriški preiskavi.

Obravnavana zelo porozna, labilna zrnna struktura je značilna za zelo mlade glinasto meljaste naplavine, kakor so n. pr. pri nas obalni sedimenti ob zahodni istrski obali (povečini naplavine flišne preperine) ali izredno porozne jezerske usedline Ljubljanskega barja (polžarica). Zlasti organski melji ostajajo še pri precejšnjih geoloških obtežbah zelo rahlo in porozno sestavljeni. Tako smo ugotovili za takšne usedline v globini 35 do 42 m pod dnom Skadrskega jezera prirodno poroznost $e_a = 2,60$; pri edometriški preiskavi je ustrezala »geološki obremenitvi« z zgornjimi glinasto meljastimi in prodnimi naplavinami poroznost $e'_a = 2,18$. S srednjim dodatnim tlakom $\Delta\sigma = 1,0 \text{ kg/cm}^2$, ki bi ga povzročila v tej globini obtežba z železniškim nasipom in z mostnim podpornikom, se poroznost pri edometriški preiskavi zmanjša na $e'_b = 2,086$. Specifična deformacija

$$\varepsilon = \frac{e_a - e'_b}{1 - e_a} = 0,1425$$

pomnožena z debelino sloja 700 cm, da usede 100 cm, medtem ko bi dobili glede na specifično deformacijo

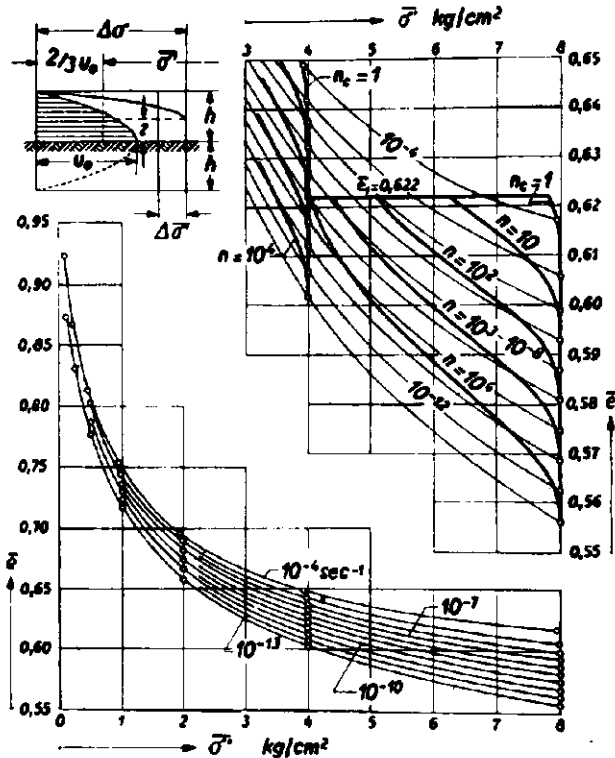
$$\varepsilon' = \frac{e'_a - e'_b}{1 - e'_a} = 0,0295$$

usedek 21 cm. Verjeten je usedek z neko vmesno vrednostjo. Vsekakor vidimo, da lahko reagirajo takšne mlade, rahlo sedimentirane naplavine na tehniške obremenitve še v precejšnjih globinah z velikimi usedki.

Pri zelo velikih geoloških obtežbah pa se lahko začetna rahla struktura že v prirodi poruši. Tako so dosegle do 200 m debele kredne usedline v dolini Soče (pri Logu Čezsoškem), obremenjene predhodno (in deloma še sedaj) z do 50 m debelimi prodnimi naplavinami (terasni material), gostote, ki jih z ustreznim obremenjevanjem v laboratoriju sedimentiranih vzorcev niti doseči ne moremo. Temu je verjetno vzrok vsaj deloma »sekularna konsolidacija« (glej naslednje poglavje), katere polnega učinka pri laboratorijski preiskavi dočakati ne moremo, deloma pa verjetno tudi učinek drugačnega, bolj dinamičnega načina sedimentacije in deloma učinek številnih potresov, ki so si sledili med sedimentacijo in po njej. Saj se tudi pri laboratorijski preiskavi »intaktnih« vzorcev očitno kaže občutljivost teh krednih usedlin na tiksotropne učinke. Čeprav že začetna gostota intaktnega vzorca presega tisto gostoto v laboratoriju sedimentiranega vzorca, ki ustreza geološki obtežbi, se vendar pri skokoviti obtežbi intaktnega vzorca do »geoloških« tlakov prirodna poroznost zmanjša bolj, nego bi mogli pričakovati glede na učinek razbremenitve vzorca pri vzetju. Malo je verjetno, da se bodo takšni tiksotropni učinki enako uveljavljali v tleh pod mirno obtežbo, kakršno predstavlja dolinska pregrada; vsaj v območju do nekdanjih geoloških obremenitev (s terasnim materialom) tega ni treba pričakovati.

1.2 Konsolidacija

V prvem poglavju smo govorili le o končnih usedkih. Usedek pa novi obremenitvi ne sledi hipno. Potreben je zanj primeren čas, ki je pri zasičenih zemljinah odvisen zlasti od propustnosti zemljine, od njene stisljivosti in od debeline sloja.



3. sl. Sistem izotah s krivuljami $(\bar{\sigma}' - \bar{e})_n = \text{const}$ za vzorec po slikah 2 in 4. Levo zgoraj karakteristični parabolni izohroni. Reproducirano po Šuklje, 1957

Fig. 3. Système d'isotaches avec des courbes $(\bar{\sigma}' - \bar{e})_n = \text{const}$. pour l'échantillon présenté par les Figs. 2 et 4. Reproduit d'après Šuklje, 1957

Za napoved razvoja konsolidacije uporabljamo navadno klasično Terzaghijevo teorijo konsolidacije (Terzaghi, 1925). Osnovana je na Darcyjevem zakonu propustnosti ob supoziciji, da je upor pretoku izcejajoče se vode edini upor, ki ovira prehod zrnja iz prvotne ravnovesne lege v ravnovesno lego, ki ustreza novi obremenitvi; dalje je suponirana linearna odvisnost med specifičnimi deformacijami in medzrnskimi tlaki v območju obravnavane bremenske stopnje $\Delta\sigma$. V vsakem trenutku konsolidacije sestojte celotni tlaki iz medzrnskih tlakov σ' in iz pornih tlakov u . V diagramu $\sigma \sim z$ (z so koordinate vzorca v smeri strujanja izcejajoče se vode) je mejnica tlakov u in σ' krivulja, ki jo imenujemo izohrono. Izo-

hrono imajo parabolasto obliko in za aproksimativne račune lahko supponiramo, da je parabola kvadratična (slika 3, levo zgoraj).

Terzaghi in Fröhlich (1936, pogl. 42) sta s takšno supozicijo podala aproksimativno rešitev tudi za konsolidacijski proces sloja med samo sedimentacijo; v račune je treba uvesti sedimentacijsko hitrost v_s , ter srednji vrednosti koeficienta propustnosti k in kompresijskega modula M_v . Zanimiva je ugotovitev, da pridemo s takšnim aproksimativnim računom pogosto do zaključka, da je »primarna« konsolidacija po Terzaghijevi teoriji v glavnem zaključena tudi v slojih, ki jih smatramo kot nekonsolidirane. Kot primer navajamo mlade usedline v Stanjanskem zalivu pri Kopru. Suponirali smo 600 let trajajočo sedimentacijo s hitrostjo $v_s = 3$ cm na leto (reducirano na debelino slojev po konsolidaciji), upoštevajoč 18 m debele usedline ($h = 18$ m), dalje (po laboratorijskih preiskavah) srednji kompresijski modul $M_v = 5$ kg/cm², srednjo propustnost $k = 4 \cdot 10^{-8}$ cm/sec in srednjo »potopljeno« prostorninsko težo $\gamma = 0,611$ t/m³. Za čas $t = 600$ let se dobi medzrnski tlak ob dnu sloja $p_t = 1,092$ kg/cm² = 99,3 ‰ γh . Tak rezultat je tudi v skladu s piezometriškimi meritvami Geološkega zavoda v Ljubljani (1955/56), ki je ugotovil porne tlake samo v velikosti možnih drugotnih vplivov.

Vendar pa je treba upoštevati, da z uplahnitvijo pornih tlakov konsolidacijski proces navadno še ni zaključen v meri, ki bi jo pričakovali po Terzaghijevi teoriji. Laboratorijska in terenska izkustva povedo, da sledi »primarni« konsolidaciji še »sekundarna« konsolidacija. Buisman (1940), ki jo je prvi podrobneje raziskoval, jo je imenoval tudi »sekularno«, ker traja stoletja dolgo. Laboratorijska opazovanja navajajo k temu, da upada srednja poroznost \bar{e} v tej sekundarni fazi konsolidacije z logaritmom časa (t v sec) po enačbi

$$\bar{e} = \bar{e}_1 - (\Delta \bar{e}_1 + a_0 \log_{10} t); \quad (3)$$

\bar{e}_1 , $\Delta \bar{e}_1$ in a_0 so konstante konsolidacijske krivulje (slika 4) za določeno bremensko stopnjo $\Delta \sigma = \sigma_b - \sigma_a$. Toda v primeru usedlin v Stanjanskem zalivu je koeficient a_0 laboratorijskih preiskav razmeroma nizek (povprečno okrog 0,005), tako da po njih ne bi mogli pričakovati za 18 m debele sloje v nadaljnjih 100 letih večjega sekundarnega usedanja nego okrog 0,2 ‰ za sloje ob dnu in 5 ‰ za sloje ob površini, skupno torej povprečno okrog 2,6 ‰, t. j. manj od 5 cm.

Pri takšni cenitvi smo logaritemske premice edometriških konsolidacijskih krivulj podaljšali preko opazovalnega obdobja, kakor je to na sliki 2 prikazano za neki v laboratoriju sedimentirani vzorec jezerske krede. Po eni strani je jasno, da enačba (3) ne more veljati brezkrajno dolgo, saj bi mogli pri dovolj velikem času t dobiti za količnik por \bar{e} celo negativno vrednost. Po drugi strani pa navajajo nekateri laboratorijski podatki in velike gostote prirodnih usedlin (n. pr. jezerska kreda v dolini Soče) k domnevi, da bi mogla potekati sekundarna konsolidacija v določeni dobi tudi hitreje kot po logaritemski odvisnosti od časa.

Konsolidacijske krivulje za višje obremenitve, prikazane na sliki 2, kažejo, da lahko velikost usedkov v sekundarni fazi celo preseže primarne

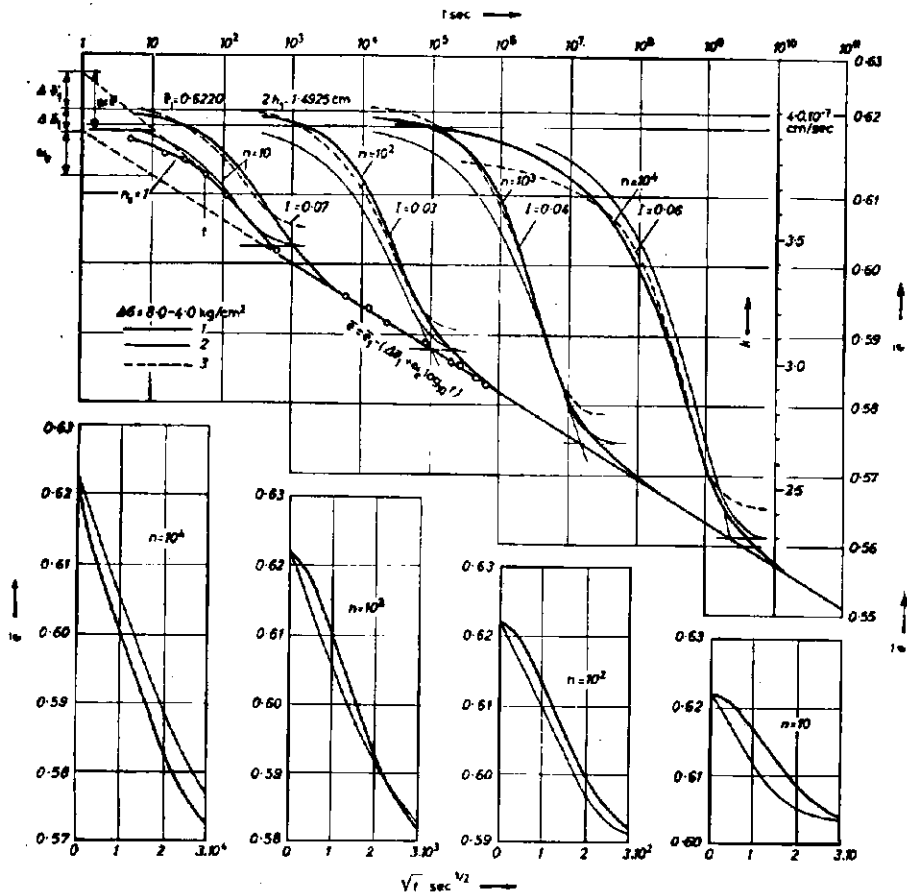


Fig. 20

4. sl. Konsolidacijske krivulje za bremensko stopnjo $\Delta\sigma = (8-4) \text{ kg/cm}^2$ vzorca, prikazanega na slikah 2 in 3;

n - razmerje med začetnimi debelinami prirodnih slojev (h_{1n}) in vzorca (h_1); $n_c = 1$ ustreza preiskavi v edometru;

1... konsolidacijske krivulje, ustrežajoče sistemu izotah po sl. 2;

2... ustrezne Terzaghijeve konsolidacijske krivulje;

3... ustrezne Taylorove konsolidacijske krivulje (teorija B).

Reproducirano po Šuklje, 1957

Fig. 4. Les courbes de consolidation pour l'intervalle $\Delta\sigma = (8-4) \text{ kg/cm}^2$ de l'échantillon présenté par les Figs. 2 et 3;

n = rapport entre les épaisseurs initiales de la couche (h_{1n}) et de l'échantillon (h_1); $n_c = 1$, correspond à l'essai oedométrique;

1... courbes de consolidation correspondant au système d'isotaches selon la Fig. 2;

2... les courbes de Terzaghi correspondantes;

3... les courbes de Taylor correspondantes (théorie B).

Reproduit d'après Šuklje, 1957

usedke. Včasih je sploh težko določiti prehod iz primarne v sekundarno fazo konsolidacije. Podrobnejša analiza konsolidacijskih krivulj (Š u k l j e , 1957) pa tudi pokaže, da se celo primarna faza konsolidacije edometriškega vzorca razvija pogosto zlasti pri višjih obremenitvah ob zelo majhnih pornih tlakih. Ob supoziciji, da so izohrone parabolične, lahko izračunamo porne tlake iz opazovane hitrosti konsolidacije in iz direktno izmerjenih količnikov propustnosti. Na sliki 3 (desni diagram) je kot primer prikazana s krivuljo, označeno z $n_c = 1$, sovisnica srednjih količnikov por \bar{e} in srednjih medzrnskih tlakov $\bar{\sigma}'$ za edometriško konsolidacijsko krivuljo $\Delta\sigma = (8 - 4) \text{ kg/cm}^2$. Konsolidacija se že ob pričetku razvija ob zelo majhnih pornih tlakih. Neposredne meritve pornih tlakov so to potrdile.

Takšne ugotovitve navajajo k zaključku, da majhna vodopropustnost zemljin ni edina zavora konsolidacijskega procesa. Tudi počasi se razvijajoča konsolidacija suhega zrnja zemljine (primer na sliki 1) kaže, da nudi zrnje samo prehodu v novo ravnovesno lego primeren odpor; do določenih obtežb je ta odpor tem večji, čim počasnejše, čim mirnejše je naraščanje obremenitve.

Tako upoštevanje sekundarne konsolidacije kakor dejstvo, da se lahko tudi primarna faza konsolidacije razvija drugače kot po Terzaghijevi teoriji, sta zahtevali splošnejšo shemo konsolidacijskega procesa. V predhodni razpravi (Š u k l j e , 1957) je bila takšna shema zasnovana na hipotezi, da je hitrost konsolidacije odvisna od srednjih vrednosti poroznosti (\bar{e}) in medzrnskega tlaka ($\bar{\sigma}'$). Ta odvisnost se ugotovi za zasičene zemljine iz konsolidacijskih krivulj edometriških preiskav za različne bremenske stopnje ob supoziciji, da so izohrone tako v primarni kot v sekundarni fazi konsolidacije parabolične.

Na sliki 3 (spodaj) je prikazan sistem izotah, to je krivulj enake konsolidacijske hitrosti, za jezersko krede iz usedlin pri Logu Čezsoškem. Takšen sistem izotah lahko služi za konstrukcijo konsolidacijske krivulje poljubno debelega sloja. Konsolidacijska hitrost, ki je podana s tangento na konsolidacijsko krivuljo $\left(\frac{\delta \bar{e}}{\delta t} \right)$, mora biti pač enaka hitrosti, ki ustreza

v sistemu izotah trenutnemu količniku por in medzrnskemu tlaku. Porni tlaki, enaki razliki med totalnimi in medzrnskimi tlaki, morajo biti pri tem tolikšni, da je omogočeno izcejanje vode s filtracijsko hitrostjo, ki mora biti ob meji plasti enaka konsolidacijski hitrosti. (Podrobnejša obrazložitev je podana v predhodni razpravi: Š u k l j e , 1957.)

Po takšnih načelih so bile konstruirane na sliki 4 konsolidacijske krivulje jezerske krede za interval tlakov $\Delta\sigma = (8 - 4) \text{ kg/cm}^2$, in sicer za sloje, katerih debelina je $10, 10^2, 10^3$ in 10^4 -krat večja od debeline edometriškega vzorca. Primerjava s Terzaghijevimi konsolidacijskimi krivuljami pokaže, da se tako konstruirane konsolidacijske krivulje debelejših slojev približajo tistim Terzaghijevim krivuljam, ki se povzpno do podaljšane logaritemske premice sekundarne konsolidacije edometriškega vzorca. Iz ustreznih sovisnic med srednjimi vrednostmi količnikov por (\bar{e}) in medzrnskih tlakov ($\bar{\sigma}'$) (na sliki 3, desno zgoraj) je raz-

vidno, kako različno naraščajo pri različnih debelinah medzrnski tlaki $\bar{\sigma}'$ na račun usihajočih pornih tlakov.

Sistem izotah zelo nazorno pojasnjuje vpliv stopnje geološke konsolidacije na hitrost konsolidacije pod novimi, »tehniškimi« obtežbami. Vzemimo n. pr., da je sedanji navpični geološki medzrnski tlak na jezersko kreda, katere konsolidacijske izotahe so prikazane na sliki 3, v določeni globini 4 kg/cm^2 , da ta kreda ni bila predhodno pod večjo geološko obtežbo in da je konsolidacija napredovala samo do količnika por $\bar{e} = 0,62$. Če seda; toliko konsolidirano kreda obremenimo z dodatnim tlakom 1 kg/cm^2 , bosta pač značaj in hitrost konsolidacije odvisna od debeline sloja; toda začetna hitrost vsekakor ne bo manjša od $5 \cdot 10^{-10} \text{ sec}^{-1}$ in ne večja od $2 \cdot 10^{-7} \text{ sec}^{-1}$. Če pa je bila ista kreda dalj časa konsolidirana, n. pr. do $\bar{e} = 0,60$, tedaj bo začetna konsolidacijska hitrost nekje v intervalu med $7 \cdot 10^{-14} \text{ sec}^{-1}$ in $4 \cdot 10^{-11} \text{ sec}^{-1}$. Tako lahko zaključimo, da bodo v določeni dobi n. pr. 100 let usedki popolneje konsolidirane zemljine ne le absolutno manjši od usedkov mlajše, manj konsolidirane zemljine, temveč se bodo tudi počasneje razvijali.

Če je bila ista zemljina predhodno pod večjimi geološkimi obremenitvami, n. pr. pod težo kasneje erodiranih prodnih naplavin, je seveda večja predhodna obtežba omogočila popolnejšo zgostitev zemljine. Tudi po razbremenitvi je večji del deformacij preostal, saj tudi edometrske preiskave uče, da so povratne deformacije pri nepopolni razbremenitvi, n. pr. od 8 do 4 kg/cm^2 , razmeroma majhne. Če bi n. pr. po sliki 3 vzeli, da je bila kreda predhodno konsolidirana pod tlakom 8 kg/cm^2 samo do poroznosti $\bar{e} = 0,59$, in če bi najprej suponirali, da se njena poroznost zaradi razbremenitve do 4 kg/cm^2 sploh ni povečala, tedaj se pod dodatno tehniško obtežbo 1 kg/cm^2 , to je pod tlakom 5 kg/cm^2 ne bo usedala hitreje nego z začetno hitrostjo okrog $5 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$ in ta hitrost bo potem stalno upadala. Zato je razumljivo, da reagirajo predhodno pod večjimi geološkimi obtežbami konsolidirane gline — n. pr. sivica pod pregrado Moste — na tehniške obtežbe, ki ne presegajo predhodnih geoloških obtežb, samo z majhnimi, počasi se razvijajočimi usedki.

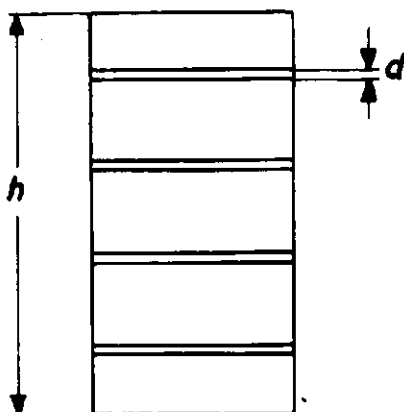
Toda zgoraj smo suponirali, da se zaradi geološke razbremenitve v obravnavani globini poroznost sploh ni povečala. Kolikor se je povečala, je treba upoštevati izkustvo laboratorijskih preiskav, da navadno v področju ponovnih obremenitev sistem izotah primarne obremenitve ne velja več. Možna hitrost konsolidacije je v področju ponovne obremenitve večja. To si tolmačimo s tem, da prehaja zrnje pri ponovni obremenitvi v novo ravnovesno lego — prosto povedano — po že izhujenih poteh. Seveda pa se tudi v tem primeru konsolidacija zasičenih zemljin ne more vršiti hitreje kakor po zakonu filtracije, to je po Terzaghijevi konsolidacijski teoriji. Ta se vključuje v našo splošno shemo konsolidacijskega procesa kot poseben primer, v katerem se vse izotahe strnejo v eno samo premo izotaho za hitrost $v = 0$. Za vsako točko ($\bar{\sigma}'$, \bar{e}) na tej premici je doseženo popolno ravnovesje. Ker strukturnega odpora po Terzaghijevi teoriji ni, povzroči vsako povečanje intergranularnih tlakov na račun pornih tlakov prehod v ravnovesno lego s hitrostjo, ki jo narekuje Darcyjev zakon. (Glej Šuklje, 1957.) Tudi v področju ponovne

obremenitve torej ne moremo pričakovati, da bi se prekonsolidirana tla vračala v prvotno gostoto hitreje kot po Terzaghijevi teoriji glede na premo izotaho $v = 0$, ki veže v diagramu $\bar{\sigma}' - \bar{\epsilon}$ točki sedanje in predhodne poroznosti. Ko je dosežena predhodna poroznost, naj bi zopet veljal sistem izotah primarne obremenitve.

2. Tektonsko poškodovane hribine

2.1 Tektonsko poškodovane nerazkrojene kamenine

Splošne preudarke o deformabilnosti tektonsko poškodovanih nerazkrojenih ali deloma razkrojenih kamenin, ki jo bomo obravnavali v tem in v naslednjem poglavju, smo razvijali že v eni predhodnih publikacij (Šuklje, 1954). Tu bomo skušali te splošne preudarke tolmačiti z aproksimativnimi računskimi obrazci.



5. sl. Shema razpokane kamenine
Fig. 5. Le schéma d'une roche fissurée

Določitev deformacijskega modula tektonsko poškodovane, dasi nerazkrojene hribine je zelo pomembna za pravilno dimenzioniranje objektov, kakršni so betonske dolinske pregrade in tlačni rovi. Navadno ga ugotavljamo s poizkusnimi obežbami na okroglih, kvadratnih ali valjastih ploskvah, upoštevajoč elastostatične zakone širjenja napetosti. Naš namen je, podati računsko shemo za pojasnitev zelo različnih vrednosti deformacijskih modulov, ki jih pri takšnih preiskavah ugotovimo.

Mislimo si, da bi obremenjevali velik valjast vzorec tektonsko poškodovane, nerazkrojene hribine (sl. 5). Suponirajmo, da vsebuje vzorec na enoto višine n razpok širine d in da so vse razpoke normalne na smer pritiska. Označimo z E_a prožnostni modul nepoškodovane kamenine in z E deformacijski modul poškodovane hribine. S σ_a označimo predhodni in s σ_b novi

tlak na vzorec hribine v intervalu tlakov $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$. Sponirajmo, da je delež (α) zaprtja razpok pod tlakom σ_b podan z obrazcem

$$\alpha = \sqrt{\frac{\Delta\sigma}{\sigma_o - \sigma_a}} \quad (4)$$

σ_o je neka konstanta, večja od σ_b ter odvisna od značaja razpok in od kamenine. Specifična deformacija v smeri tlaka σ_b je tedaj za interval $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$ podana z enačbo

$$\Delta\varepsilon = \frac{\Delta h}{h} = \frac{\Delta\sigma}{E_s} + d n \sqrt{\frac{\Delta\sigma}{\sigma_o - \sigma_a}} \quad (5)$$

Iz definicijske enačbe za enosno napetostno stanje

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon} \quad (6)$$

sledi potem z vstavitvijo izraza (5) za $\Delta\varepsilon$

$$E = \frac{E_s}{1 + E_s d n \sqrt{\frac{1}{\Delta\sigma(\sigma_o - \sigma_a)}}} \quad (7)$$

Vpliv razpokanosti na redukcijo deformacijskega modula hribine E prikažimo za naslednji primer:

$E_s = 500\,000 \text{ kg/cm}^2$, $\sigma_o = 200 \text{ kg/cm}^2$, $\sigma_a = 0$, $\Delta\sigma = \sigma_b = 20 \text{ kg/cm}^2$.

Za $d n = 0,0002$	je tedaj	$E = 193\,000 \text{ kg/cm}^2$
0,0005		101 000
0,001		56 000
0,002		29 700

2.2 Tektonsko poškodovane in deloma razkrojene hribine

Vzemimo, da vsebuje hribina 100 n % razkrojene plastične zemljine z deformacijskim modulom E_p . Prožnostni modul nerazpokane trdnine označimo zopet z E_s in srednji deformacijski modul poškodovane, deloma razkrojene hribine z E. Če sponiramo zopet, da je razporejena plastična razkrojina v enakomernih plasteh pravokotno na smer pritiska, je za prost valjast vzorec specifična deformacija, ustrežajoča intervalu tlakov $\Delta\sigma$, podana z enačbo

$$\Delta\varepsilon = \frac{\Delta\sigma}{E_s} (1 - n) + \frac{\Delta\sigma}{E_p} n. \quad (8)$$

Deformacijski modul E , definiran z enačbo

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon}, \quad (6)$$

je tedaj

$$E = \frac{E_s}{(1-n) + \frac{E_s}{E_p} n}. \quad (9)$$

Pri večjih deležih (n) plastične preperine lahko prvi člen v imenovalcu zanemarimo in enačba (9) se tedaj poenostavi v obliko

$$E = \frac{E_p}{n} \quad (10)$$

Deformacijski modul (E_p) plastične razkrojine pa je odvisen tako od njene sedanje kot od predhodne obtežbe. Modul močno prekonsolidiranih razkrojin se s sedanjo obtežbo bistveno ne menja — razen blizu površine, kjer je razbremenitev popolnejša in nabrekanje občutno. Prekonsolidacija je lahko posledica tektonskih pritiskov, ki so bili aktivni še po razkroju hribine, ali obtežbe s plastmi, ki so bile kasneje erodirane. Če pa ne računamo z vplivom takšne predhodne obtežbe, je treba upoštevati naraščanje deformacijskega modula plastične razkrojine z geološko obtežbo, ki z globino (z) približno linearno narašča.

$$\sigma = \gamma z, \quad (11)$$

γ = srednja prostorninska teža tal, upoštevajoč — pri tleh s prosto podtalnico — vpliv vzgona. Tudi deformacijski modul prvotne obremenitve narašča s tlaki σ približno linearno:

$$E_p = E_{p0} + A \sigma \quad (12)$$

oz. z vstavkom izraza (11)

$$E_p = E_{p0} + B z, \quad (13)$$

$$B = A \gamma.$$

Z obrazcem (13) za E_p dobi tako enačba (10) obliko:

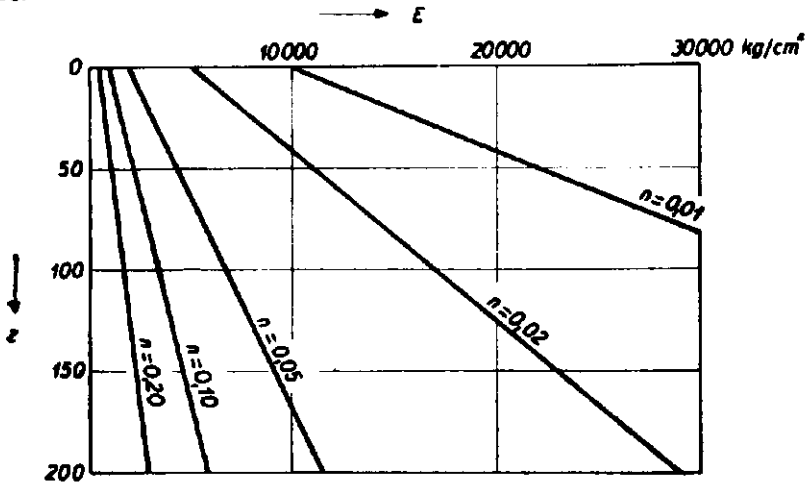
$$E = \frac{1}{n} (E_{p0} + B z). \quad (14)$$

Za primer, da je $E_{p0} = 100 \text{ kg/cm}^2$, $B = 20 \cdot 0,0012 = 0,024 \text{ kg/cm}^2$, dobimo za razne vrednosti deleža n po enačbi (14) oz. po enačbah (9) in (13) naraščanje modula E z globino z po krivuljah, prikazanih na 6. sliki.

Če poznamo približni odstotek plastične razkrojine, lahko torej ocenimo spodnjo mejo deformacijskih modulov tektonsko poškodovane, deloma razkrojene hribine, kakor naraščajo z globino. Resnični deformacijski

moduli bodo seveda tem večji, čim večji delež obremenitve se bo lahko — glede na lego plasti — prenašal po samem trdnem ogrodju.

Neposredno s preizkusnimi obtežbami v rovih ali v sondažnih jamah določeni deformacijski moduli se lahko uporabljajo samo za tista področja tal, ki so z izkopnimi deli in s sprostitvijo geoloških in tektonskih sil enako prizadeta kot mesto preizkusne obremenitve. Primerjalne meritve deformacij tal pod dolinskimi pregradami kažejo, da so v večjih globinah tal moduli ugodnejši. Z zgoraj navedenimi računskimi shemami jih lahko — ob kritičnem tolmačenju rezultatov preizkusnih obtežb — vsaj približno ocenimo. Pri tem pa je treba upoštevati tudi vpliv propustnosti tal na razvoj deformacij. Zlasti majhna propustnost dobro ohranjenih trdnih plasti lahko pri njih ugodni legi konsolidacijski proces bistveno zavre.



6. sl. Deformacijski modul E v odvisnosti od globine z

Fig. 6. Le module de déformation E en fonction de la profondeur z

Ravno zaradi nezanesljivosti določevanja deformacijskega modula tal v večjih globinah s površinskimi obremenitvami oz. z obremenitvami v rovih se zatekajo k metodi ugotavljanja tega modula iz hitrosti širjenja valov v hribini. Za tolmačenje rezultatov se uporabljajo relacije med modulom prožnosti, Poissonovim količnikom in hitrostjo širjenja longitudinalnih in transversalnih valov, ki jih vzbudijo n. pr. z eksplozijo (geo-seizmično raziskovanje). Kakor pa lahko tako ugotovljeni »dinamični« moduli prožnosti zelo koristno služi za relativno ocenjevanje poškodovanosti hribine in razporeditve trdnih sestavin v raznih smereh, tako se je treba zavedati, da ne moremo dobiti po tej metodi neposrednih podatkov o deformacijskem modulu tal, ki ga moramo uvesti v račun usedanja tal pod statičnimi obremenitvami. Pri tem ne gre toliko za to, ali so ti usedki elastični ali plastični (stalni), temveč za bistvo samega konsolidacijskega procesa zemljin, ki obstoji v glavnem v zapiranju praznin ob iztisovanju vode, če so praznine z njo zapolnjene. Neuporabnost relacije med

prožnostnim modulom trdnih teles in hitrostjo širjenja valov v njih spoznamo že s preudarkom, da se v zasičeni zemljini valovi ne bi mogli širiti hitreje kot v vodi, to je s hitrostjo okrog 1435 m/sec. Ne glede na to, da voda tako in tako ni snov z nekim prožnostnim modulom v smislu teorije elastičnosti, bi iz tega preudarka sledilo, da za zasičene zemljine z geo-seizmično metodo ne bi mogli izračunati modulov, manjših od 21 000 kg/cm² (ob supoziciji, da je Poissonov količnik $\mu = 0$). Vpliv z zrakom izpolnjenih por je analogen, čeprav po velikosti različen.

LES CONDITIONS GÉOLOGQUES DE LA CONSOLIDATION DES SOLS

1. Les sédiments récents non pétrifiés. La consolidation d'un sol donné soumis aux surcharges techniques dépend du caractère du processus géologique de sédimentation, de la grandeur et de la durée des charges géologiques permanentes ou transitoires ainsi que des effets dynamiques produits pendant la consolidation; en outre, elle dépend de la grandeur et de la vitesse d'accroissement de la surcharge technique et des effets dynamiques pendant et après la mise sous une charge. Pour pouvoir interpréter la diversité de la consolidation influencée par des telles conditions, le schéma du processus de consolidation par le système d'isotaches, présenté dans un rapport préalable (Šuklje, 1957), a été appliqué; les isotaches y représentent les diagrammes des indices de vides en fonction des pressions intergranulaires, correspondant aux vitesses de consolidation différentes.

2. Les roches fissurées et partiellement desintégrées. Les considérations générales, présentées dans une publication préalable (Šuklje, 1954), ont été complétées par des schémas analytiques qui peuvent interpréter l'influence de la grandeur, de la forme, du nombre et de la direction des fissures tectoniques sur la diminution du modul de déformation; pour des roches partiellement désintégrées des formules analogues ont été déduites, montrant l'influence du pourcentage de la matière desintégrée plastique, de leur disposition dans le massif ainsi que de leur préconsolidation éventuelle sur la grandeur du modul de déformation et sur son accroissement avec la profondeur. Enfin on a discuté les limites de l'application directe des résultats du chargement d'essai statique ainsi que celles de la méthode géoséismique de la détermination du modul de déformation.

LITERATURA

- Šuklje, L., 1956, Neke primedbe uz račun deformacija temeljnog tla visokih brana u tektonsko poremećenim stenama sa glinovitim sastojcima. Saopšt. sa 3. savet struč. Jug. o vis. branama (Bled, 1954), str. 203—204, Beograd.
- Šuklje, L., 1957, The Analysis of the Consolidation Process by the Isotaches Method. Proc. 4th Int. Conf. Soil Mech. (London), I in III.
- Terzaghi, K., und Fröhlich, O. K., 1936, Theorie der Setzung von Tonschichten. Deuticke, Leipzig.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

O GEOLOŠKIH RAZMERAH FILOVSKE NAFTNE STRUKTURE

Koloman Cigit

S 6 slikami

Po osvoboditvi smo dosegli viden napredek skoraj v vseh panogah gospodarstva. To velja zlasti za industrijo nafte v Jugoslaviji, posebej pa še v Sloveniji, kjer pred drugo svetovno vojno sploh nismo imeli proizvodnje nafte. Petrolejske družbe in nekateri posamezniki so sicer računali z možnostjo naftnih nahajališč tudi pri nas, vendar so bila njihova raziskovanja tako majhnega obsega, da niso mogla prinesiti uspeha.

Podjetje za proizvodnjo nafte v Lendavi, ki se je razvilo med vojno na petišovskem naftnem polju, v prvih povojnih letih ni dobilo dovolj sredstev za raziskovanja. Geologi so že od leta 1951 opozarjali, da so industrijske zaloge v petišovskem polju daleč pod povprečjem, ki je običajno. Vendar so se pričela obsežnejša raziskovanja šele v letu 1954. Prizadevanja so kmalu rodila uspeh na območju vasi Filovci, po kateri je novoodkrito naftno polje dobilo ime. Tu je potem lendavsko podjetje osredotočilo nadaljnja raziskovanja, katerih rezultate bomo na kratko podali v tem referatu.

Gravimetrična in magnetometrična merjenja

Nemška regionalna gravimetrična karta, ki se je ohranila iz leta 1940, kakor tudi detajlna merjenja Geološkega zavoda v Ljubljani v letih 1953 in 1955 (1. slika) kažejo gravimetrični maksimum pri Bogojini na prehodu gričevnatega dela Prekmurja v ravnino. To geofizikalno strukturo smo po največji vasi, ki leži blizu njenega vrha, imenovali bogojinska antiklinala. Ko pa je bilo odkrito naftno polje v Filovcih, smo jo preimenovali v filovsko strukturo.

Odgovoriti je bilo treba na vprašanje, kaj povzroča gravimetrične anomalije. Ali gre za eruptivne kamenine, od katerih bi po prvotni nemški domnevi prišel v poštev bazalt ali andezit (Gees, Lorenser, 1941). Merjenje vertikalne magnetne intenzitete ni moglo dati točnega odgovora na to vprašanje. Magnetometrični maksimum zahodno od vasi Renkovci (1. slika) ima vrednost 90 gama nad povprečno vrednostjo merjenega območja. Značilno pa je, da leži za 4 km jugovzhodno od gravimetričnega maksimuma pri Bogojini, ki znaša 6,50 mgl. Merjenje vertikalne intenzitete je dalo maksimum tudi jugozahodno od Murske Sobote ob Muri, in sicer na levem bregu 60, na desnem pri Vučji vasi pa 50 gama.

Vrtine pri Moti, Murski Soboti in Filovcih kažejo, da temeljno gorovje, sestavljeno iz metamorfnih kamenin, ki povzročajo težnostne anomalije, pada v glavnem od jugozahoda proti severovzhodu, vrednost magnetnih anomalij pa v tej smeri narašča do maksimuma pri Bogojini. Če upoštevamo še, da je magnetometrični maksimum napram gravimetričnemu premaknjen proti jugovzhodu, moramo sklepati, da magnetnih anomalij ne povzroča temeljno gorovje metamorfnih kamenin, ki leže neposredno pod terciarnimi sedimenti, temveč magmatske kamenine, ki leže v večji globini.

Odkritje filovskega polja

Računanje reziduuma gravitacije in drugih odvodov težnosti po Elkinsovih enačbah je pokazalo jugozahodno od vasi Bukovnica pozitivno anomalijo, ki ni posledica temeljnega gorovja (Urh, 1954). Na podlagi tega je bila na filovskem območju locirana prva vrtina Fi-1 (2. in 3. slika). Najbližji vrtini, ki so ju izvrtali v letih 1942 in 1943, sta bili v okolici Murske Sobote, in sicer v Črnelavcih MS-1 in v Rakičanu MS-2.

Temeljno gorovje so dosegli v vrtini MS-1 v globini 791 m (gnajs), v vrtini MS-2 pa v globini 1183 m (sljudni skrilavec). Končna globina MS-1 je bila 791,9, MS-2 pa 1184,6 m (Körössy, 1946). Ker leži Fi-1 na isti izoanomali kot MS-2, je bilo po analogiji pričakovati v Filovcih globino okrog 1200 m; seizmičnih podatkov, ki bi omogočili boljše določitev globine, pa ni bilo na razpolago.

Vrtanje Fi-1 je trajalo od 16. III. 1954 do 13. I. 1955. Vrtina je dosegla temeljno gorovje v globini 2582 m. Njena končna globina je 2592 m. Gravitometrično nesoglasje, da ležita dve vrtini s tako različno debelino terciarnih plasti — pri Rakičanu 1183 m, pri Filovcih pa 2582 m — na isti izoanomali, do sedaj ni pojasnjeno. Mogli bi ga razlagati z različno gostoto kamenin temeljnega gorovja. Vendar imamo vzorce na razpolago samo iz filovske vrtine; gostota amfibolita znaša 2,6 (Urh, Novak, 1956). iz rakičanske in črnelavske vrtine pa vzorcev nimamo.

Vrtina Fi-1 je do danes raziskana samo v enem sloju tako imenovane filovske serije na intervalu 2466 do 2476 m. Pri cementaciji zaščitne kolone 5 1/2" je ostalo v koloni okoli 100 m cementnega čepa, ki zaradi komplicirane deviacije vrtine in okvar na vrtalnih ceveh do danes še ni prevrtan. Raziskani sloj je dal vodo, ki vsebuje 17,16 g NaCl/lit. in 16,5 mg J/lit. Po Palmerjevi klasifikaciji spada ta voda v I. razred alkalnih vod. Vsebuje tudi naftne kisline. Z vodo je bil dobljen tudi plin, katerega analiza je naslednja:

CH ₄	71,7 % vol.
C ₂ H ₆	1,7 % vol.
CO ₂	26,6 % vol.
		<hr/>
		100,00 % vol.

Vrtina Fi-1 torej ni dala dokončnega odgovora o naftonosnosti strukture. Dne 9. XII. 1954 je bila 2 km južno od vrtine Fi-1 locirana vrtina

Fi-2, in sicer zopet ob isti izoanomali. Z vrtnjem so začeli 7. II. 1955 in končali 29. VIII. 1955, ko so dosegli temeljno gorovje v globini 2346 m (2. in 3. slika).

V dneh od 8. do 10. X. 1955 je bil nastreljen sloj kremenovega peščenjaka, ki leži neposredno na temeljnem gorovju, in sicer na intervalu 2336 do 2342 m. Dne 12. X. 1955 je prišlo do erupcije plina. Analiza tega plina je precej drugačna kot na Fi-1:

CH ₄	94,45 % vol.
C ₂ H ₆	4,05 % vol.
C ₃ H ₈	0,97 % vol.
i C ₄ H ₁₀	0,17 % vol.
n C ₄ H ₁₀	0,14 % vol.
i C ₆ H ₁₂	0,07 % vol.
n C ₆ H ₁₂	0,08 % vol.
C ₀ H ₁₄	0,07 % vol.
	<hr/>
	100,0 % vol.

Filovsko polje je bilo s tem odkrito. Vlažnost plina, ob erupciji je bilo videti precej gazolina, je kazala na bližino nafte; poznejša raziskovanja so potrdila naša pričakovanja.

Seizmična merjenja

Med vrtnjem vrtine Fi-2 so se začela šele seizmična merjenja. Od 17. I. do 15. IV. 1955 jih je izvajala seizmična skupina Zavoda za geološka i geofizička istraživanja iz Beograda. Zaradi pomanjkanja vrtalnih naprav in zimskega časa so izmerili samo 20 km profila. Od 22. VIII. do 6. XII. 1955 so nadaljevali seizmična dela geofiziki nemške tvrdke Willy Thiele iz Celle, Zah. Nemčija, pod vodstvom ing. Kohlrussa. Izmerili so 60 km profila.

Seizmika ni dala kontinuirnih refleksij od temeljnega gorovja. Vzrok temu je verjetno preperela in porušena površinska plast temeljnega gorovja pod sedimentnimi kalcinami terciara. V bližini temeljnega gorovja dajo dobre reflekse kontakti laporjev in peščenjakov, tako da približno le lahko dobimo globino temeljnega gorovja na osnovi seizmike. Maloštevilni seizmični profili in dve vrtini pri Filovcih ter MS-1 in MS-2 so nam nekoliko pojasnili zamegleno predstavo o tektoniki tega ozemlja. Predvsem lahko razširimo sedaj vzhodno nadaljevanje Centralnih Alp vzhodneje od filovskih vrtin. Seizmični profil, ki poteka ob cesti iz Martjanec v Filovce, kaže nekaj manjših prelomov, ampak v glavnem kontinuirni pad temeljnega gorovja in terciarnih sedimentov (Pejović, 1955 in Kohlruss, 1955). Temeljno gorovje pada precej strmo, zlasti od vrtine Fi-2 proti vzhodu, obenem pada tudi proti jugu.

Stratigrafski razvoj

Primerjajmo profila vrtin MS-2 in Fi-1:

Vrtina MS-2 (K ö r ö s s y , 1946):

0— 18	m	diluvij
18—ca. 988	m	zgornji panon
ca. 988—1183	m	spodnji panon
1183—1184,6	m	sljudni skrilavec

Vrtina Fi-1:

0— 636	m	plasti Unio wetzleri
636—1200	m	plasti rhomboidea
1200—2396	m	plasti abichi
2396—2582	m	torton
2582—2592	m	amfibolit

Bistvena razlika med obema vrtinama je, da je v Fi-1 razvit torton, medtem ko ga v MS-2 ni. Očitna je tudi razlika v debelini pliocena.

Temeljno gorovje

Iz profilov vidimo, da sestavljajo podlago terciarnih plasti metamorfne kamenine. Podrobnejših podatkov o petrografskem sestavu sljudnega skrilavca v vrtini MS-2 pri Rakičanu nimamo. V Fi-1 pa smo na globini 2582 m dobili amfibolit. Megaskopsko so vzorci trdni in temnozeleni, nekateri močno tektonsko razpokani in reagirajo z razredčeno HCl. Pirita vsebujejo le malo. Sekundarni pojavi preperevanja so že močno napredovali, kar se opazuje na amfibolu in grosularju.

V vrtini Fi-2 je temeljno gorovje na 2346 m. Kamenina je tektonska breča, sestavljena iz amfibolita in biotitnega blestnika. Vpliv tektonike opazujemo megaskopsko in mikroskopsko. Amfibolit je sekundarno popolnoma kloritiziran.

V vrtini Fi-3 pri Fokovcih je temeljno gorovje (2693 m) sestavljeno iz trdne kamenine, ki nima enotne barve. Je zelenkasta, in sicer v različnih odtenkih. Vsebuje pasove in drobce, ki so temnovijoličasti. Reagira s HCl povsod, v razpokah pa burno. Kamenina je sekundarno popolnoma spremenjena. Verjetno je prvotno pripadala amfibolitu, ki nastopa v vrtinah Fi-1 in Fi-2 v veliko bolj značilni obliki.

V vrtini Fi-5 pri Renkovcih je temeljno gorovje v globini 2614 m. Kamenina je močno sekundarno spremenjen peščenjak. V prvotni kamenini so nastopali biotit in salični minerali (predvsem kremen). Od sekundarnih sprememb je nastopila infiltracija s saličnimi raztopinami (kremen, glinenci). Manjše drugotne spremembe so še sericitizacija in karbonatizacija. Infiltracija saličnih raztopin je prvotni peščenjak precej metamorfizirala in skoraj povsem zabrisala prvotno strukturo kamenine, ki daje sedaj v glavnem videz kvarcita s številnimi primesmi (Hinterlechner, 1956).

Torton

Kot smo že omenili, na območju strukture pri Rakičanu torton še ni razvit. V vrtini Fi-1 je v globini 2396 m meja med panonom in tortonom (2. in 3. slika). Na metamorfni podlagi leže v tej vrtini temnosivi in črni kremenovi drobnozrnati peščenjaki z redkimi piritnimi zrnici. Jedro je dišalo po nafti in na njegovi površini so bile vidne luknjice zaradi izhajanja plina. Nad temi peščenjaki leži temnosiv skrilav glinasti lapor s tektonskimi drsami. Lapor močno reagira s HCl. Omeniti je treba, da preide lapor spet v peščeno plast, ki vsebuje nekaj metrov kremenovega konglomerata z lepo zaobljenimi zrni premera 1 do 1,5 cm. Ta konglomerat je dal pri nastreljevanju omenjeno slano vodo in plin. V tej skoraj 50 m debeli seriji sledi nad konglomeratom najprej kremenov peščenjak, nato peščen lapor, ki preide v temnosiv skrilav lapor in v globini 2396 m v panonski lapor.

V teh tortonskih plasteh nastopajo številne foraminifere, od katerih je K. Zajec (1955) določila:

Nonion soldanii d'Orbigny
Globigerina bulloides d'Orbigny
Rotalia sp.
Cristellaria sp.

Vsa ostala mikrofavna je slabo ohranjena, zaradi česar je ni bilo možno določiti. Od globine 2563 m naprej ni mikrofavne, vendar sklepamo na osnovi drugih vrtin, da gre tudi tu za torton. V globljih vrtinah na filovskem polju smo v tortonu našli več serij peščenjakov in laporjev.

V vrtini Fi-2 leži na temeljnem gorovju kremenov peščenjak, ki je tukaj kolektor nafte in plina. Nad njim sledi trd, bolj zalaporjen kremenov peščenjak in že prej omenjeni vodilni horizont kremenovega konglomerata. Vezivo je silikatno, reakcija s HCl je opažena samo mestoma. Vidne so piritne impregnacije.

V tej vrtini je J. Rijavec (1955) šele na globini 2325,7 m našla neke rodove foraminifer, ki kažejo na torton. Foraminifere so slabo ohranjene, tako da je mogla določiti samo rod. Najdenih je bilo nekaj primerkov na intervalu 2325,70—2331,70 m:

Nodogenerina sp.
Globigerina sp.
Bathysiphon sp.

Zanimivo je, da je tu torton zelo tanek, nastopa samo tako imenovana filovska serija peščenjakov, medtem ko ni razvita spodnja, strehovska serija, kot imamo primer v Fi-1. Ugotovitev, da je v Fi-2 torton tanek, ni zadovoljiva in lahko pomeni, da se proti zahodu v bližini Fi-2 tortonske plasti izklinijo. Če je nafta samo v tortonu, je to slabo znamenje.

Blizu vrtine Fi-2 je vrtina Fi-6, kjer je J. Vugrinec (1956) v vzorcu iz globine 2322,6 m našel ribji zob in le eno zelo slabo ohranjeno foraminifero. Na globini 2338 m pa je določil:

Haplophragmium sp.

Torton je tu v glavnem podobno razvit kot v Fi-2 (3. in 4. slika). Vendar se v kremenovem peščenjaku menjavajo plasti drobnozrnatega, srednjezrnatega in zalaporjenega peščenjaka, debele 0,10 do 0,50 m. Vzorci peščenih jeder so imeli vonj po nafti in so dali v ultravijolični svetlobi pozitivne znake. Prav tako nastopa tu siv debelozrnat kremenov konglomerat, ki je v ultravijolični svetlobi negativen.

Pri tej vrtini je treba še omeniti, da je v njej prvič prišlo do erupcije nafte na filovskem naftnem polju. Dne 16. junija 1956 je bil nastreljen sloj 2368 do 2373 m z 62 naboji, premera 12 mm, in dne 17. junija 1956 je prišlo do erupcije nafte z velikimi količinami plina. S tem je bila dokazana tudi nafta, katero smo že prej predvidevali. Vrtino raziskujemo še v gornjih tortonskih slojih.

V vrtini Fi-3 pri Fokovcih smo našli tortonske sedimente v lapor-natem razvoju. Na osnovi elektrokarotaznega diagrama delimo torton v tej vrtini v glavnem na dva dela. Od 2000 do 2500 m nastopajo v glavnem lapor, peščen lapor in lapornat peščenjak z majhnimi upori. Od 2500 m do dna vrtine pa nastopa peščen lapor z velikimi specifičnimi upori, verjetno zaradi večje apnene komponente. Reakcije s HCl so tu in tam znatne. Kolektorji niso razviti in vrtina zaenkrat velja kot industrijsko negativna.

Mikropaleontološko je to vrtino obdelala J. Rijavec (1955) in ugotovila, da v globini 2001 do 2005 m nastopajo foraminifere, ki že kažejo na torton, predvsem:

Globigerina sp.

Uvigerina sp.

Bulimina sp.

Valvulineria complanata d'Orbigny

Sphaeroidina bulloides d'Orbigny

Poslednji dve sta znani iz tortonskih sedimentov vrtin na Kogu.

V globini 2055,4 do 2060,0 m nastopa v treh primerih ostrakod:

Cytheridea cf. *mülleri* v. Münster, ki se nahaja v dunajski kotlini v helvetskih, tortonskih in sarmatskih sedimentih. Po mnenju J. Rijavca je tu še vedno torton.

V globini 2202,5 do 2205,4 m nastopajo:

Globigerina bulloides d'Orbigny

Sphaeroidina bulloides d'Orbigny

Cibicides dutemplei d'Orbigny

Valvulineria complatata d'Orbigny

Uvigerina sp.

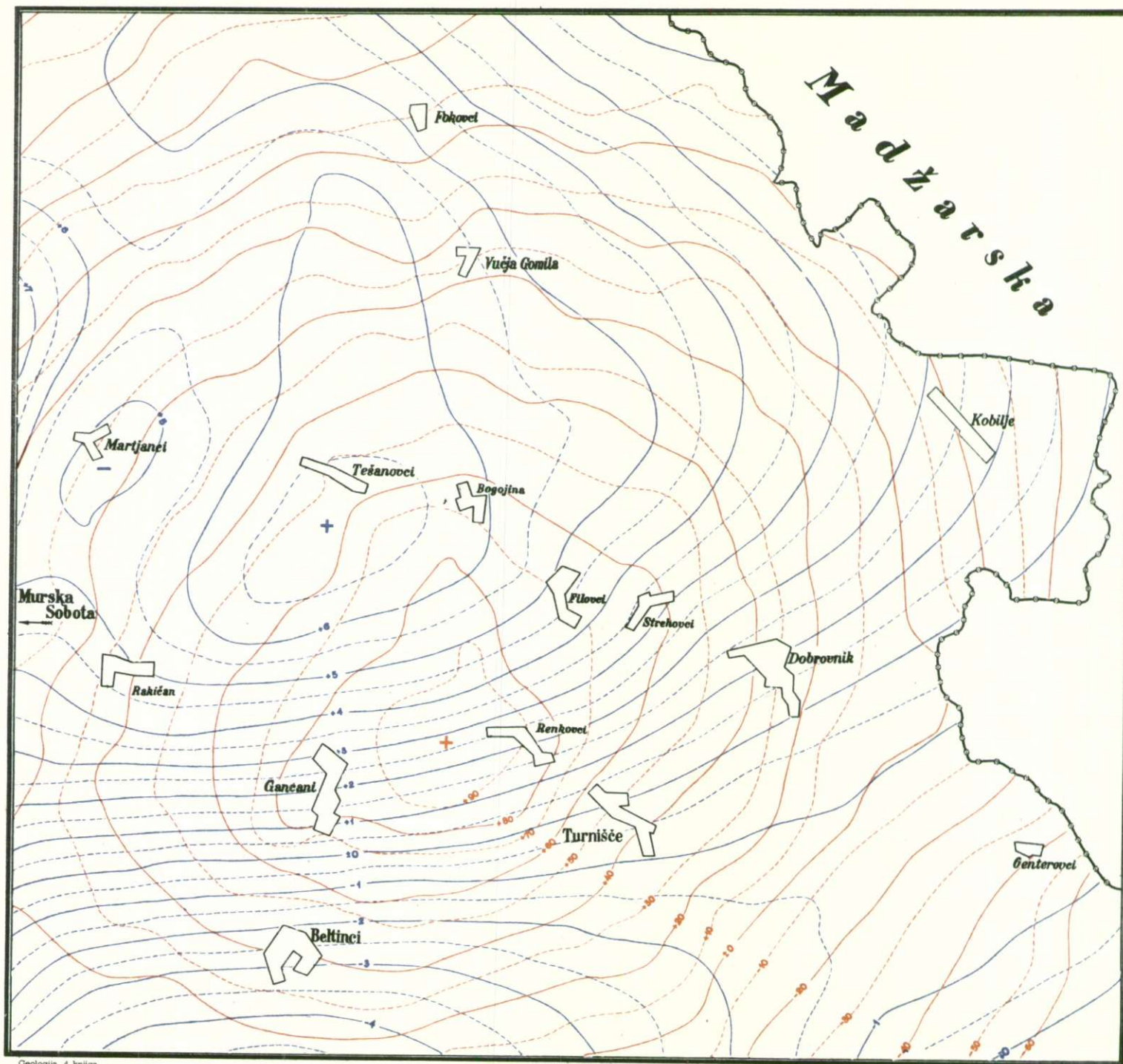
Po teh oblikah sklepa J. Rijavec, da pripadajo sedimenti iz te globine verjetno spodnjemu tortonu.

Od 2252 do 2487 m so vzorci siromašni z mikrofavno. Od foraminifer sta pogosto zastopani le:

Globigerina sp. in

Bathysiphon sp.,

GEOFIZIKALNE MERITVE FILOVSKE STRUKTURE
 ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ФИЛОВСКОЙ СТРУКТУРЫ



Geologija, 4. knjiga

1. št. — Pril. 1.

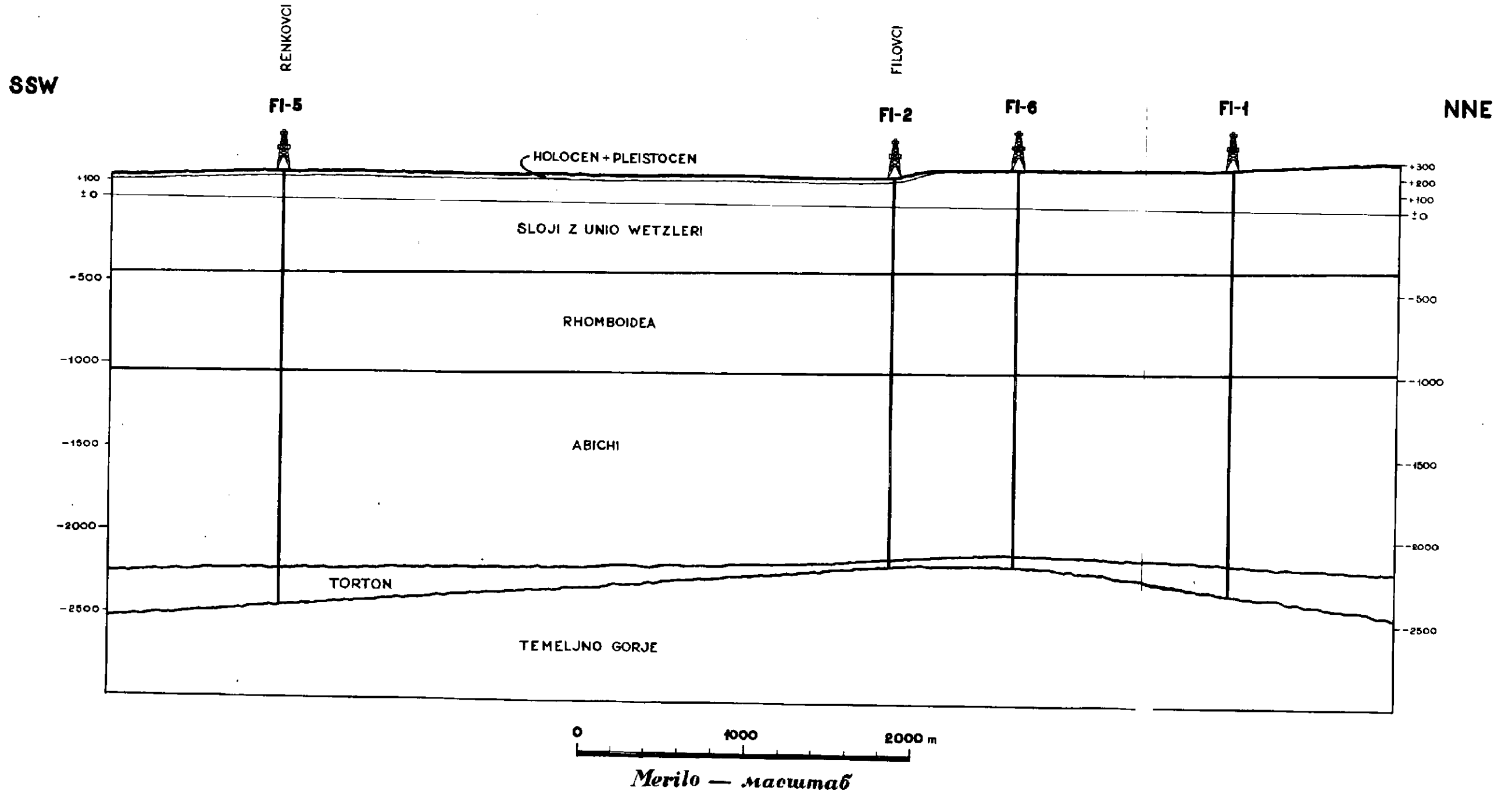
Ciglji: Filovska naftna struktura

modro: gravimetrične izogame
črne: gravimetrične izogame
rdeče: magnetometrične izoanome
krasne: magnetometrične izoanomale

Merilo — масштаб

0 0.5 1 2 3 4 5 km

GEOLOŠKI PROFIL SKOZI VRTINE FI-5, FI-2, FI-6 IN FI-1
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ СКВАЖИНЫ ФИ-5, ФИ-2, ФИ-6 И ФИ-1



ki pa nista vodilna fosila in lahko nastopata razen v tortonu tudi v helvetu. Vendar po mnenju J. Rijavec nimamo dovolj zanesljivih dokazov, da so ti sedimenti starejši od tortona in jih zato še vedno stavljamo v torton.

Od globine 2507,8 m do temeljnega gorovja pa vzorci ne vsebujejo nobene mikrofavne in verjetno pripadajo tudi tortonu (Rijavec, 1955).

Plasti abichi

V spodnjih delih plasti abichi smo v vrtini Fi-1 na globini 2015 do 2019 m našli makrofosila:

Limnocardium sp.

Congeria sp.,

v vrtini Fi-6 pa na globini 1900 m lepo ohranjeno:

Congeria ornithopsis Brusina.

V zgornjem delu plasti abichi najdemo skoraj v vseh vrtinah vzorce:

Paradacna abichi Hörn.

Za plasti abichi našega območja so karakteristični okrogli ploščati mikrofosili, katere je dr. Wicher imenoval »bele foraminifere«. Njihove lupine naj bi bile zgrajene iz apnenca (Glu mičić, stran 8). V panonskem bazenu so to vodilni fosili za plasti abichi.

Podatki, ki smo jih dobili v članku: Kőváry József, Thecamöbak (Testeceák) a magyarországi alsó pannoniai kőru üledékekből (1956), pa so te mikrofosile pokazali v drugačni luči. Na podlagi raziskovanja v madžarskem naftnem znanstvenem laboratoriju so ugotovili, da moramo te fosile prištevati med Rhizopode, in sicer v drugi red: *Testacea* oziroma *Thecamoeba* in da pripadajo v skupni podrazred *Silicoplacentina*. Na podlagi oblike razlikujemo pri rodu *Silicoplacentina* štiri vrste. Odločilni kriterij za to je kremenova lupina, ki je primarno okremenela. Če bi bila namreč lupina sekundarno okremenela, bi morali isto opazovati tudi pri ostalih fosilih, ki jih najdemo skupno s temi oblikami.

V jedrih vrtine Fi-3 iz temnorjavega peščenega laporja s piritnimi žilicami smo od globine 1299 m dalje opazovali te mikrofosile, poleg pa nastopajo še ostrakodi oblik A, B, D, F in G, ki so po Fahriónu karakteristični za panonske sedimente. Najdeni so bili tudi ribji zobje (globina 1749 do 1755 m).

Po omenjeni literaturi (Kőváry, 1956) smo določili naslednje vrste:

Silicoplacentina hungarica Kőváry.

dobljena iz vrtine Fi-2 na globini 1805,6 do 1809,6 m v jedru iz sivega peščenega laporja. Fosil je bel s premerom 1 mm.

Silicoplacentina majzoni Kőváry,

dobljena iz vrtine Fi-8 v izplaki na globini 2470 m. Kamenina je siv lapor. Fosil je bel s premerom 0,7 mm.

Silicoplaentina hungarica Kőváry,

dobljena iz vrtine Fi-9 v izplaki na globini 2148 m. Fosil je bel s premerom 0,6 mm.

Iz te vrtine Fi-9 smo na globini 2160 m v izplaki dobili prav tako *Silicoplaentina* sp., ki je sicer rjavkasta s premerom 0,7 mm in je podrobneje nismo mogli določiti.

Napravili smo poizkus, da smo dali silikoplacentine in ostrakode v solno kislino. Ostrakodi so se takoj raztopili, medtem ko so silikoplacentine ostale cele. Debelina plasti abichi v vrtini Fi-3 znaša 700 m.

Plasti rhomboidea

Gornje plasti abichi prehajajo v plasti rhomboidea brez ostre favniščne meje. Ta prehod smo horizontirali ravno na podlagi silikoplacentin. Kakih značilnih makrofosilov v plasteh rhomboidea ni, nastopajo pa: *Congerina* sp. in *Limnocardium* sp.

Petrografsko so te plasti zastopane z glinami, glinastimi laporji, kremenovimi peski z mnogo sljude ter s prehodi ene kamenine v drugo. V glini imamo vložke lignita, v glinastem laporju pa rastlinske ostanke (odtisi listov). V vrtini Fi-1 so prvi panonski ostrakodi najdeni v globini 636 do 642 m; v sivkastozelenem glinastem laporju v globini 710 do 714 m pa smo našli ostrakoda, ki po Fahrionu pripada formi D, značilni za gornji in srednji panon.

Debelina teh plasti je kakih 500 do 600 m (2. slika).

Plasti *Unio wetzleri*

Z vrtino Fi-1 smo prevrtali plasti *Unio wetzleri* (2. slika). V njih so prevladovali kremenovi peski, v zgornjem delu pa prodi. Vmes so bile tudi glinice ter prehodi med glinami in peski. V glinastih delih smo našli tanke, po nekaj centimetrov debele vložke (5 do 20 cm) lignita. V jedrih je bila dobljena na pol ohranjena lupina polža *Vivipara* sp. in zdrobljene lupine polžev *Helix* sp. Plasti *Unio wetzleri* so rečne, močvirne in jezerske (Pleničar, 1956). V njih so našli lignit pri Pečarovcih.

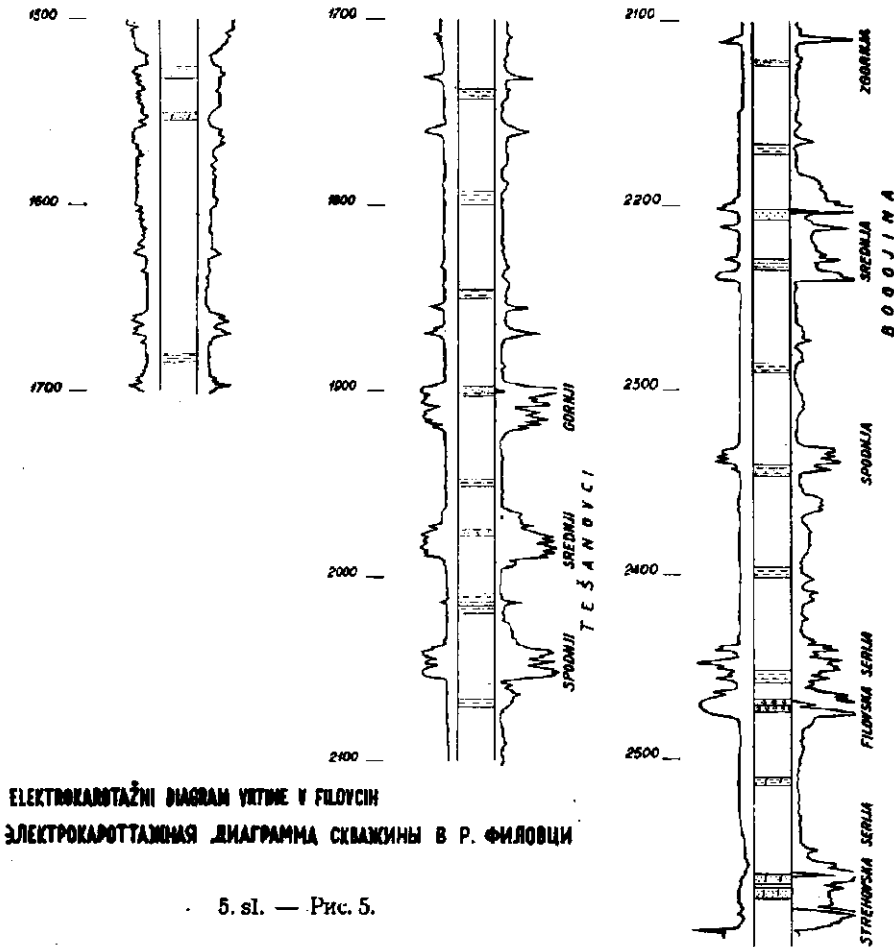
Podobne plasti nastopajo tudi v Lendavskih goricaх ter v vzhodnem delu Slovenskih goric in v Medmurju, kjer v številnih premogovnikih pridobivajo lignit (Mursko Središče, Martin, Presika, Podgorci). Jedra iz vrtine Fi-1 vsebujejo spore in operkule, kakršne se javljajo v Banatu po dr. W i c h e r j u v plasteh, mlajših od panona. Spore so v Banatu zastopane v spodnjem paludinu. Toda z ozirom na precejšnjo oddaljenost med našimi sedimenti in onimi iz Banata ne moremo reči, da pripadajo naše plasti paludinu, ampak privzemamo razvrstitev v horizont *Unio wetzleri*.

Diluvij in aluvij

Pleistocenske in holocenske naplavine nastopajo na ravninskem območju v debelini tudi preko 40 m v obliki glin, peskov in kremenovih prodnikov. V okolici vrtine Fi-5 v Renkovcih in Fi-7 v Gančanih nastopajo kremenovi prodniki premera 1 do 3 cm že pol metra pod površino.

Naftno geološke prilike

Poleg stratigrafske razvrstitve terciarnih sedimentov na filovskem naftnem polju smo jim dali še druga imena, ki so običajna v naftni geološki praksi (5. slika). Tako imenujemo tortonske laporje in peščenjake, ki v vrtninah Fi-2 in Fi-6 vsebujejo nafto in plin — filovsko serijo. To serijo



ELEKTROKAROTAZNI DIAGRAM VRTINE V FILOVCIH
ЭЛЕКТРОКАРОТТАЖНАЯ ДИАГРАММА СКВАЖИНЫ В Р. ФИЛОВЦИ

5. sl. — Рис. 5.

sestavljajo torej gornje zaporne kamenine, laporji, filovski laporji in več horizontov peščenjakov. Do sedaj smo našli pet peščenih horizontov, ki jih imenujemo Fi-A, Fi-B, Fi-C, Fi-D in Fi-E.

Nad filovsko serijo nastopajo prav tako laporji in peščenjaki, ki jih imenujemo spodnja Bogojina, srednja Bogojina in zgornja Bogojina. Nad temi slede še trije paketi, ki jih imenujemo spodnji Tešanovci, srednji

Tešanovci in gornji Tešanovci. V nekaterih globokih vrtinah, kot Fi-1, Fi-4 in Fi-5, imamo pod filovsko serijo še tortonske sedimente, ki jih imenujemo strehovska serija in je do sedaj v glavnem razvita laporasto, deloma pa tudi peščeno. Znaki nafte in plina so bili najdeni v tej seriji na vrtinah Fi-4 in Fi-5.

Obstoji tudi možnost, da je nafta iz tortonskih plasti, kjer je mogoče nastala v globljem sinklinalnem delu, migrirala v višje, panonske sedimente, in to ob prelomih ali pa ob kontaktu tektonsko močno porušenega temeljnega gorovja s tortonom, oziroma kjer tortona ni, s panonom. Torej bi nafto lahko našli v tem primeru v bogojinskih serijah ali celo više, kjer v dosedanjih vrtinah opazamo lep razvoj peščenjakov.

Po ameriški klasifikaciji spada filovsko polje po dosedanjih podatkih v tip naftnega ležišča Buried Hill — zakopanega griča, in to stratigrafskemu tipu. Po ruski terminologiji pa bi ta tip lahko imenovali conalni tip ležišča.

Do sedaj sta pozitivni vrtini samo Fi-2 in Fi-6, vrtini Fi-8 in Fi-9 (4. slika) ležita že v robni vodi. Na podlagi tega lahko sklepamo, da bo produktivna površina tega naftnega polja proti vzhodu od vrtin Fi-2 in Fi-6 sorazmerno ozka. Na podlagi prej omenjenih predpostavk, da je torton razvit tudi proti zahodu in da obstoji možnost migracije nafte v panonske kolektorje, bo raziskovanje treba usmeriti po širini polja proti zahodu. Istočasno je raziskovanje usmerjeno v dolžino. Na podlagi seizmičnih merjenj in dobljenih izostrat po filovski seriji peščenjakov se nam kaže perspektiva v dolžini (6. slika). Pri tem moramo računati na eventualne lapornate cone, na katere bomo zelo verjetno naleteli.

Dosedanji poizkusni način proizvodnje pri vrtini Fi-2 je kombiniran, glavni vir energije je verjetno napetost robne vode, manjša vloga pa pripada raztopljenemu plinu in »plinski kapi«.

Tektonika

Pri reševanju tektonskih problemov Prekmurja so nam prvotno precej pomagala gravimetrična in magnetometrična merjenja. V zadnjem času pa nam seizmična slika vsekakor daje nove podatke, ki v marsičem menjajo prejšnje predstave. Podatki globokih vrtin pa dajo šele popolno sliko terena.

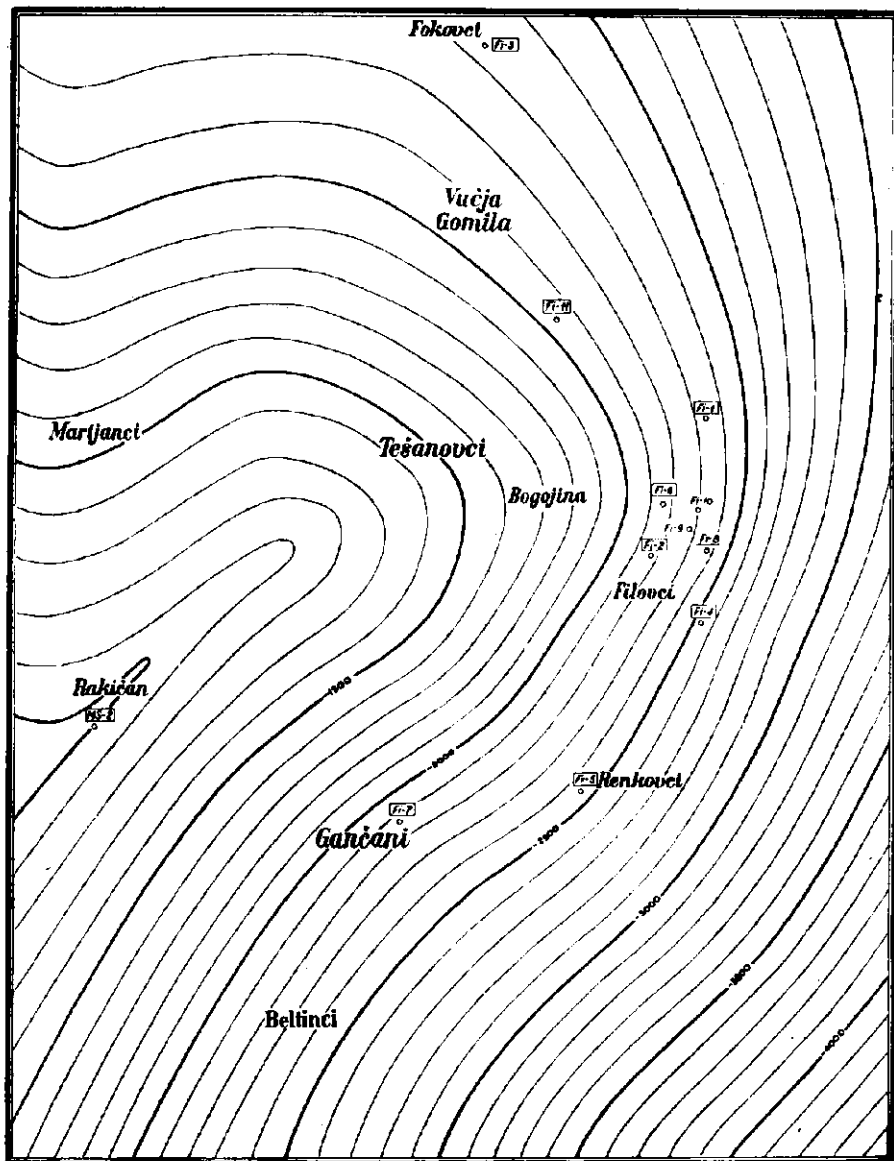
Pod mladoterciarnimi sedimenti Prekmurja imamo več struktur, ki so zelo verjetno različno erodirana površina temeljnega gorovja. Večjih prelomov do sedaj seizmika ni pokazala; plasti kontinuirno padajo in tvorijo obliko hribov in dolin.

Na gravimetrični karti močno označena ljutomerska-črenšovska sinklinala z dnom blizu omenjenih krajev se je po seizmiki premaknila, šele pri Razkrižju se kaže njeno dno in prvo dviganje plasti proti jugovzhodu.

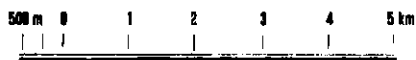
Podatki globokih vrtin Sg-1, MS-1, MS-2 in vse vrtine Fi-1 do Fi-9 nam kažejo, da imamo pod terciarom nekake hrbte temeljnega gorovja, ki je v vrtini MS-1 gnajs, v vrtini MS-2 sljudni skrilavec (K ö r ö s s y, 1946), v vrtini Sg-1 pa imamo gnajs in amfibolit. V vseh filovskih vrtinah smo našli amfibolit, ki je ponekod sekundarno spremenjen in tektonsko

IZOBATE TEMELJNEGA GORJA FILOVSKE NAFTNE STRUKTURE
NA OSNOVI SEIZMIČNIH MERITEV.

ИЗОБАТЫ МАТЕРИНСКОЙ ГЛЫБЫ ФИЛОВСКОЙ НЕФТЯНОЙ
СТРУКТУРЫ НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ.



Merilo — масштаб



precej porušen. Vrtine dokazujejo, da pri Hrastju-Moti, Černelavcih in Rakičanu nimamo tortona, ampak le plasti zgornjega in spodnjega panona. V vseh filovskih vrtinah pa smo našli tudi torton, ki vsebuje dobre kolektorje za nafto v obliki kremenovih peščenjakov in dobre zaporne kamenine laporjev.

Geološko je mapiral Prekmurje Geološki zavod v Ljubljani. Iz poročila navajam razlago tektonskih in paleogeografskih razmer. Na neki magmatski podlagi so bili odloženi paleozojski skrilavci. Debelina paleozojskih skrilavcev je lahko precejšnja. Zaradi termodinamične metamorfoze, ki je nastopila v času nekega gubanja (morda hercinskega) so se spodaj ležeči, starejši paleozojski sedimenti spremenili v gnajse in amfibolite, više ležeči mlajši paleozojski sedimenti, katere vidimo na površini v severozahodnem delu Goričkoga, pa so bili le delno metamorfozni ter so se spremenili v filitom podobne kamenine. Sledila je erozijska faza. Vzrok te erozije so bila lahko dviganja posameznih grud ali pa večje epirogenetsko dviganje celotnega ozemlja. Iz prvotne ravnine je nastala gričnata pokrajina. Pri eroziji je bil odnesen verjetno skoraj ves zgornji del paleozojskih skrilavcev, katerega ostanke vidimo na površini pri Serdici in Sotini, ter del spodnjih, močno metamorfoziranih paleozojskih sedimentov. V tortonu je sledilo epirogenetsko pogrezanje in je panonsko morje zalilo graški zaliv.

Odsotnost tortona na višjih delih temeljnega gorovja v območju vrtin pri Hrastju-Moti, Černelavcih in Rakičanu in razmeroma tanka plast tortona v Fi-2 in Fi-6 (2. slika) ter mnogo debelejša v vrtinah Fi-1, Fi-3, Fi-4 in Fi-5 pa kaže, da je morje zalilo le nižje predele, medtem ko so bili višji deli kopno, gledali so kot otoki iz morja.

Heterogenost tortonskih sedimentov, ki so razviti v vseh možnih variacijah od obalnih konglomeratov preko lepih poroznih peščenjakov do laporjev z različnimi prehodnimi oblikami, govori jasno o čistem premikanju obalne linije tega morja. Različna debelina tortona v vrtinah Fi-2 in Fi-6 in mnogo večja debelina v vrtini Fi-3, ki leži 325 m više od meje tortona v vrtini Fi-2, nam vsiljuje mnenje, da se je temeljno gorovje premikalo tudi v posttortonski dobi, ko se je dvignilo ozemlje okoli Fokovec.

Podatki iz dosedanjih vrtin nam kažejo, da bomo nafto našli precej visoko na pobočjih gričev osnovnega gorstva, mogoče tudi v kotanjah, ki so izpolnjene s tortonskimi sedimenti. Obstaja možnost, da se je nafta nabrala ob prelomih.

Ugotovljena je rahla kotna erozijska diskordanca med spodnjim panonom in tortonom. Ker sarmata med tortonom in spodnjim panonom ni, sklepamo, da je bilo v sarmatu v teh predelih kopno. Dobljeni podatki nam kažejo, da bomo morali nafto iskati zahodneje in severozahodneje ter južneje od sedanjih vrtin Fi-2 in Fi-6, če hočemo slediti filovski seriji. Nafto in plin smo našli tudi v strehovski seriji, ki leži pod filovsko. Vrtina Fi-5 je dala v globini 2534 do 2542 m znake nafte in plina. Zaradi premikanja tortonskega morja k obali so nastajale namreč plasti, ki se izklinjujejo na temeljnem gorovju. Slediti bo treba obalno linijo proti jugu in jugozahodu celo preko Mure. Na pobočju griča temeljnega gorovja nam je seizmični profil pri Veržuju že pokazal izklinjajoče se plasti zaenkrat samo domnevnega tortona, podobnega kot v Filovcih.

Na koncu še nekaj besed o naših raziskovalnih metodah.

Po osvoboditvi so naftni geologi v Lendavi našli skope podatke madžarskih prednikov (manjkali so celo EK diagrami vrtin). V prvih letih so zelo malo jedrovali, v prvi vrsti zaradi hitrejšega napredka. Stratigrafska razporeditev je bila izvedena na podlagi makrofavne in litološkega sestava.

Leta 1950 je začel Geološki zavod v Ljubljani z mikropaleontološkimi preiskavami, kar nam je veliko pomagalo. Letos smo si tudi v Lendavi uredili mikropaleontološko službo. Že nekaj let redno zasledujemo profile vrtin na osnovi odlomkov kamenin iz izplake (3. slika). Te odlomke redno preiskujemo mikropaleontološko. Zasledujemo napredek vrtenja po minutnih poročilih. Letos smo začeli s kalcimetrijo. Pripravljamo pa uvedbo metode preiskovanja odlomkov iz izplake v vroči vodi in tudi uvedbo sedimentne petrografije.

Konvencionalne EK metode (normalni in inverzni sondi ter mikrolog) ne zadostujejo za precizne interpretacije EK diagramov. Nujno bi bilo nabaviti modernejše aparature, zlasti nevtronske in radioaktivne ter druge merilne instrumente (laterolog). Uspelo nam je sicer, da bomo s prihodnjim letom dobili lastno seizmično aparaturo, kar nam bo velika pomoč pri nadaljnjih, tako regionalnih, zlasti pa detajlnih raziskovanjih.

Omeniti je treba še, da bi bilo potrebno vzpostaviti kontakt z naftnimi geologi dežel, ki imajo nafto v Panonskem bazenu, zlasti z madžarskimi in avstrijskimi. Upamo, da bomo v bližnji bodočnosti uspeli.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ НЕФТЕНОСНОЙ СТРУКТУРЫ ФИЛОВЦЫ

Немецкая региональная гравиметрическая карта (1940 г.), а также материалы исследований Геологического завода г. Любляны в течение 1953 и 1955 гг. (Рис. 1) показывают гравиметрический максимум вблизи с. Богоинна. Этот геофизический максимум вначале был назван богоинской антиклинальной структурой. После того, как было открыто филовское нефтяное поле - в 1955 г., богоинская антиклиналь была переименована в филовскую нефтеносную структуру.

Для выяснения причин, вызывающих гравиметрический максимум в районе с. Богоинна, на той же территории была проведена магнитометрическая съемка, которая полностью не разъяснила ситуации.

Магнитометрический максимум западнее от окраины с. Ренковцы (Рис. 1) показывает аномалию на 90 гам. выше средних показателей, которые получены в этом районе.

К юго-западу от города Мурска Собота измерение вертикальной интенсивности на левом берегу р. Мура дало максимум 60 гам., а на правом, вблизи села Вучья вес, максимум составляет 50 гам.

Скважины в окрестности с.с. Мота, Чернелавцы, Ракичан и Филовцы показывают, что кристаллическое основание, которое сложено метаморфическими породами, погружается в направлении с ЮЗ к СВ. При этом величина магнитных аномалий нарастает до максимума вблизи с. Ренковцы, те на том участке, где кристаллическое основание находится на большей глубине. Принимая во внимание и тот факт, что магнитометрический максимум по отношению к гравиметрическому смещен по направлению в 4 км к ЮВ, можно предполагать, что магнитные аномалии обуславливаются не метаморфическими породами кристаллического основания, которое лежит непосредственно под третичными отложе-

ниями, а интрузивными магматическими породами, которые расположены на большой глубине и не вскрыты в настоящее время скважинами.

Во время второй мировой войны немецко-венгерская компания MANAT выбурила в этом районе две скважины — одну вблизи с. Чернелавцы (MS-1) и другую вблизи с. Ракичан (MS-2). Было установлено, что паннонские отложения залегают непосредственно на кристаллическом основании (гнейсы в MS-1 и слюдяные сланцы в MS-2) и не содержат нефтеносных слоев. Паннонские отложения на этом участке, особенно ниже-паннонские отложения, характеризуются малой мощностью.

В связи с тем, что гравиметрические изогамы в районе с. Филовцы расширяются, а также на основании интерпретации гравиметрических данных по Элкянсу, мы начали бурить скважину Fi-1. Скважина Fi-1 набурила в глубине 2582 м породы кристаллического фундамента — амфиболиты. В этой скважине был исследован только один слой на интервале 2466—2476 м, который дал соленую воду и газ.

После этого началось бурение скважины Fi-2 на той же самой изогаме, на которой находится и скважина Fi-1. Кристаллический фундамент набурила в глубине 2356 м. Перфорировав слой на интервале 2336—2342 м дал газ со слоевым давлением 230 атм. После этого в скважине Fi-6 в 800 м севернее Fi-2 была обнаружена нефть.

В течение зимы 1955 г., во время бурения скважины Fi-2 началась сейсмическая съемка.

СТРАТИГРАФИЯ

Кристаллический фундамент. В районе филовской структуры основание третичных отложений слагают метаморфические породы. В скважине MS-2 вблизи с. Ракичан это слюдяной сланец, а в скважине Fi-2 амфиболит. В других скважинах мы получили тектоническую брекчию, которая состоит из обломков амфиболита, биотитового сланца и кварцевого песчаника.

Тортон. В окрестности г. Мурска Собота (MS-1, MS-2) тортон не является. В скважине Fi-1 граница между паннонскими и тортонскими отложениями находится в глубине 2396 м. Здесь на метаморфическом основании залегают темносерые и черные мелкозернистые кварцевые песчаники с редкими зернами пирита. Выше расположены темносерые сланцеватые мергели. Среди песчаников значительным развитием является кварцевый конгломерат.

В этих отложениях обнаружены тортонские фораминиферы (К. Зайец, 1955):

Nonion soldanii d'Orbigny
Globigerina bulloides d'Orbigny

В скважине Fi-2 тортонские отложения представлены кремнистыми песчаниками — коллекторами нефти и газа, которые залегают на кристаллическом основании. Граница тортонских и паннонских отложений находится на глубине 2325,7 м. Обнаружены фораминиферы (Л. Риявец, 1955):

Nadogenerina sp.
Globigerina sp.
Bathysiphon sp.

В скважине Fi-6 на глубине 2322,6 м И. Вугринец обнаружил зуб рыбы и затем фораминиферы:

Naplophragmium sp.

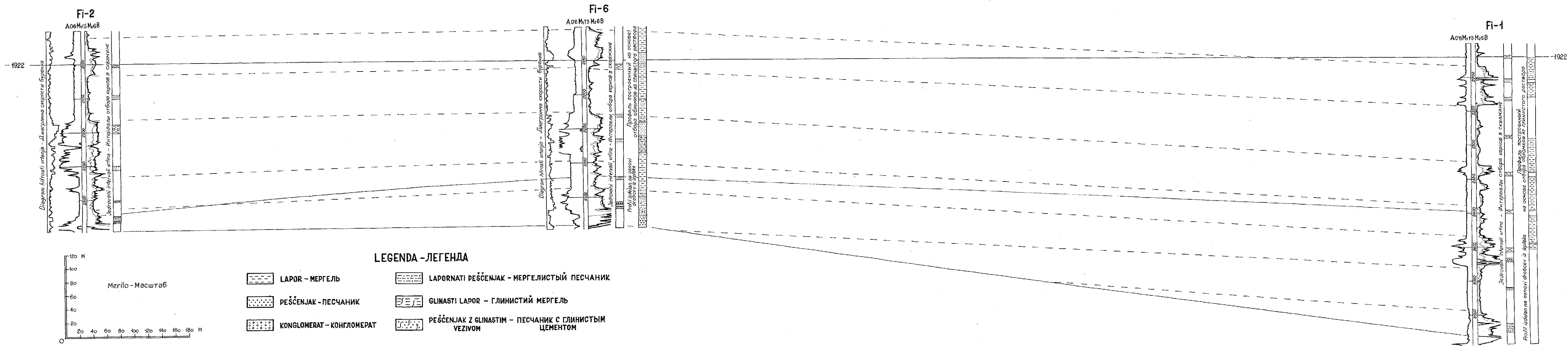
В скважине Fi-3 тортонские осадки уже развиты в мергелистой фауне. Уже на глубине 2001 м были обнаружены фораминиферы, которые указывают на тортонский возраст:

Globigerina sp.
Uvigerina sp.
Bulimina sp.
Valvulineria complanata d'Orbigny
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny

SSW

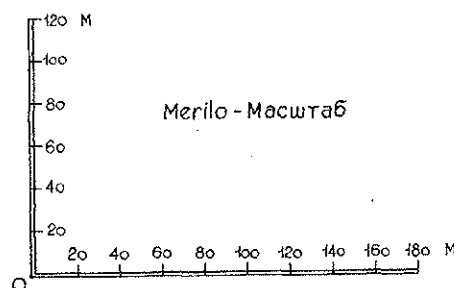
NNE

PROFIL IZDELAN NA OSNOVI KORELACIJE ELEKTROKAROTAŽNIH DIAGRAMOV ČEZ VRTINE FI-2, FI-6 IN FI-1
 ПРОФИЛЬ ПОСТРОЕННЫЙ НА ОСНОВЕ КОРРЕЛЯЦИИ ЭЛЕКТРОКАРОТТАЖНЫХ ДИАГРАММ ЧЕРЕЗ СКВАЖИНЫ ФИ-2, ФИ-6, ФИ-1



LEGENDA - ЛЕГЕНДА

- | | | | |
|--|---------------------------|--|---|
| | LAPOR - МЕРГЕЛЬ | | LAPORNATI PEŠČENJAK - МЕРГЕЛИСТЫЙ ПЕСЧАНИК |
| | PEŠČENJAK - ПЕСЧАНИК | | GLINASTI LAPOR - ГЛИНИСТЫЙ МЕРГЕЛЬ |
| | KONGLOMERAT - КОНГЛОМЕРАТ | | PEŠČENJAK Z GLINASTIM VEZIVOM - ПЕСЧАНИК С ГЛИНИСТЫМ ЦЕМЕНТОМ |



NW

SE

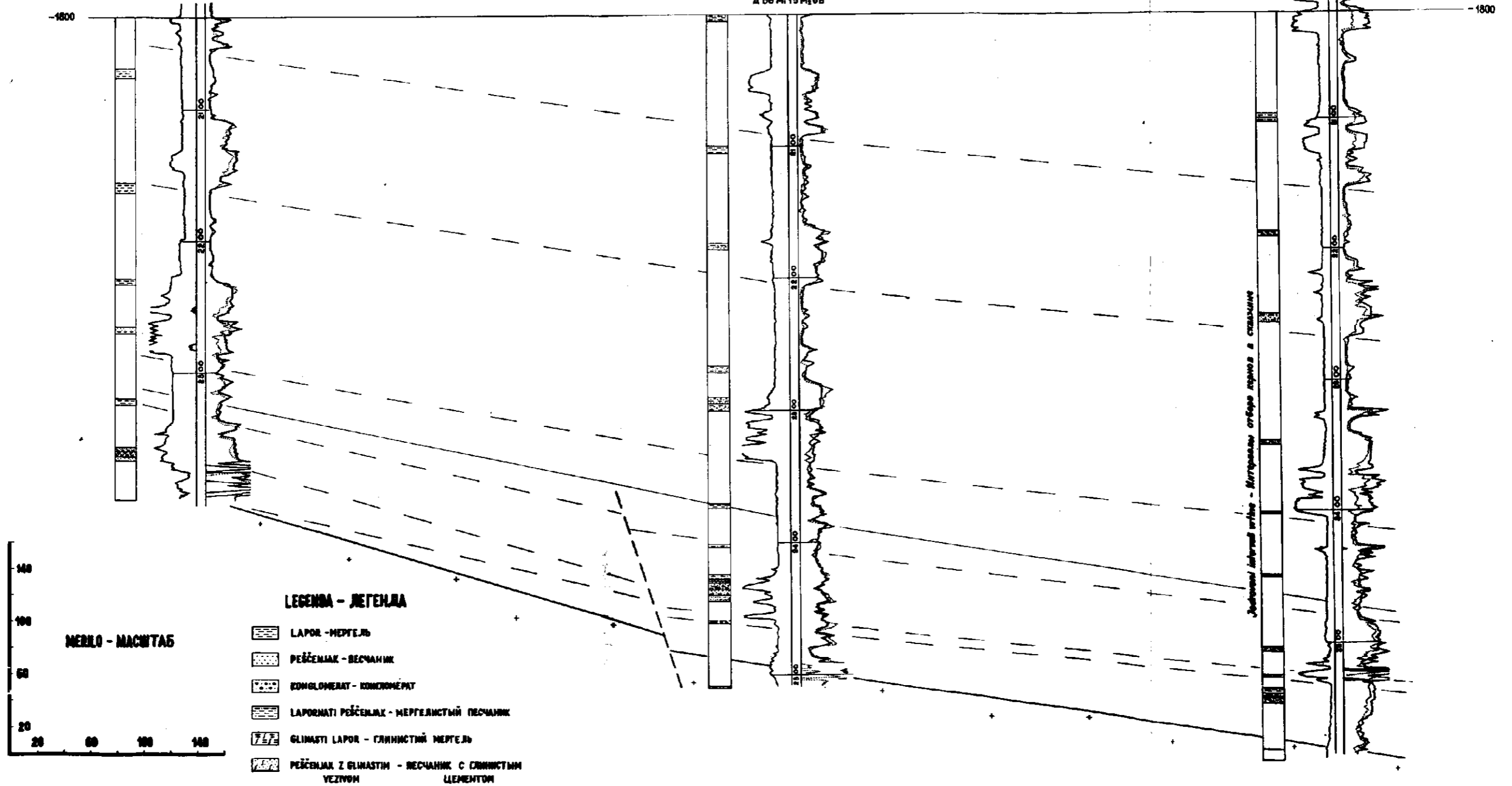
PROFIL IZBELAN NA OSNOVI KORELACIJE ELEKTROKAROTAZNIH DIAGRAMU ĆEZ VRTINE FI-6, FI-9 I FI-8
 ПРОФИЛЬ ПОСТРОЕННЫЙ НА ОСНОВЕ КОРРЕЛЯЦИИ ЭЛЕКТРОКАРОТТАЖНЫХ ДИАГРАММ ЧЕРЕЗ СВАЖИНЫ ФИ-6, ФИ-9 И ФИ-8

Fi-6
n.v. 228 m

Fi-9
n.v. 200 m

Fi-8
n.v. 219 m

A 06 M. 15 M. 65



- LEGENDA - ЖЕГЕНДЖА**
- ЛАРОР - МЕРГЕЛЪ
 - РЕБЪЕНАК - ВЕСЧАНИК
 - КОМГЛОМЕРАТ - КОМГЛОМЕРАТ
 - ЛАРОРНАТИ РЕБЪЕНАК - МЕРГЕЛИСТИЙ ПЕСЧАНИК
 - ГЛИНАСТИ ЛАРОР - ГЛИНИСТИЙ МЕРГЕЛЪ
 - РЕБЪЕНАК З ГЛИНАСТИМ - ПЕСЧАНИК С ГЛИНИСТИМ ЦЕМЕНТОМ

На интервале 2055,4—2060,0 м были вскрыты отложения с остраколами:

Cytheridea cf. *mülleri* v. Münster

На глубине 2202,5—2205,4 м были обнаружены фораминиферы:

Globigerina bulloides d'Orbigny

Sphaeroidina bulloides d'Orbigny

Cibicides autempleri d'Orbigny

Valvulineria complanata d'Orbigny

От глубины 2252 м и далее образцы керна бедные микрофауной. От фораминифер были найдены только:

Globigerina sp.

Bathysiphon sp.

Л. Риявек считает, что здесь еще продолжают тортонские отложения. От глубины 2507 м в кернах больше нет микрофауны.

Abichi слои. В нижних горизонтах *abichi* слоев в скважине Fi-1 на интервале 2015—2019 м обнаружены остатки *Limnocardium* sp. и *Congeria* sp., в скважине Fi-6 (1900 м) были найдены отложения с *Congeria ornithopsis* Brusina.

Почти во всех скважинах были обнаружены остатки руководящих ископаемых *Paradaspa abichi* Höft.

Для *abichi* слоев на нашей территории характерны плоские и округлые формы, которые др. Вихер (dr. Wicher) называет «белые фораминиферы». Согласно венгерским данным (Кóváгу, 1956) это Testacea или Thecamoeba и точнее Silicoplaentinae.

Согласно этим данным нами в скважине Fi-2 (1805,6—1809,6 м) была обнаружена *Silicoplaentina hungarica* Kóváгу белого цвета с диаметром 1 мм.

В скважине Fi-8 (2470 м) найдена *Silicoplaentina majzoni* Kóváгу белого цвета, диаметр 0,7 мм.

Abichi слои представлены серыми мергелями, кремнистыми песчаниками и различными породами переходного типа.

Rhomboidea слои. Характерные ископаемые *Congeria* sp. и *Limnocardium* sp. Петрографически представляют собой глины, глинистые мергели и кварцевые пески с большим количеством слюды. В глинах находятся прослойки лигнита.

Слои с *Unio wetzleri*. Преобладают кварцевые пески, гравий и глины, иногда с прослойками лигнита. В кернах скважины Fi-1 обнаружены скорлупки улиток *Vivipara* sp. и *Helix* sp.

Делювий и аллювий. Представлен глинами, кварцевыми песками и галечником, иногда до глубины 40 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕНОСНОСТИ

Помимо стратиграфической классификации третичных осадочных пород в нефтеносном районе Филовцы, нами даны для них еще названия обычные в нефтяно-геологической практике. Так тортонские мергели и песчаники, в которых находится нефть и газ, в настоящее время мы называем филовской серией. Над этой серией залегают еще три серии, а именно нижняя богоинская, средняя богоинская и верхняя богоинская. (Название дано по селу Богоина близ с. Филовцы). Выше залегают еще три серии: нижняя тешановская, средняя тешановская и верхняя тешановская (с. Тешановцы). В глубоких скважинах под филовской серией залегают породы так называемой стреховской серии (с. Стреховцы).

Филовское нефтеносное поле согласно имеющимся данным следует отнести к типу так называемых нефтяных месторождений «погребенного холма» (Burried Hill), зонального вида.

Производственный режим месторождения обусловлен двумя факторами — главным источником энергии является напор краевых вод, а подчиненное значение играют растворенный газ и, вероятно, «газовая шапка».

ТЕКТОНИКА

Под третичными осадочными породами провинции Прекмурье имеется несколько структур, которые представляют собой погребенный рельеф кристаллического основания. Данные глубинного бурения показывают, что скважиной MS-1 обнаружены гнейсы, в скважине MS-2 (Ракичан) вскрыты слюдяные сланцы, а во всех скважинах района Филовцы находятся метаморфические породы — в большинстве случаев амфиболиты. Это кристаллическое основание является продолжением Центральных Альп.

Тектонические и палеогеографические условия в Прекмурье следующие: на некоем магматическом основании были отложены палеозойские сланцы. Вследствие динамотермального метаморфизма, вероятно во время герцинской эпохи складчатости нижележащие древнепалеозойские осадочные породы были преобразованы в гнейсы, амфиболиты и другие метаморфические породы, а вышележащие верхнепалеозойские горные породы были только частично метаморфизованы и преобразованы в породы сходные с филитами. После этого последовала фаза эрозии. При этом процессе была вероятно эродирована почти вся верхняя часть палеозойских сланцев, остатки которых видны на поверхности вблизи сел Сердица и Сотина, а также часть нижних сильно метаморфизованных палеозойских осадочных пород. В тортонское время последовало эпейрогенетическое погружение и Паннонское море покрыло весь залив Градца. Отсутствие тортонских отложений на возвышенных участках кристаллического основания показывает, что морем были покрыты лишь подножья этих поднятий, в то время как их вершины выступали в виде островов из моря. Разнообразие фациального состава тортонских осадочных отложений свидетельствует о частом передвижении береговой линии моря. Данные из скважин в районе с. Филовцы показывают, что нефть накопилась в местах причленения тортонских пород — коллекторов к склону поднятий кристаллического основания.

Можно полагать, что нефть находится и в углублениях древнего погребенного рельефа, в которых происходило отложение осадочных пород тортона, послуживших позднее в качестве коллекторов.

Нефть следует искать западнее, южнее и севернее скважин Fi-2 и Fi-6, если только проследим так называемую филовскую серию песчаников — коллекторов нефти. Возможно накопление нефти также и в нижних сериях слоев, так например в стреховской серии, если там развиты пористые породы песчаники или другие коллекторы. Мы уже попали на следы нефти в стреховской серии, только мергелистые песчаники недостаточно пористы. Возможно, что нефть мигрировала в верхние паннонские осадочные породы — коллекторы вдоль сбросовой линии или вдоль зоны контакта третичных отложений с кристаллическим основанием.

LITERATURA

Gees, R. H., in Lorenser, E., 1941, Bericht über die geomagnetischen Untersuchungen im Gebiet von Murska Sobota. PRAKLA, Berlin.

Glumičić, D., 1955, Geološki pregled naftnih polja u Hrvatskoj. Referat na konferenci geologov in geofizikov v Zagrebu od 14.—17. IV. 1955.

Hinterlechner, A., 1956, Petrografske analize jeder iz vrtin Fi-1, Fi-2, Fi-3 in Fi-5.

Kohluss, W., 1955, Bericht über die Reflexionsseismischen Messungen im Messgebiet Lendava. W. Thiele, Celle (Dipl. Ing. W. Kohluss).

Kóváry, J., 1956, Földtani közlöny LXXXVI. kötet, 2 füzet, Budapest.

Novak, J., 1955, Poročilo o merjenju magnetne vertikalne intenzitete, Prekmurje, 1955. Arhiv Podjetja za proizvodnjo nafte, Lendava.

Pejović, P., 1955, Izveštaj o reflektivnom seizmičkom ispitivanju na terenu Lendava. Beograd.

Pleničar, M., 1954, Obmurska naftna nahajališča. Geologija, 2. knjiga, Ljubljana.

Pleničar, M., 1956, Geologija severozahodnega Pomurja. Arhiv Podjetja za proizvodnjo nafte, Lendava.

Prosen, D., Petrović, I., 1955, Uporedivanje rezultata merenja dobljenih primenom seizmičke i gravimetrijske metode na profilu Filovci—Martjanci na terenu Lendava.

Rijavec, J., 1955, Mikropaleontološki profil vrtine Fi-3, Arhiv Podjetja za proizvodnjo nafte, Lendava.

Urh, I., in Novak, J., 1956, Gravimetrične in magnetometrične meritve v Prekmurju. Referat na sestanku geofizikov v Zagrebu 16.—17. III. 1956.

Urh, I., 1956, Gravimetrične meritve Pomurja. Arhiv Podjetja za proizvodnjo nafte, Lendava.

Vugrinec, J., Poročila o mikropaleontoloških raziskovanjih vrtin Fi-4, Fi-5, Fi-6. Arhiv Podjetja za proizvodnjo nafte, Lendava.

Zajec, K., 1955, Poročilo o mikropaleontološkem raziskovanju materiala iz vrtine Fi-1. Arhiv Podjetja za proizvodnjo nafte, Lendava.

Sprejel uredniški odbor dne 15. maja 1956.

O FACIESIH V ZGORNJEM WORDU IN ZGORNJEM PERMU V SLOVENIJI

Anton Ramovš

Do nedavna smo bili prepričani, da je bil v zgornjem delu srednjega perma na celem ozemlju današnje Slovenije enak stratigrafski razvoj, to je, da so se povsod odlagale klastične grōdenske kamenine. Za zgornji perm pa so geologi poudarjali večinoma le stratigrafske razmere pri Žažarju in Vrzdencu z značilno indoarmensko favno. Šele novejša podrobna raziskovanja so pokazala, da je bilo v srednjem in zgornjem permu na tem prostoru več sedimentacijskih področij.

Faciesi v zgornjem wordu

V zgornjem wordu prevladujejo na Slovenskem grōdenski skladi, ki jih najdemo v Karavankah, Loških in Polhograjskih hribih, na Cerkljanskem in pri Idriji, v posavskih gubah, na Kočevskem in po Germovšk u mogoče tudi na Pohorju.

V Karavankah se začenjajo s pisanimi konglomerati in brečami ter prehajajo navzgor navadno v rdeče in rdečerjave skladovite peščenjake in peščene skrilavce. V spodnjem delu peščenjakov se pogostokrat menjavajo konglomeratne in peščene plasti. V vrhnjem delu grōdenskih skladov so rdeči, vijolični in zeleni skrilavci, ki se prav zgoraj že menjavajo z dolomitnimi polami in tako prehajajo v zgornjepermske plasti.

V Loških in Polhograjskih hribih, na Cerkljanskem, v idrijski okolici in v posavskih gubah najdemo rdeče in bele kremenove peščenjake z malo sljude, kremenove konglomerate in vijolične ter temnordeče, redkeje zelenkaste peščenosljudnate glinaste skrilavce. Na vsem tem ozemlju doslej še ni bilo mogoče ugotoviti podobnega prehoda v zgornji perm, kot je v Karavankah. Vzrok temu je bržkone v zapletenih tektonskih procesih.

Na Kočevskem najdemo kremenove konglomerate, peščenjake in glinaste skrilavce, ki so po Germovšk u podobno razviti kot grōdenski skladi pri Gerovem na Hrvatskem.

Na Pohorju pripada grōdenskim skladom bržkone del rdečih kremenovih peščenjakov, v katere so vloženi konglomerati, breče in zeleni kremenovi peščenjaki.

Na podlagi tolike razprostranjenosti grōdenskih skladov v Sloveniji je lahko razumljivo, da so predpostavljali geologi enak razvoj tudi za

ozemlje današnjih Julijskih Alp, čeprav jih tam še niso poznali. Zato je bilo toliko bolj presenetljivo odkritje neoschwagerinskih skladov pri Bledu in Bohinjski Beli, ki jih po bogati favni uvrščamo v zgornji del srednjega perma. Sestojе iz svetlo- do temnosivih neskladovitih apnencev, sivih apnenih breč in drobnozrnatih konglomeratov. Te kamenine vsebujejo predvsem bogato brahiopodno in zelo pomembno fuzulinidno favno ter so značilen grebenski sediment. Na ozemlje današnjih Julijskih Alp je v zgornjem wordu segal torej zaliv tedanjega sredozemskega morja, v katerem so se sedimentirali tudi apnenci s številnimi favnističnimi ostanki pri Sosiu na Siciliji.

V tej zvezi naj omenim še razmere v okolici Mrzle Vodice na Hrvatskem. Tam so po dosedanjih ugotovitvah enako stari kot naši grōdenski in neoschwagerinski skladi večidel sivorjavi glinenosljudnati skrilavci s pomembno amonitno favno. Razen amonitov se pojavljajo v istih plasteh še brahiopodi in školjke. Med kameninami najdemo razen skrilavcev tudi peščenjake in konglomerate. Zveza med temi plastmi in grōdenskimi skladi na Kočevskem še ni znana. Razen te bo treba ponovno proučiti tudi stratigrafske razmere v okolici Mrzle Vodice in znova obdelati celotno tamkajšnjo favno, ki se zdi v marsičem problematična.

Iz do sedaj povedanega sledi, da je prevladoval v zgornjem delu srednjega perma na ozemlju današnje Slovenije kontinentalni razvoj grōdenskih skladov, v katerih doslej ni znanih nobenih fosilnih ostankov. Povečini naj bi bile to eolske tvorbe. Na področju današnjih Julijskih Alp je bila istočasno morska sedimentacija apnenih sedimentov. Tam je živela bogata fuzulinidna in brahiopodna favna. S področja sedanje Mrzle Vodice pa je segal morda na slovensko ozemlje tudi glinenoskrilavi razvoj z amonitno favno. Potemtakem sta bila v zgornjem delu srednjega perma na našem ozemlju dva, mogoče celo trije faciesi.

Faciesi v zgornjem permu

Prav tako neenotne kakor v srednjem so bile sedimentacijske razmere tudi v zgornjem permu. Na ozemlju današnjih Loških in Polhograjskih hribov ter na Cerkljanskem je bila v celem zgornjem permu enotna sedimentacija, kakršne ne poznamo nikjer drugod v Sloveniji.

Tamošnje zgornjepermske plasti moremo razčleniti v tri serije z 12 horizonti. Spodaj je apnena serija skladov s favno kavkaškega in indoarmenskega tipa. Deli se v naslednjih šest horizontov: paleofuzulinski, edmondijški, v horizont s tabulatnimi koralami, diktioklostusni, richthofenijski in v horizont s koralo *Waagenophyllum indicum* (Waagen et Wentzel).

Nad spodnjo leži apnena serija z redkimi južnotirolskimi tipi in s skromnimi ostanki indoarmenske favne. Deli se v tri horizonte: horizont s komelikanjami in paramarginiferami, v horizont z apnenimi algami,

foraminiferami, belerofonti, briozoji in ostanki iglokožcev ter v horizont z žveplenimi gomolji.

Tretja je apnenodolomitna serija skladov s prav tako tremi horizonti. Spodaj leži dolomitnoapneni horizont z apnenimi algami, redkimi ostanki krinoidov in s koralo *Waagenophyllum* sp. Nad njim so luknjičavi dolomitizirani apnenci, apneni dolomiti in pasoviti apneni dolomiti, vsi brez fosilnih ostankov. Najmlajši zgornji perm pa sestavljajo dolomiti tudi brez fosilov. Ta razvoj zgornjega perma imenujem po Zažarju žažarski razvoj.

V Zahodnih Julijskih Alpah leže spodaj dolomiti ali laporji s sadro. Nad sadrinim horizontom so najprej debelopolasti ali tankoskladoviti luknjičavi dolomiti, nato breče, laporni dolomiti in ponovno luknjičavi dolomiti. Vrhnji del zgornjepermskih skladov sestavljajo tam kompaktni in bituminozni apnenci, ponekod z vmesnimi lapornimi plastmi. V apnencih se pojavlja značilna južnotirolska, to je belerofonska favna, ki je dosti skromnejša kakor v Južnih Tirolah.

Med žažarskim in južnotirolskim faciesom v Julijskih Alpah je bila kratkotrajna zveza odprtega morja samo tedaj, ko so se odlagali v Loških in Polhograjskih hribih skladi nad koralnim horizontom z *Waagenophyllum indicum*. Zveza je potekala nedvomno preko današnjih Vzhodnih Julijskih Alp, kjer moremo iskati mejo med obema faciesoma.

Zopet drugačne so bile razmere v Karavankah. Kot že omenjeno, se pisani grōdenski skrilavci v vrhnjem delu menjavajo z dolomitnimi plastmi in postopoma prehajajo v zgornjepermske dolomite. Sivi dolomiti zavzemajo, kolikor vemo doslej, cel zgornji perm. Le ponekod najdemo vmes tanjše vložke sadre. V vrhnjem delu zgornjega perma se tu in tam menjavajo skrilavopeščene in dolomitne plasti. Tak razvoj se nadaljuje brez prekinitve v spodnjo triado. Zgornji perm v Karavankah ne vsebuje po dosedanjih ugotovitvah fosilnih ostankov.

Mlajši paleozoik imamo na površju s karbonskimi in grōdenskimi skladi tudi v posavskih gubah. Oboji skladi so tam enako razviti kot v Loških in Polhograjskih hribih in vendarle v posavskih gubah doslej še ne poznamo zgornjepermskih plasti. Le malo verjetno je, da bi mogli biti v celoti odstranjeni, če so bili odloženi na prostranem področju vzhodnih posavskih gub. Zato bo treba znova podrobno preiskati navedeno ozemlje, če le niso morda kje ohranjeni. Tudi v Loških in Polhograjskih hribih so tektonski procesi zakrili pretežen del zgornjepermskih skladov in le malo-kje še najdemo ozke pasove na površju. Dosedanje ugotovitve potemtakem najbolj kažejo na to, da je bilo v zgornjepermski dobi na prostoru današnjih vzhodnih posavskih gub in vzhodne Slovenije kopno, in sicer če že ne skozi cel zgornji perm pa vsaj v zgornjem delu te dobe.

Iz najnovejših podrobnih proučevanj lahko povzamemo, da so bili v zgornjem permu na današnjem slovenskem ozemlju trije faciesi. V Loških in Polhograjskih hribih ter na Cerkljanskem je bil žažarski razvoj s pretežno kavkaško in indoarmensko favno. V Zahodnih in verjetno deloma tudi v Vzhodnih Julijskih Alpah so se odlagali sedimenti južnotirolskega faciesu z

značilno belerofonsko favno v najvišjih plasteh. Na ozemlju današnjih Karavank je bilo plitvomorsko področje z dolomitno sedimentacijo. Tu in tam so obstajale lagune, v katerih je nastajala sadra. Apneni skladi manjkajo karavanškemu faciesu, pa tudi za favno ni bilo življenjskih pogojev. Na ozemlju sedanjih posavskih gub, oziroma vzhodne Slovenije je bilo morda takrat kopno.

Navedene ugotovitve kažejo, da je bil razvoj v zgornjem delu srednjega in v zgornjem permu na tem prostoru dokaj pester. Verjetno tudi v ostalem permu na našem ozemlju ni bilo enotnega sedimentacijskega prostora. Večidel nam še manjkajo podrobne stratigrafske proučitve, vendar na obsežnem ozemlju tudi mlajše kamenine prekrivajo permske sklade.

ON THE FACIES FROM THE UPPER WORD AND UPPER PERMIAN IN SLOVENIA

In the territory of the present Slovenia prevailed during the Upper Word the continental development of the Gröden strata. So far no fossil remains have been known in these strata in Slovenia. They are mostly supposed to be aeolian formations.

In the region of the present day Julian Alps there was simultaneously a sea sedimentation of limestone sediments. In the sea lived in that time numerous Fusulinidae of the groups Neoschwagerinae and Eoverbeekinae and a rich brachiopod fauna.

It is possible that from the region of the present day Mrzla Vodica in Croatia reached into southeastern Slovenia strata of clayslate, which contain important ammonitic fauna that the palaeontologists place into the Upper Word. Yet a new study of the whole fauna, which seems in many points problematic, is necessary.

Thus there were two facies, perhaps even three, in the territory of the present Slovenia during the Upper Word.

During the Upper Permian, there were, however, three facies in the territory of the present Slovenia.

In the hills round Škofja Loka and Polhov Gradec and in the region round Cerklje na Gorenjskem there was the Žažar facies with a rich Caucasian and Indo-Armenian fauna. The few South Tyrolean species appear only in the second series of the strata. The lowermost two series of the strata are in the limestone development, and the upper one in the limestone — dolomitic which in its upper part contains no fauna.

In the western and partly probably also in the eastern Julian Alps the sediments of the South Tyrolean facies were deposited with the characteristic Bellerophon fauna (mostly snails of the genus *Bellerophon*, Brachiopoda in the greater part of the genera *Comelicania* and *Athyris* in the uppermost strata. In the two lowermost series there are

strata of dolomite and of dolomite and marl with gypsum, and in the upper one dark limestones.

In the territory of the present Karawanken there was as far as we know so far a region with shallow sea water and with dolomite sedimentation. Here and there were lagoons where gypsum developed. The limestone strata do not appear in the Karawanken facies, neither were there living conditions for the fauna.

In the territory of the Sava folds and in eastern Slovenia there was perhaps a dry land if not through the whole Upper Permian then at least during the upper part of this period.

LITERATURA

Germovšek, C., 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. Geologija, 2, Ljubljana.

Germovšek, C., Novi podatki o mladopaleozojskih in sosednjih mezozojskih skladih južno od Kočevja. (V tisku.)

Gortani, M. & Desio, A., 1927, Note illustrative della Carta geologica delle tre Venezie, Padova.

Heritsch, F., 1934, Die oberpermische Fauna vom Žažar und Vrzdeneč in den Savefalten. Vesn. Geol. inst. kr. Jugoslavije 3/1, Beograd.

Heritsch, F., 1939, Karbon und Perm in den Südalpen und Südost-europa. Geol. Rundschau, 30, Stuttgart.

Heritsch, F., 1943, Stratigraphie des Paläozoikums der Ostalpen. Born-träger, Berlin (korekturni eksemplar).

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A., 1955, Neoschwagerinski skladi in njih fuzulinidna favna pri Bohinjski Beli in Bledu. Razprave Slov. akad. znan. in umet., razr. IV, 3, Ljubljana.

Kossmat, F., 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Jb. Geol. R. A., 56, Wien.

Kossmat, F., und Diener, C., 1910, Die Belleroophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. Jb. Geol. R. A., 60, Wien.

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

Ramovš, A., 1954, *Edmondia permiana bisulcata* n. subsp. iz belerofon-skih skladov pri Žažarju. Razprave Slov. akad. znan. in umet., razr. IV., 2, Ljubljana.

Ramovš, A., 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jugoslovanski geološki kongres, Ljubljana.

Ramovš, A., Razvoj zgornjega perma v Loških in Polhograjskih hribih. (V tisku, glej tam še drugo literaturo.)

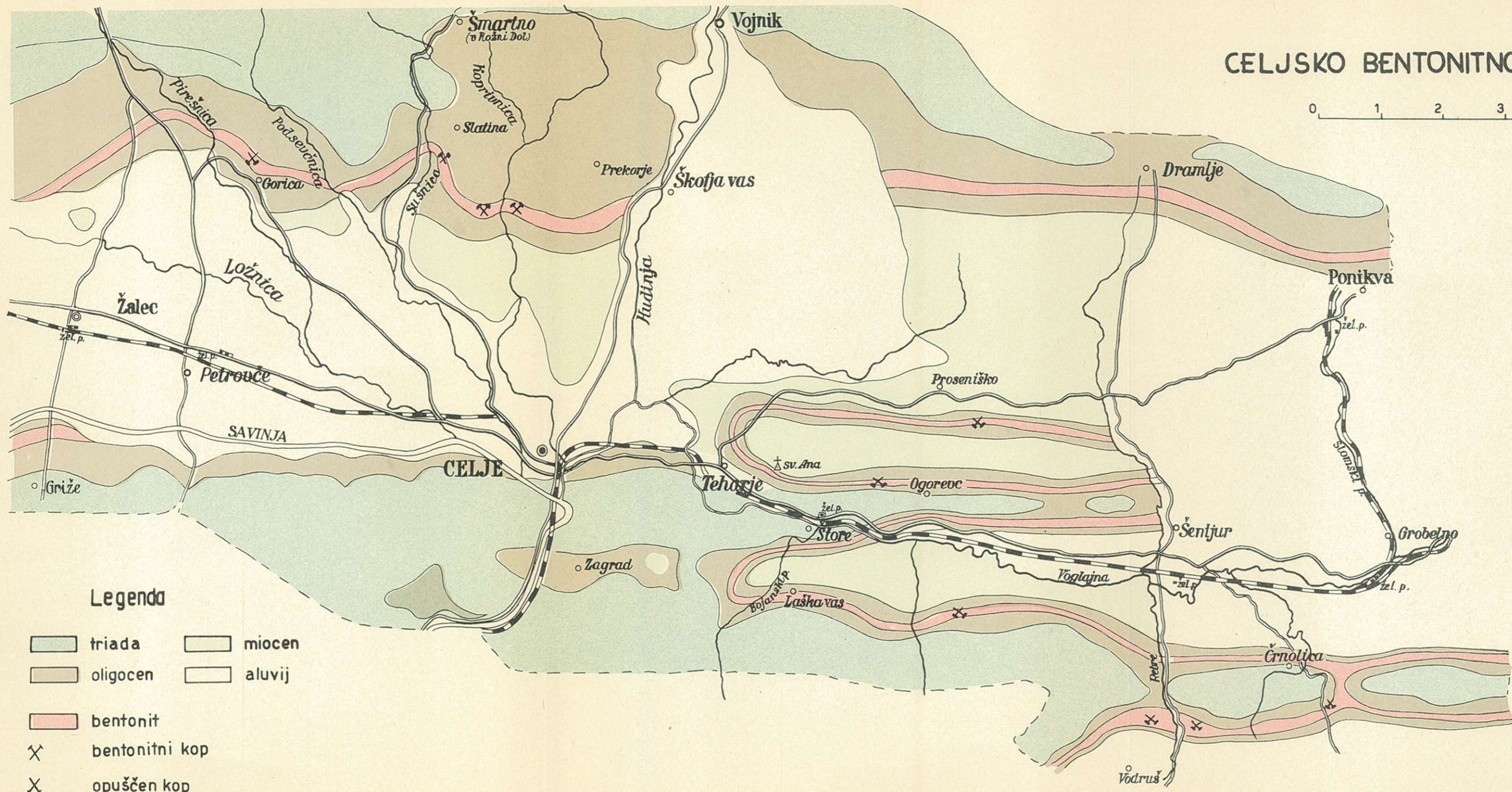
Teller, F., 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen, Wien.

Vogl, V., 1913, Die Paläodyas von Mrzla Vodica in Kroatien. Mitt. aus dem Jb. Ung. Geol. R. A. 21, Budapest.

Sprejel uredniški odbor 15. maja 1956.

CELJSKO BENTONITNO PODROČJE

0 1 2 3 4 5 km



Legenda

- | | |
|--|--|
| triada | miocen |
| oligocen | aluvij |
| bentonit | |
| X bentonitni kop | |
| X opuščen kop | |

BENTONITI V CELJSKI KOTLINI

Janez Rihteršič

Z 1 sliko

Geološki opis. Vsa znana nahajališča bentonitov v okolici Celja pripadajo k Posavskim gubam ter imajo zato tudi značilno generalno smer vzhod—zahod. Podlaga terciarnih sedimentov so triadne plasti, ki jih podrobneje ne bomo obravnavali. Najstarejši terciarni sediment na površju je sivica, ki so jo do nedavnega prištevali v spodnji miocen. V zadnjem času pa jo po mikrofavni (Papp, 1954) uvrščajo v oligocen. V sivici nastopa vložek andezitnega tufa. Ker je Rijavčeva določila iste značilne oligocenske foraminifere tako v talninski kot v krovinski sivici [*Cornuspira polygyra* Reuss, *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman), *Planulina* sp., *Planulina osnabrugensis* (Münster), *Cyclammmina acutidorata* (Hantken)], sklepamo, da je tudi andezitni tuf oligocenske starosti.

Konkordantno prekrivajo sivico litotamnijski peščenjaki in konglomerati, ki spadajo po nastopajoči mikrofavni (*Bolivina dilatata* Reuss, *Uvigerina venusta* Franzenau, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides* sp., otolit, ostanki moluskov, iglica morskega ježka) v torton. Slede še kremenovi peski, ki zaključujejo serijo terciarnih kamenin. Pliocen na obravnavanem ozemlju ne nastopa, edino lokalno nahajališče preperelega proda z glinastim vezivom pri Straži, SSE od Štor, bi lahko predstavljalo erozijski ostanek nekdanjih pliocenskih prodnih teras.

Na obrobju sedanjega dolinskega dna nastopajo glacialni, povečini glinasti sedimenti, dolinsko dno pa je pokrito s tanko, največ 20 m debelo prodno oziroma prodnoglino naplavino.

Postoligocenski tektonski procesi in erozija, ki jim je sledila, so vplivali na bentonitna ležišča predvsem vzhodno od črte Celje—Škofja vas. Zahodno od te črte nahajališča tektonsko niso porušena. Brez dvoma je nudil keratofirski masiv Kjumberk—Šentjungerta močan odpor tektonskim silam, ki zaradi tega niso tako močno vplivale na terciarne plasti, odložene na keratofirju. Nasprotno pa so prišle v širokem vzhodnem delu mnogo bolj do izraza. Tu je bila v višini Celja v južnem delu kamniško-motniške sinklinale celo dvignjena na dan triadna podlaga. Da se je v tem prostoru uveljavil dokaj močno tudi dinarski vpliv, nam potrjujejo številne prelomnice in drse z dinarsko smerjo v triadni podlagi. Bentonitne plasti so se premikale in gubale tako v alpski kot v dinarski smeri, zato je geološka zgradba nepravilna, kar zelo otežkoča sledilna dela.

Jugozahodno od Dramelj sem naletel na temno magmatsko kamenino, ki jo je Žerjavova določila kot bazalt. Ker je bazaltna magma vezana na gleichenberško fazo na zgornjem Štajerskem, lahko trdimo, da je bila tudi ta soudeležena pri tektonskem izoblikovanju vsaj vzhodnega dela celjskega bentonitnega ozemlja.

Erozija je močno delovala predvsem v južnem delu zahodnega dela. Tako je bila med Grižami in Teharji popolnoma erodirana krovinska sivica in pod njo ležeča bentonitna plast. Na splošno pa je erozija na večjih površinah razkrila izdanke bentonita, kar danes olajšuje sledilna dela.

Bentonitna nahajališča. Bentonit se nahaja med andezitnim tufom in krovinsko sivico. Ker je talninska sivica kontaktni člen terciara s starejšimi kameninami, je vodilni horizont pri sledilnih delih.

Bentonitna nahajališča sem razdelil na pet vzporednih con od severa proti jugu:

1. cona — severni rob kamniško-motniške sinklinale,
2. cona — severno krilo triadnega grebena, ki deli kamniško-motniško sinklinalo,
3. cona — južno krilo istega grebena,
4. cona — južni rob kamniško-motniške sinklinale,
5. cona — severni rob laške sinklinale.

Južnega roba laške sinklinale nisem upošteval, ker mi je poznano tam doslej le eno nahajališče.

Bentonitni pasovi so večkrat prekinjeni, čemur so vzrok že omenjeni tektonski in erozijski procesi. Največja ležišča nahajamo vedno v neposredni bližini triade. Na istem ozemlju kot bentonit so v višjih horizontih miocena tudi debeli skladi več ali manj čistega kremenovega peska. Ti vsebujejo ponekod številne grudice bentonita, ki dosežejo debelino 5 cm v premeru. Po tem se lahko sklepa, da so nastopale pred erozijo bentonitne plasti v večji nadmorski višini kot danes. Večina današnjih nahajališč se nahaja v višini okoli 300 m.

V celjski okolici ločimo klasična nahajališča, znana pred letom 1854, in novo odkrita nahajališča. Med najstarejša evropska nahajališča sodi vsekakor Blagovna pri Proseniškem, NE od Štor, kjer so pridobivali bentonit kot sredstvo za razmaščenje tkanin. Nato je pridobivanje bentonita v naših krajih zamrlo do leta 1929, ko so ponovno pričeli z odkopavanjem. Poleg Blagovne so odprli takrat kope še v okolici Šentjurja. Sistematičnih raziskav še niso izvajali, ker je bilo za takratne potrebe še dovolj zaloge v odprtih kopih — prevladoval je jamski način pridobivanja. Na splošno so takrat menili, da nastopa bentonit samo med Blagovno in Šentjurjem. To domnevo je uspelo ovreči šele konec leta 1956. Tedaj smo s sistematičnim raziskovanjem na podlagi stratigrafskih primerjav našli bogata bentonitna ležišča severno od Celja, kamor se je nato preusmerila vsa raziskovalno-eksploatacijska dejavnost. S sledilnimi deli smo ugotovili, da

nastopa bentonit tukaj v debelih, regularnih plasteh, katere je mogoče z minimalnimi stroški ekonomično odpreti in odkopavati. Poleg tega pa je tod dobro razvito cestno omrežje, ki omogoča transport s kamioni od kopa do postaje. Nahajališča so oddaljena od železniške postaje do 6 km.

Kljub temu pa ne smemo pozabiti nahajališč med Blagovno in Šentjurjem, ki so dala v letih 1955—1957 okoli 20.000 ton surovega bentonita. Tu so bili glavni odkopi v Jakobu pri Šentjurju, Straži, vzhodno od Štor ter v Ogorevcu in Blagovni, severovzhodno od Štor.

Ta nahajališča so tektonsko zelo porušena, kar včasih zelo otežkoča raziskavo lege plasti z vrtnjem in oceno zalog.

Nasprotno pa nastopajo v zahodnem delu kontinuirna nahajališča tako po debelini plasti kot po enotni kvaliteti. Tako je bilo v letu 1957 z vrtnjami in useki raziskano nahajališče Slatina, katere zaloge znašajo 130.000 t. Ostala nahajališča so še v raziskavi.

Nastanek in kakovost bentonita. V zahodnem delu prve cone dosežejo tufske plasti debelino tudi do 100 m, od tega pa je le vrhnja plast bentonitna. Sledove bentonita nahajamo v kompaktnih plasteh debelozrnatih tufov v obliki kroglastih vključkov ter po krojitvenih razpokah. Poleg tega smo pri vrtnanju v Celju jeseni 1956 ugotovili, da bentonit v dolinskem dnu pod sivico, kjer ni tufov, sploh ne nastopa. Zato je za celjska nahajališča verjetno, da so nastala iz andezitnega tufa.

V celjskih bentonitnih nahajališčih že na oko ločimo zgornji, svetlejši in spodnji, temnejši bentonitni horizont. Razen makroskopsko se ti dve vrsti razlikujeta tudi po fizikalnih lastnostih. Zgornji del je izgubil delno ali pa popolnoma sposobnost vezanja vode, zato posušen ne vpija več vode in ne nabreka. Kot vezivo v livarskih peskih je neuporaben, pač pa ima povečano kemično aktivnost ter je zelo iskan kot dekolorantno sredstvo za rafinacijo mineralnih in rastlinskih olj.

Spodnji horizont pa je obdržal vse značilnosti bentonitov, bogatih z montmorilonitom. Uporaben je predvsem kot vezivo za sintetične peske, za injiciranje, izplako in podobno.

Zaključek. V zadnjih treh letih so bili zastavljeni prvi koraki k sistematičnemu raziskovanju bentonitov v celjski okolici. Cilj teh raziskovalnih del je bil predvsem, ugotoviti gospodarsko pomembne zaloge in obenem rešiti stratigrafske probleme. V glavnem je bil ta namen dosežen. Odkrita so bila gospodarsko zelo pomembna bentonitna nahajališča zlasti v zahodnem delu. Pomen teh nahajališč še naraste zaradi dobre kvalitete in ugodnih komunikacij.

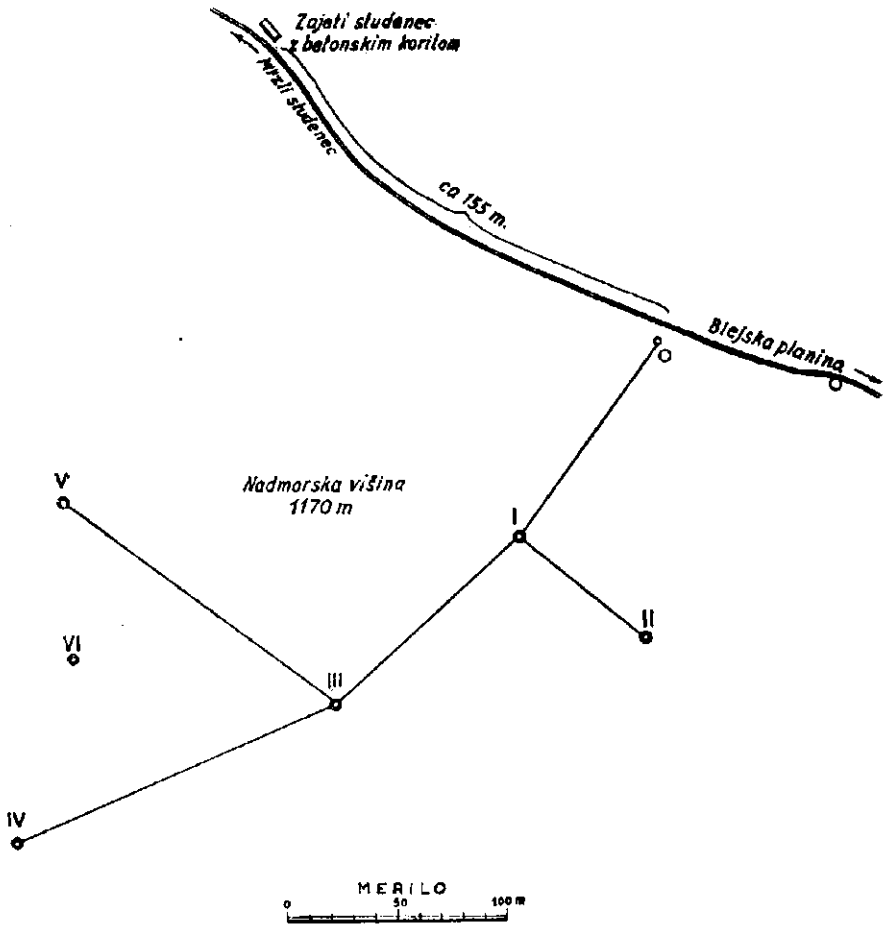
Sedaj je poznana okvirna zgradba bentonitnih nahajališč. V drugi fazi raziskovalnega dela je potrebno pristopiti k vzorčevanju, izdelavi uporabnostnih analiz ter k podrobnemu izračunu zalog posameznih vrst bentonitov. Že sedaj kaže, da nudijo celjska bentonitna nahajališča vse pogoje, da se osamosvoje na predelovalnem področju.

LITERATURA

- Grim, R. E., 1953. Clay Mineralogy, New York, Toronto, London.
- Grimšičar, A., 1954, O montmorilonitnih glinah na Dolenjskem, Geologija 2, Ljubljana.
- Nosan, A., 1956, Razvoj oligocena in miocena v Sloveniji, Zbornik: Prvi jugoslovanski geološki kongres na Bledu, 23.—27. maja 1954, Ljubljana.
- Papp, A., 1954, Miogypsinidae aus dem Oligozän von Zagorje, Geologija 2, Ljubljana.
- Pelhan, C., 1954, Rudarsko-metalurški zbornik št. 2, 3-4, (Diferencialna termična analiza glin, stran 157; Glina kot vezivo v sintetičnih livarskih mešanicah, stran 259), Ljubljana.
- Rakovec, I., 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije, Zbornik: Prvi jugoslovanski geološki kongres na Bledu, 23.—27. maja 1954, Ljubljana.
- Rihteršič, J., 1957, Bentonitna nahajališča severno od Celja, »Celjski zbornik 1957«.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

veniji. Prav tako smo hoteli osvetliti del holocenske klime in tedanje vegetacije ter s tem zgodovino gozda na Pohorju od zgodnje tople, t. j. borealne dobe do danes. Z raziskovanji vrhnjih plasti šote smo razložili sedanji sestav gozda na Pokljuki in na Pohorju ter pogledali na življenje in delo ljudi, ki so vplivali s kulturami in senčnjami na ta gozd v najbližji preteklosti.



2. sl. Skica projektiranih vrtin na barju Sijec (Pokljuka)

Fig. 2. Schéma des sondages de la tourbière de Sijec (plateau de Pokljuka)

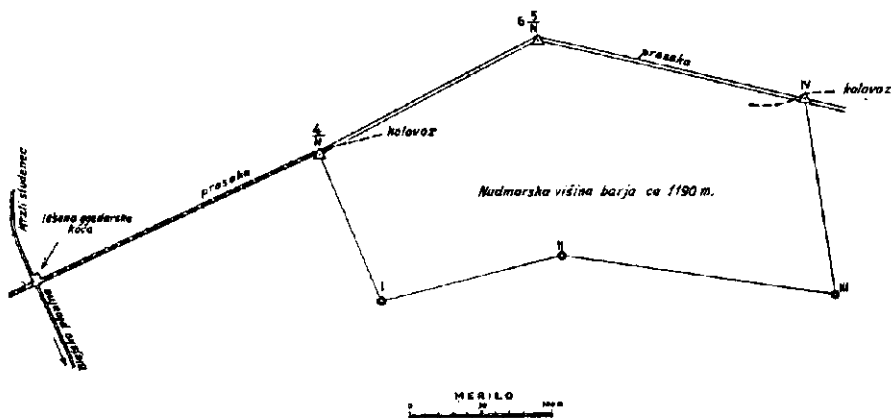
Potrebe gozdarstva v letu 1956 so pokazale na nujnost palinoloških terenskih in laboratorijskih raziskovalnih del. Zato je bila 16. junija 1956 sklenjena pogodba med ing. S. Sotoškom, izdelovalcem gozdno-gojitvenega in melioracijskega načrta pri Upravi za gozdarstvo OLO Kranj in Geološkem zavodom v Ljubljani za vrtanje in vzorčevanje šote na dveh barjih

na Pokljuki ter za palinološko preiskavo in obdelavo izvrtanih vzorcev šote.

Za rešitev nekaterih vprašanj, ki se nanašajo na pohorske gozdove, pa je Inštitut za gozdno in lesno gospodarstvo Slovenije sklenil 17. avgusta 1956 z Geološkim zavodom v Ljubljani pogodbo za vrtnje in vzorčevanje šote na šestih pohorskih barjih ter za palinološko preiskavo in obdelavo vzorcev.

Barja na Pokljuki

1. slika kaže lego barja Šijec ter položaj Velikega Blejskega barja in drugih manjših barskih površin na Pokljuki. Na 2. in 3. sliki pa so z rimskimi številkami označena mesta predlaganih vrtin na barju Šijec in na Velikem Blejskem barju. Na vsakem barju smo izvrtali po dve vrtini.



3. sl. Skica projektiranih vrtin na Velikem Blejskem barju (Pokljuka)

Fig. 3. Schéma des sondages de la grande tourbière de Bled (plateau de Pokljuka)

Skupna globina vseh štirih vrtin je 23,8 m. Vrtali smo z ročno vrtalno garnituro v dneh od 19. do 23. junija 1956. Vzorce šote smo dvigali s šapo, gline in peske pa s spiralnim svedrom. Vzorce smo prenesli v Geološki zavod, kjer smo jih še sveže laboratorijsko obdelali po palinoloških metodah, ki so znane iz literature za šoto in za gline. Mikroskopsko smo preiskovali glede na vsebino peloda 38 vzorcev iz vrtine pri točki III barja Šijec na Pokljuki, ki se imenuje tudi Sivec, barje pod Sivcem ali za Črnim vrhom.

Globina vrtine

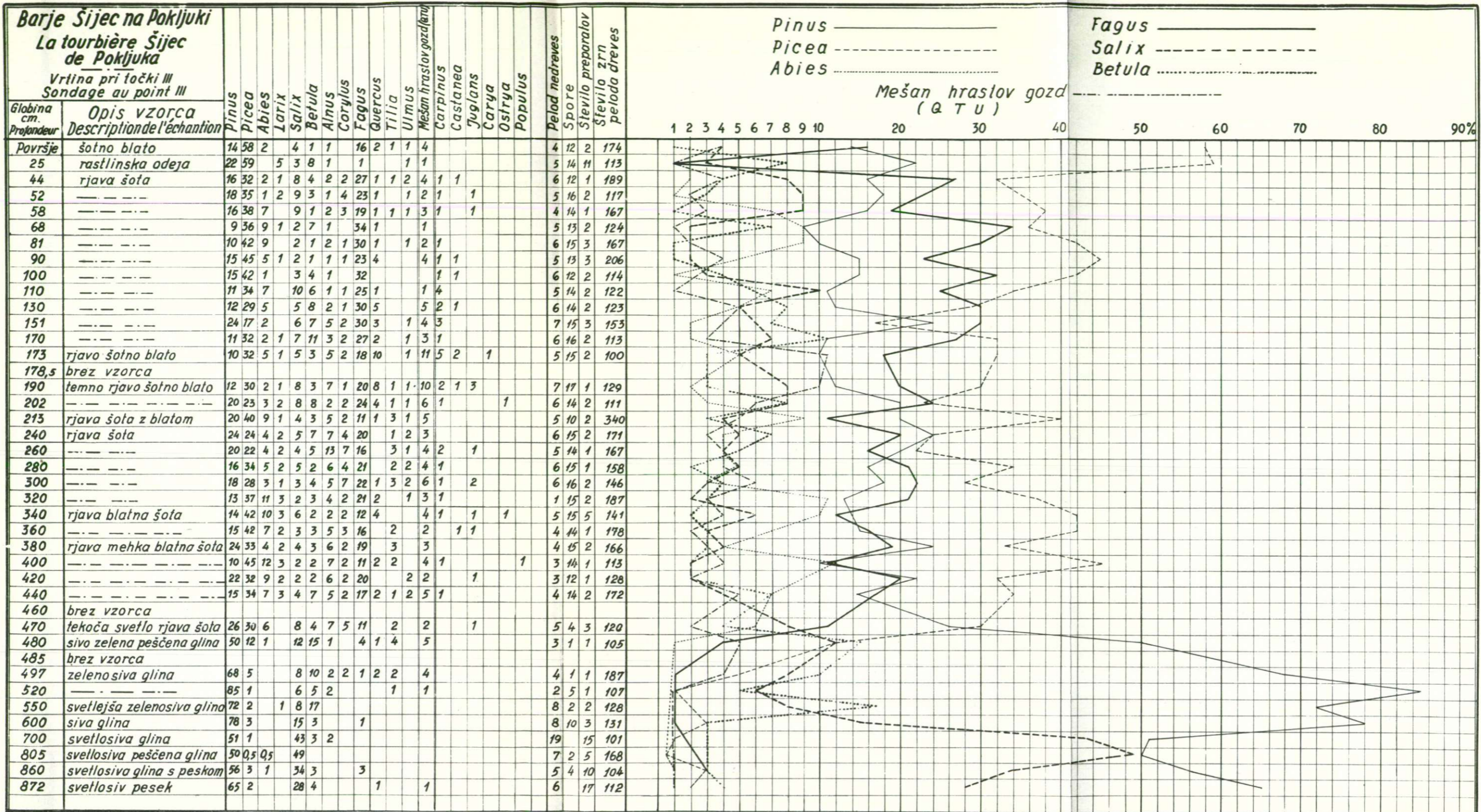
Opis vzorca

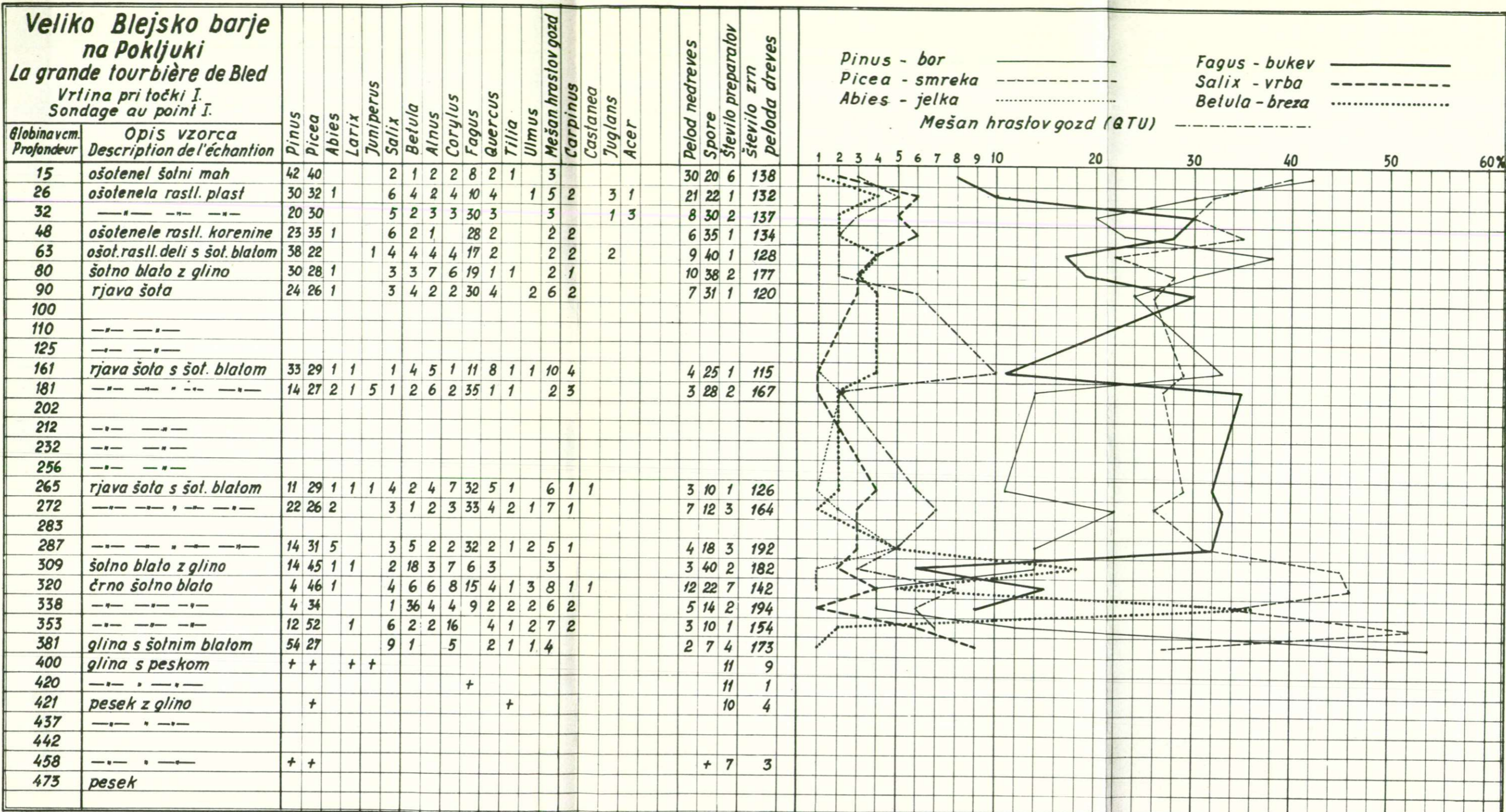
Globina vrtine	Opis vzorca
površina	šotno blato, vzorec je vzet 1 m proč od vrtine III v vdolbini, kjer se pretaka voda
25 cm	rastlinska odeja, sestavljena v glavnem iz šotnih mahov
44 cm	rastlinska odeja, sestavljena iz mahov in drugih močvirskih rastlin, ki se pretvarjajo v rjavo šoto; rastlinski ostanki še niso razpadli v majhne delce; med šoto je opaziti nekaj rjavega šotnega blata

52—68 cm	rjava šota, sestavljena v glavnem iz šotnih mahov in pomešana z rjavim blatom; šapa je pred globino 68 cm šla mimo drevesne korenine
81 cm	rjava šota, sestavljena v glavnem iz šotnih mahov in pomešana z rjavim šotnim blatom; struktura šote je podobna prejšnjim vzorcem in še ni spremenjena v blato
90 cm	rjava šota, rastlinski ostanki v njej so bolj zdrobljeni in vsa šota je bolj mokra
100 cm	še bolj tekoča rjava šota, v kateri so zdrobljeni rastlinski ostanki, pomešani s šotnim blatom
110 cm	mokra rjava šota, v kateri so rastlinski ostanki pomešani s šotnim blatom
130 cm	mokra rjava šota, v kateri so zdrobljeni rastlinski ostanki pomešani s šotnim blatom in rastlinskim ličjem
151 cm	rjava šota s prepletom rastlin (korenine, stebila), malo svetleje rjava
170 cm	rjava šota s prepletom rastlin in z lesnimi vlakni
173 cm	rjavo šotno blato
178,5 cm	kos lesa je zaustavil šapo, zato ni bilo mogoče dvigniti vzorca, les se je začel v globini 178,5 cm in je bil debel približno 20 cm
190—202 cm	temnorjavo šotno blato
213 cm	zdrobljena rjava šota, vmes temnorjavo šotno blato in korenine
240 cm	rjava šota s prepletom rastlin (korenine, stebila, les)
260 cm	rjava šota s prepletom rastlin, koščki lesa
280 cm	rjava šota s prepletom rastlin, pomešana s šotnim blatom
300 cm	rjava šota s prepletom rastlin, pomešana s šotnim blatom, z delci lesa in vejicami
320 cm	rjava šota, pomešana s šotnim blatom in koreninami
340 cm	rjava blatna šota s prepletom rastlin
360 cm	rjava blatna šota, mehkejša, s koreninami dreves in z lubjem
380 cm	rjava blatna mehka šota, vmes korenine dreves
400 cm	rjava blatna mehka šota, ki je na zraku postala takoj temnorjava
420 cm	rjava blatna mehka šota s prepletom rastlin, na zraku je postala takoj temnorjava
440 cm	rjava blatna mehka šota s prepletom rastlin
460 cm	ni vzorca, ker je bila šota tako tekoča, da je padla iz šape
470 cm	tekoča svetleje rjava šota, pomešana z zelenosivo glino
480 cm	sivozelena peščena glina, pomešana s šoto
485 cm	tekoč vzorec je padel pri dviganju iz šape
497 cm	zelenkastosiva glina
520 cm	zelenkastosiva glina
550 cm	svetlejša zelenkastosiva glina
600 cm	siva glina, podobna jezerski kredi
700 cm	svetlosiva glina
805 cm	svetlosiva peščena glina
860 cm	svetlosiva glina, pomešana s peskom, pri peščenih zrnih je glina rumenkasta
872 cm	svetlosiv pesek

Globlje z ročnim svedrom ni bilo mogoče vrtati pa tudi ni bilo potrebno za naloge gozdarstva.

Skrajšan opis vzorcev in njihovo globino podajamo na 4. sliki na skrajni levi strani. Iz številke vidimo, da leže od površine do globine 470 cm samo razne vrste šote. Pri tej globini pa se začenjata šota in šotno blato mešati z glino, ki se niže spreminja po barvi in peščenih primeseh. Različne vrste šote so organski sedimenti barja, glin in jezerske krede





so sediment jezera, peskaste komponente in pesek sam v globini 872 cm pa izvirajo verjetno od bližnjih moren, torej so nanos ledeniške vode.

Tudi v profilu druge vrtine pri točki VI na istem barju Šijec sledo od površine navzdol različne šote do globine 470 cm, od tam niže je šoti primešana glina, še globlje pa je sama glina. Torej so razmere šote in gline na barju Šijec na obeh najglobljih mestih barja enake.

Podobno je na Velikem Blejskem barju (glej popis vrtine niže in 5. sliko), kjer smo 21 vzorcev iz vrtine pri točki I palinološko preiskali. Tu so manjše globine, zato dobimo začetek glin pod šoto že pri okrog 350 cm. V vrtini pri točki II pa se začne glina že v globini 310 cm, ker je bilo barje plitvejše tudi zaradi konfiguracije terena.

Globina vrtine	Opis vzorca
15 cm	šotni mah
26 cm	ošotenela rastlinska plast, pomešana z glino
32 cm	ošotenela rastlinska plast
48 cm	ošotenele rastlinske korenine
63 cm	ošoteneli rastlinski deli, pomešani s šotnim blatom
80 cm	šotno blato, pomešano z rastlinskimi ostanki in glino
90 cm	rjava šota s prepletom korenin
100—125 cm	tekoče šotno blato je padlo iz šape
161 cm	rjava šota s prepletom rastlin in redkim šotnim blatom
181 cm	rjava šota s prepletom rastlin in redkim šotnim blatom
202—232 cm	tekoče blato je padlo iz šape
256 cm	šapa nasedla na les
265 cm	mahovinasta rjava šota, pomešana s šotnim blatom
268 cm	šapa nasedla na les; tekoč vzorec je padel iz šape
272 cm	rjava šota s prepletom rastlin in malo šotnega blata, šapa zadela na les
283 cm	šapa nasedla na les
287 cm	rjava šota s prepletom rastlin in šotnim blatom, vmes koščki zgoraj razrezanega lesa
309 cm	črno šotno blato, vmes korenine in les, malo pomešano z glino
320—338 cm	črno šotno blato, vmes rjava šota
353 cm	črno šotno blato, pomešano s šoto in glino
381 cm	zelenosiva glina, pomešana s šotnim blatom, z zelenimi zrni peska in glino
400 cm	zelenosiva in rjava glina, pomešana s peskom
420 cm	zelenosiva peščena glina, pomešana z raznobarnim peskom
421 cm	pesek, pomešan s svetlejšo glino
437 cm	drobnejši pesek, zelenkastosiv in rumen, pomešan z zelenosivo glino
442 cm	ni vzorca, zgornja šota se je zarušila med pesek
458 cm	pesek kot pri 437 cm, zarušen s šoto
473 cm	zbit svetlorjav pesek

Na 4. in 5. sliki sledijo številke za globine vzorca in za opisi vzorcev razpredelnice s številkami, ki kažejo odstotni delež peloda v zgornji rubriki navedenih dreves v posameznih vzorcih. Med drevesi navajam najprej iglavce po vrstnem redu: *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Larix* in *Juniperus*. Tem sledijo listavci, in sicer najprej *Salix* in *Betula*, ki sta važni bolj za spodnje plasti. Med vrbbami in brezami ter med bukviijo (*Fagus*), ki je udeležena skoro v vseh plasteh z višjim odstotkom, sta vneseni še jelša (*Alnus*) in leska (*Corylus*). Bukvi sledi v rubriki mešan hrastov gozd (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*) in vrste drevja z zelo nizkim odstotkom peloda

(*Carpinus*, *Castanea*, *Juglans*, *Carya*, *Ostrya*, *Populus*, *Acer*). Množina peloda nedrevesnih vrst in spor je označena v rubrikah pred pelodnim diagramom in računana v odstotkih glede na drevesni pelod (ne skupaj z njim!). V zadnjih dveh rubrikah je navedeno, koliko preparatov je bilo treba pregledati, da smo našli nad 100 zrn peloda.

Po odstotnih deležih peloda posameznih drevesnih vrst sta narisana pelodna diagrama, ki sta zaradi večje preglednosti in možnosti primerjanja priključena številčnima tabelama. Opis pelodnih diagramov začinjamo od spodaj navzgor, t. j. od starejših k najmlajšim barskim usedlinam.

Najgloblji vzorci iz barja Šijec (485—872 cm) vsebujejo v pomembnejših odstotkih pelod bora, vrbe in breze. Borov pelod pripada v glavnem planinskemu boru ali ruševju (*Pinus mughus*). Malo je peloda rdečega bora (*Pinus silvestris*) in peloda drugih borovih vrst. Ne samo oblika, tudi meritve velikosti peloda so to pokazale. Primešanega je sicer nekaj manjšega peloda, ki bi lahko pripadal rdečemu boru, toda količine tega so neznatne. Krivulja peloda bora se v spodnjih plasteh močno dviga in doseže višek 85 % v vzorcu sivozelene glin 520 cm globoko. Proti koncu tega oddelka začena padati krivulja peloda bora, ker se začena dvigati odstotek drugih drevesnih vrst, ki so značilne že za naslednji oddelek. Pelod bora spremlja v veliki množini tudi pelod vrb, med njimi tudi ledeniških vrb (*Salix polaris*, *S. herbacea*), katerim je primešan pelod zelišča pelina (*Artemisia*). Tretja vrsta peloda, ki spremlja v spodnjih vzorcih bor in vrbe, je breza. Gre v glavnem za pritlikavo brezo (*Betula nana*) pa tudi že za nekatere drevesne vrste brez. Množina peloda breze poraste do 17 %. Krivulja peloda bora še ni znatno padla, ker je ta ostal še vedno glavna grmovna vrsta.

Vse tri vrste peloda v spodnjih vzorcih so pripadale v tej višini Pokljuke (ca. 1200 m) še zadnji ledeni dobi (würmu), največ pa dobi umikanja ledenikov s Pokljuke. Del odloženega peloda (smreke, jelke) je bil namreč z vetrom prinesen iz večje oddaljenosti do tedanjega ledeniškega jezera, saj je njihov odstotek zelo nizek. Ruševje, vrbe, breze in zelišča, katerih pelod prevladuje v spodnjih vzorcih, pa so rasli v bližini. Za to govori visok odstotek njihovega peloda, saj je bilo obrobje ledenika, ki je segal s svojimi jeziki na nekatera mesta na Pokljuki, zaraščeno s temi tremi grmovnimi vrstami. Te tri vrste so bile glavne grmovne vrste, ki so zaraščale okolico jezera. Značilni pelod, ki spremlja spodnje sloje s pelodom bora, vrb in breze, je tudi pelod zelišč iz družin *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, rodov *Chenopodium* in *Dryas* ter spore praprotnic in lisičjakov. Zlasti spore alpske drežice (*Selaginella selaginoides*) so pomembne za višjo alpsko lego ob tedanjem gozdu. Tudi pelod zadnjih naštetih vrst kaže na dobo umikanja ledenikov.

Ob prehajanju in mešanju glin s šoto v vzorcih 480 in 470 cm zapazamo vidno dviganje krivulj peloda drugih dveh drevesnih vrst, smreke (*Picea*) in bukve (*Fagus*). Ti dve vrsti ostaneta skozi vse šotne plasti glavni drevesni vrsti, katerih pelod se je ohranil v večjih množinah poleg peloda bora. Iz množine peloda smreke in bukve sklepamo, da sta ti dve vrsti rasli v obrobju barja, bor, t. j. ruševje pa je raslo na samem barju. Množina peloda bora, ki je ob prehodu glin v šote postopoma pravilno

padla, se od tod navzgor do površine drži vedno povprečno okrog 16 %, kar dokazuje, da je rastlo ruševje neprekinjeno na poključskem barju in še sedaj leži barje med samim ruševjem, v rastlinski združbi z njim pa so se ohranili do sedaj na teh barjih floristični glacialni relikti. Bukov pelod začenja spremljati ob prehodu gline v šoto tudi pelod jelke (*Abies*). Ker je pelod smreke in jelke v posameznih preparatih deloma bolj ali manj razpadel, smo šteli k procentom tudi tiste odlomke, ki predstavljajo večje dele celega peloda in ki jih je bilo mogoče še določiti. Pelod smreke prevzame skoro ves čas dominanten položaj, bukov pelod ga prekosi le v globini okrog 150 cm, ko tudi množina borovega peloda poraste.

V drugih srednjeevropskih barjih se pelod smreke dvigne časovno za pelodom bukve. Razliko napram drugim srednjeevropskim postglacialnim pelodnim diagramom kaže pelodni diagram barja Šijec na Pokljuki tudi v tem, da za pelodom bora in pred pelodom bukve ne najdemo viška peloda leske (*Corylus*) in vrha peloda dreves mešanega hrastovega gozda (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*). Sicer se pelod mešanega hrastovega gozda kaže med pelodom bukve, smreke in bora, toda v nižjih odstotkih, odraža se le njegov slaboten višek krivulje. Razlago o tem bomo podali v naslednjih vrsticah.

Zaradi boljše preglednosti nismo v pelodnem diagramu risali krivulje peloda leske, kakor tudi ne peloda drugih drevesnih vrst, ki ne dosežejo višjih procentov. Iz istega razloga nismo vrisali pelodnega diagrama jelše (*Alnus*), čeprav doseže, toda samo enkrat v globini 260 cm, 13 %, sicer pa ne preseže drugje 10 %. Obe krivulji peloda breze in vrb, ki sta imeli v spodnjih vzorcih važno vlogo, sta v šotnih vzorcih manj pomembni, saj so bile breze in vrbe samo spremljevalke drugih drevesnih vrst.

Pelodni diagram Velikega Blejskega barja se ne začenja tam, kjer pelodni diagram barja Šijec, ampak nekoliko kasneje. Spodnje plasti glin in peskov od globine 473 cm do 400 cm vsebujejo le sledove peloda dreves, iz katerih ni mogoče narisati pelodnega diagrama. Zato pa se začenja pelodni diagram tam, kjer se kaže že visok odstotek peloda bora, smreke, breze, vrbe in leske. Takoj nato preide v diagram, ki je znan že za barje Šijec, kjer prevladata smreka in bukev skupno z borom. Vse druge vrste peloda pa stopijo tedaj v ozadje, ker jih je le nizek odstotek. Kjer najbolj pade krivulja peloda bukve, se pokaže vrh krivulje mešanega hrastovega gozda. Na Velikem Blejskem barju najdemo v spodnjih šotnih plasteh več peloda leske (*Corylus*) kot v barju Šijec, kar bolj ustreza drugim srednjeevropskim diagramom.

Poskusimo podati še potek vegetacijskega oziroma gozdnega razvoja, kot ga kažejo pelodni diagrami. Ne bi bilo pravilno, če bi hoteli rekonstruirati sestav Pokljuke v postglacialni dobi kar na ta način, da bi enostavno prenesli odstotne deleže peloda v razmerju na ustrezne vrste ali rodove dreves v gozdu. Tudi smo pri razlagi pelodnega diagrama upoštevali težave, ki jih ima pelodna analiza: razlika med produkcijo peloda iglavcev, listavcev, vetrocvetnih in žužkocvetnih rastlin, različne stopnje in možnosti ohranitve peloda, oddaljenost barja od mesta produkcije peloda, kislina, nevtralna ali alkalna reakcija tal in podobno. Razlaga nekdanjega gozda po narisanih diagramih zahteva dobro poznavanje bio-

logije in ekoloških zahtev raznih vrst. Predvsem je treba diagram razlagati v celoti in ne le posamezne drevesne vrste.

Razumljivo je, da se je ruševje (*Pinus mughus*) izmed lesnih rastlin prvo naselilo neposredno na površine, ki so jih komaj zapustili ledeniki, kjer so bila slabša in revna humozna tla višjih alpskih delov. To so bila edino za ruševje še ugodna tla. Torej je po umaknitvi ledenikov nastopilo na Pokljuki najprej ruševje, saj tudi ni imelo tako dolge poti za naselitev, ker je preživelo ledene sunke nedaleč od tod. Širilo se je na vsa dosegljiva in zanj količkaj ugodna mesta. Po pelodnem diagramu je dosegel planinski bor svoj višek v času, ko se je sedimentirala v jezeru zelenosiva glina v globini 520 cm na barju Šijec in glina s šotnim blatom v globini 381 cm na Velikem Blejskem barju. Po tabeli F. B e r t s c h a (1953) bi bil višek razvoja rdečega bora v nižjih nadmorskih legah 10.000 let pred našim štetjem, skoro ob koncu kulturne dobe paleolitika. Višek za planinski bor pa ima postavljen tam dosti nižje, 19.000 let pred našim štetjem, ob koncu würmske ledene dobe. Naša pelodna diagrama s Pokljuke kažeta, da je takoj po ledeni dobi planinski bor naselil vsa zanj ugodna mesta. Bil je ves čas do svojega viška glavna grmovna vrsta, največ ga je bilo takrat, ko kaže pelodni diagram vrh krivulje, to je tedaj, ko je zarasel tudi vsa barja, preden so se začele pojavljati v obrobju barij gozdne drevesne vrste. Ne moremo pričakovati, da bi ga mogel v višini planote Pokljuke izpodriniti rdeči bor tudi zaradi družbe, s katero je rasel, ampak je tam ostal planinski bor dominantna vrsta do razvoja drugih gozdnih drevesnih vrst.

Obenem s planinskim borom so v njegovem spremstvu in ob njegovi podpori uspevale na Pokljuki vrbe, ob koncu ledene dobe in tik po njej ledeniške vrbe, pozneje pa tudi druge vrste vrb. Zlasti ob koncu ledene dobe so nekatere predele zaraščala tudi zelišča, njihovega peloda dobimo dovolj v sedimentih, v katerih najdemo tudi največ peloda vrb. Naslednje drevo, ki nastopa obenem s planinskim borom in vrbami v glinastih sedimentih tedanjega jezera na barju Šijec in v šotnem blatu na Velikem Blejskem barju, je breza, kar opazimo na porastu pelodne krivulje breze do 17 % oz. do 36 %. V najstarejših odsekih pripada majhen pelod pritlikavi brezi (*Betula nana*), večja pelodna zrna v nekoliko višjih odsekih pa pripadajo že drevesnim vrstam breze (*Betula alba*).

Zaključimo lahko torej, da so sedimenti jezera in najgloblji sedimenti barja na poključki planoti nastajali ob koncu ledene dobe in tik po njej, to je tedaj, ko se je začel naseljevati planinski bor s svojimi spremljevalci (vrbami in brezami ter zelišči) in prerasel na Pokljuki vsa zanj ugodna mesta in končno tudi barje, ki je nastajalo z zaraščanjem jezera. To dobo lahko imenujemo v višini Pokljuke dobo planinskega bora, vrb in brez, ki je trajala od konca ledene dobe, 19.000 let pred našim štetjem, do izboljšanja klime po zadnji umaknitveni fazi ledenikov, 9000 let pred našim štetjem. Preteklo je torej 10.000 let, da se je sedimentiralo skoro 4 m gline in da so popolnoma razvit prvi gozd planinskega bora začele izpodrivati druge drevesne vrste. Opažamo v pelodnih diagramih, da so najbrž v nekoliko nižjih legah in bolj oddaljeno od barij uspevala tudi že nekatera druga drevesa, tako smreka, jelka, macesen, jelša, leska, bukev, hrast in lipa,

katerih pelod je veter prinesel v jezero. Iz tega sklepamo, da ni bila vsa Pokljuka porasla s planinskim borom, ampak le višji deli in barja, v nižjih legah pa se je že razvijal gozd, ki je pozneje zarasel tudi visoko ravan Pokljuke. Z naselitvijo tega gozda se začne druga doba razvoja gozdov na Pokljuki.

V dobi, ki je sledila dobi planinskega bora, vrb in brez na Pokljuki, so obrobljale barja na Pokljuki druge drevesne vrste. Pelod ruševja, ki se še vedno sedimentira v šotah na barju, ostaja v šoti v ustrezni množini, ker ruševje raste ves čas na barju. Pelod ruševja in zelišč daje torej sliko vegetacije barja, ostali drevesni pelod pa sliko obrobnihi gozdov, kadar so odstotki peloda višji, in gozdov predgorja, kadar so odstotki drevesnega peloda nižji. Visoko ravan Pokljuke sta začeli preraščati bukev in smreka; bukev začenja spremljati tudi jelka, ki nikoli ne prevlada smreke. Ruševje pa je ostalo do danes na visokih barjih Pokljuke. Dobro to opazimo v pelodnem diagramu v prvih šotnih in mešanih plasteh takoj nad glinami. Ista slika ostane skozi vse šotne plasti prav do globine okrog 30 cm, ko se človekov vpliv vidi v izginjanju bukve zaradi sečnje. Zato pa se še bolj razvije smreka. Verjetno je baš ta vzporedna rast smreke in bukve dala za Pokljuko na morenskem materialu in drobirju dobre talne, biološke, ekološke in fitocenološke pogoje, da se je v 11 tisočletjih razvila tako kakovostna smrekovina.

Doba leske, ki bi po srednjeevropski shemi sledila dobi bora, vrb in breze, ni na naših poključkih barjih izražena tako jasno. Takojšnji nastop in razširjanje smreke in bukve na Pokljuki ter visoka nadmorska lega so spremenili shemo, ki smo je vajeni na drugih barjih, t. j. predvsem na barjih v nižji nadmorski legi. Tudi mešan hrastov gozd, ki bi po shemi nastopil za dobo leske v nižjih nadmorskih legah, se na poključkih barjih ne odraža. Krivuljo peloda mešanega hrastovega gozda na obeh barjih lahko smatramo kot odsev tega gozda, ki je uspeval v nižjih legah pod Pokljuko in je veter prinašal njegov pelod na ta barja; v okolici barij je še vedno uspeval običajen gozd smreke in bukve z jelko, na samem barju pa bor. Višek mešanega hrastovega gozda v nižjih legah je na poključki planoti zamenjal torej gozd smreke in bukve.

Hitrost priraščanja šote je odvisna od temperature, vlage v podlagi in v zraku, geološke podlage, sestave mahov v šotišču, od debeline že nastale šote, od sestave šote. Po računanju dobe, ki je bila potrebna za sedimentiranje glin in šote, smo mogli ugotoviti, da se je 1 cm že stisnjene usedline sedimentiral okrog 24 let. Ne moremo pa iste številke porabiti za zgornje, še rahle plasti šote. Če računamo, da se je 1 cm rahle šote tvoril okrog 13,5 let, kakor navaja K. B e r t s c h (1953) za 2 m debelo šoto pri Federsee, potem pridemo do številke 350 let pri globini okrog 30 cm, t. j. tam, kjer izginja pelod bukve. Bukve je izginjala tedaj pod vplivom človeka, ki jo je začel iztrebljati s sekanjem za izdelovanje oglja topilnicam železne rufe (Rudno polje), za razširjanje pašnih in drugih površin. Ko je izginjala bukev, je začel prevladovati odstotek smrekovega peloda, ki se je ohranil do površine. Večja množina bukovega peloda na površini na barju Šijec pa ni primarna, ker se na tistem mestu, kjer je bil vzet vzorec, pretaka voda in je nanesla sekundarni bukov pelod.

Kot smo spredaj izrazili misel, da je verjetno skupna rast bukve in smreke v tisočletjih privedla do najboljših smrekovih sestojev, tako ne smemo prezreti, da bi lahko iztrebljanje bukve s sečnjo v zgodovinskem času in še posebno v novejšem času sčasoma privedlo do neravnovesja, da zakisevanja in osiromašenja tal in s tem do slabših pogojev za rast smreke.

Barja na Pohorju

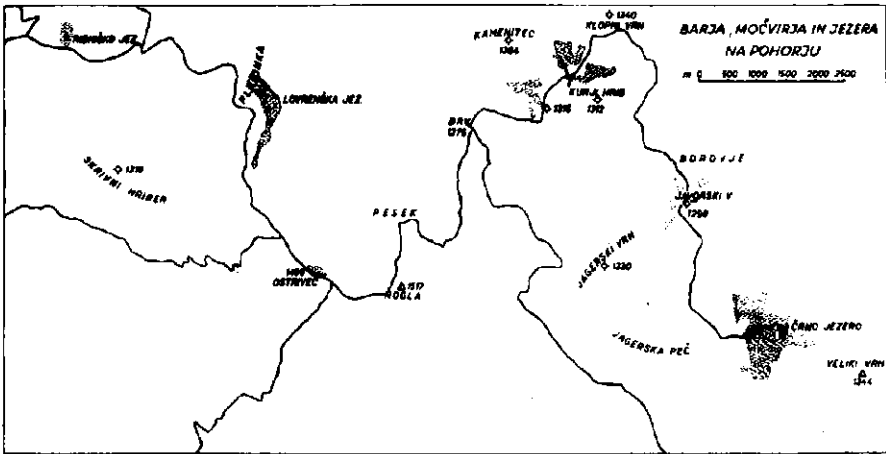
Pohorje je podaljšek Centralnih, silikatnih Alp, ki sega preko Drave na jug. Pohorski masiv grade metamorfne in magmatske kamenine ter sedimenti. Za nastanek barij, močvirij in jezer na Pohorju, katerih sedimente smo palinološko preiskali, je magmatska kamenina tonalit najvažnejša, ker zavzema osrednji del pohorskega masiva in tvori podlago za močvirjenim površinam — šotiščem. Le močvirje Ostrivec, zahodno od vrha Rogle, leži na metamorfnih kameninah (na blestnikih). Podlago preiskovanim barjem, močvirjem in jezerom tvorijo torej silikatne kamenine, ki s preperevanjem stvarjajo kislta tla. Že zaradi kemičnih in fizikalnih lastnosti podlage je bila dana možnost, da so se na Pohorju razvila barja s šoto. Orografske (n. pr. kotanje, vdolbine) in hidrografske razmere, ki so za nastanek barij tam prav tako zelo ugodne, pa so k tvorbi barij doprinesle svoj delež.

Na silikatni podlagi so nastajala številna barja na prostranih, valovitih gorskih ravninah. Pohorje je namreč izrazito planotasto pogorje s številnimi lepo ohranjenimi ravniki, ki so mu vtisnili njegov poseben značaj. Pravzaprav nima izrazitega vrha, ker je vse prostrano teme ravan, dolga približno 40 km, a različno široka. Samo na nekaterih mestih je vrezana ta ravan z globljimi erozijskimi dolinami, sicer pa je valovita in leži v višini od 1200 do 1500 m. Vrhovi se dvigajo le malo nad to višino. Najvišje planote Pohorja pripadajo srednjemiocenski izravnavi, planote v višini okoli 1200 m, ki so zelo številne na Pohorju, pa so pontske starosti (G e r m o v š e k , 1952).

Nad višino 1400 m prekrivajo Pohorje gosti smrekovi gozdovi (*Luzuleto silv. Piceetum*). Na mnogih mestih meje barja in šotišča na te gozdove. Šotni mahovi zahajajo z barij globoko v gozdove, kjer prekrivajo ponekod na gosto gozdna tla, drugod pa smreke zahajajo v barja. Smreke, ki so bolj globoko na barju, dalje od roba strnjene gozda, so vedno krnjave, slabe rasti in nerazvite. Poleg smrekovih gozdov uspevajo na Pohorju še drugi gozdovi. Od višine 1250 do 1400 m rastejo bukovi gozdovi z javorjem (*Acereto — Fagetum*), od 1110—1250 m pa bukovi gozdovi z gozdno bekico (*Luzuleto silv. Fagetum*). V pasu med 600 in 1110 m so razviti jelovo-bukovi gozdovi z zasavsko mlajo — *Dentaria savensis* (*Abieto — Fagetum dentarietosum savensis*), v katerem lokalno najdemo tudi čiste jelove gozdove z okroglostno lakoto (*Galieto — Abietetum*). Bukovi gozdovi v pasu med 400 in 600 m so razviti z belkasto bekico (*Luzuleto nemorosae — Fagetum*). V dolinah in na spodnjih pobočjih pa najdemo hrastove gozdove s kostanjem (*Querceto — Castanetum*). Tak je sedaj razpored gozdnih pasov na Pohorju, vzet po V. T r e g u b o v u (rokopis).

Barja, močvirja in jezera na prostranih pohorskih ravninah leže sedaj sredi smrekovih gozdov v večjih ali manjših vdolbinah, kotanjah pa tudi na ravnih površinah, na grebenih in celo na nagnjenem terenu, vedno pa na podlagi, ki je za vodo nepropustna. Kdaj so ta barja oziroma šotišča začela nastajati, kakšni gozdovi so jih obdajali v začetku in med razvojem do danes, bomo skušali razložiti na podlagi palinoloških raziskovanj.

6. slika kaže lego vseh šestih raziskovalnih barskih površin na Pohorju. Pohorska barja, močvirja in jezera so na glinah in peskih, preperinah tonalita in blestnikov, ki so za vodo nepropustni sedimenti.



6. sl. Lega barskih površin na Pohorju

Fig. 6. La situation des surfaces tourbeuses sur le massif de Pohorje

Voda je začela na določenih mestih zastajati zaradi valovite oblike tal (vdolbine, kotline), nepropustne geološke podlage, vlažne klime in rastlinstva. Tako so nastali manjši in večji kompleksi zamočvirjenega in vlažnega terena, na katerem se je iz rastlinstva začela tvoriti šota in podobne šotno humozne usedline. Obenem z drugimi rastlinskimi ostanki se je usedal v šoto tudi pelod dreves in zelišč ter spore praprotnic.

V dneh med 10. in 23. septembrom 1956 smo na pohorskih barjih vrtali z ročno vrtalno garnituro in vzorčevali sedimente na šestih glavnih in večjih zamočvirjenih terenih, ki so: Ribniško jezero in barje. Lovrenška jezera in barje (ali Planinka), Ostrivec, Kamenitec, Borovje in Črno jezero. Vzorce šote smo enako kot na Pokljuki dvigali s šapo, gline in peske pa s spiralnim svedrom. Glede na možnosti dviganja smo vzeli vzorce s šapo na vsakih 5 do 10 cm, v večjih odsekih pa z ročnim spiralnim svedrom v glinah in peskih. Napravili smo 11 vrtin v skupni globini 23,25 m. Istčasno z vrtanjem smo merili globine. Vse druge, manjše zamočvirjene predele, ki niso vrisani v skice, smo izpustili, ker smo se opirali na pomembno delo J. Pevalčka (1925), v katerem obravnava glavne zamoč-

virjene in barske površine na Pohorju, ki so visoka in delno prehodna barja.

Palinološko smo obdelali vzorce iz šestih vrtin, t. j. iz ene najgloblje vrtine in vsakem barju. Preiskave naj bi omogočile rekonstrukcijo zgodovine in razvoja gozda na Pohorju v poledeni dobi do danes s posebnim ozirom na spremembe, ki so nastale v sestoji gozda v najmlajšem razdobju pod vplivom človeka v sedanjih klimatskih pogojih.

1. Ribniško jezero in barje je približno 20 m pod vrhom imenovanim Ribnica, na njegovi severovzhodni strani. Z vrha Ribnice se takoj dobro vidi Ribniško jezero, ki je obdano z gostim temnozelenim, dobro razvitim ruševjem (*Pinus mughus*). V resnici je eno večje in eno manjše jezero. Večje je približno v sredini barja in ima premer 40—50 m. Manjše jezero je podobno onim na Planinki in je blizu večjega. Teme Pohorja prekrivajo v tej višini in v okolici barja prostrane livade, na katerih najdemo posamezne slabo razvite in slabo raščene smreke. V literaturi se to barje imenuje Ribnica ali Ribniško jezero. V avstrijskem popisu barij (Zeil er, 1911) je označeno, da leži barje v višini 1500 m, obsega 2 ha, njegova globina znaša 3 m in je ohranjeno v prvotnem stanju visokega barja. Pri vrtanju v Ribniško barje 18. septembra 1956 par metrov od južnega roba jezera, na mestu, kjer stoje v vodi koli, ostanki brvi čez jezero, smo ugo-

Besedilo k slikam

Explication des figures

4. sl. Profil in pelodni diagram barja Šijec na Pokljuki

Fig. 4. La coupe et le diagramme pollinique de la tourbière de Šijec (plateau de Pokljuka)

5. sl. Profil in pelodni diagram Velikega Blejskega barja na Pokljuki

Fig. 5. La coupe et le diagramme pollinique de la Grande tourbière de Bled (plateau de Pokljuka)

7. a, b sl. Profili vrtin, množina peloda v % in pelodni diagrami Ribniškega barja, Lovrenških jezer in barja Borovje na Pohorju

Fig. 7. a, b. Les coupes des sondages, la quantité du pollen en pourcentage et les diagrammes polliniques de la tourbière de Ribnica, des Lacs de Lovrenc et de la tourbière Borovje sur le massif de Pohorje

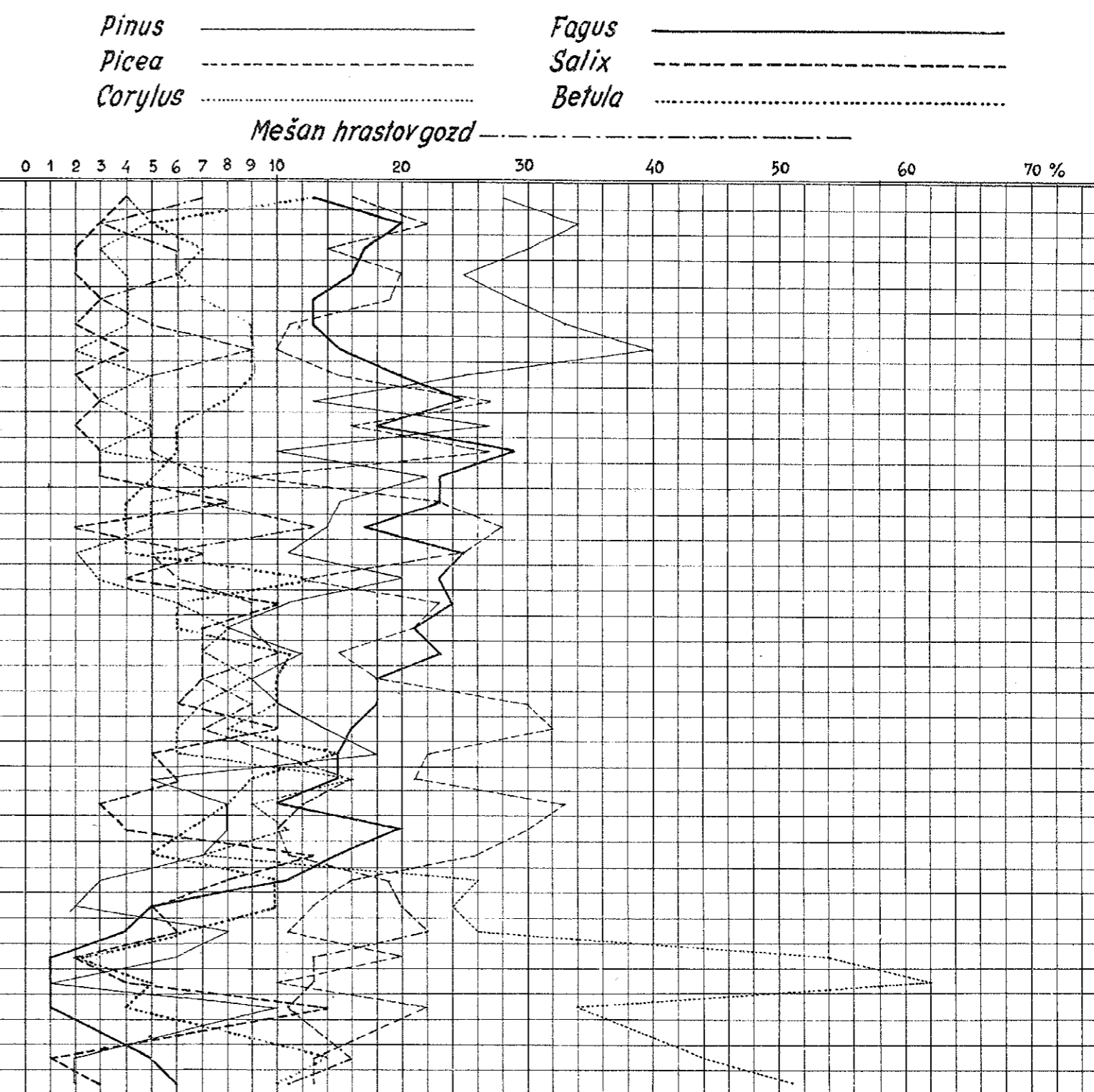
8. a, b, c sl. Profili vrtin, množina peloda v % in pelodni diagrami Črnega jezera, barja Kamenitec in močvirja Ostrivec na Pohorju

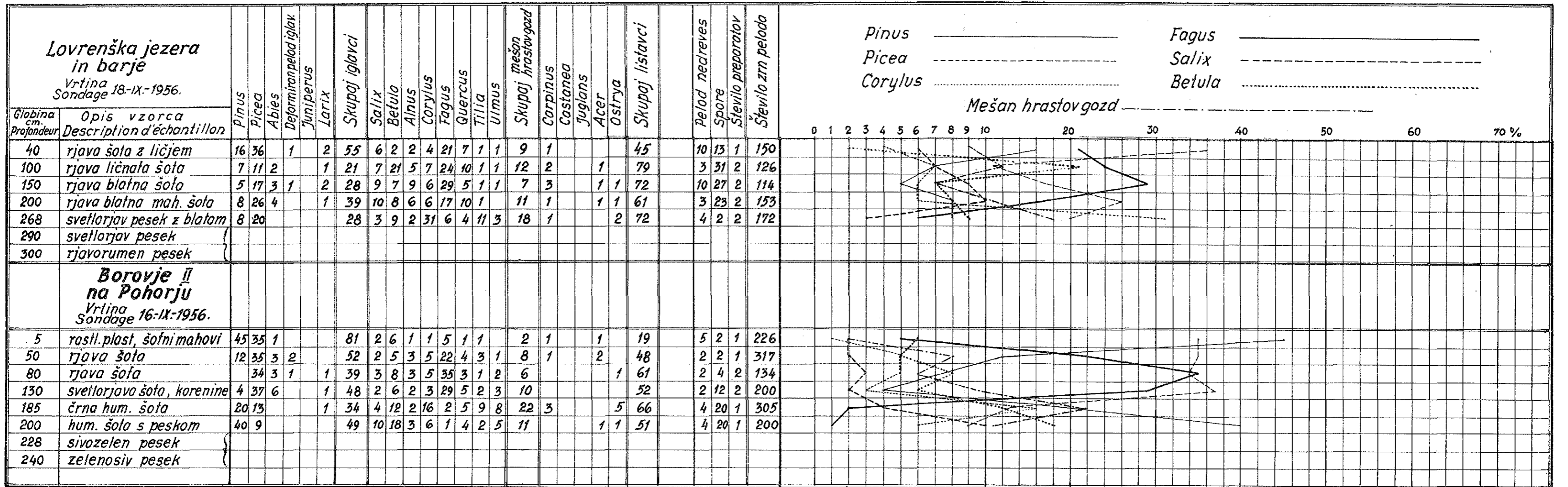
Fig. 8. a, b, c. Les coupes des sondages, la quantité du pollen en pourcentage et les diagrammes polliniques du Lac noir, de la tourbière Kamenitec et du marais Ostrivec sur le massif de Pohorje

Ribniško jezero in barje na Pohorju

Vrlina
Sondage 18-IX-1956.

Globina cm Profondeur	Opis vzorca Description d'échantillon	Pinus	Picea	Abies	Deformiran pelod iglav.	Juniperus	Larix	Skupaj iglavci	Salix	Betula	Alnus	Corylus	Fagus	Quercus	Tilia	Ulmus	Skupaj mešan hrastogozd	Carpinus	Castanea	Juglans	Acer	Ostrya	Skupaj listavci	Pelod nedreves	Spore	Število preparatov	Število zrn peloda	
5	Rasl. plast	28	16	1				45	4	13	8	4	13	5	1	1	7	3		1		2	55	9	23	2	423	
10	rasl. korenine	34	22	2		1		59	3	5	5	5	20	2		1	3						41	6	18	1	306	
15	rjava šota	30	14	3				47	2	7	15	3	17	4	1	1	6	2	1				53	7	18	1	285	
20	"	25	20	5	1			51	2	6	10	4	16	4	1	1	6	2	1	1		1	49	9	21	1	260	
25	"	29	19	2				50	3	7	16	4	13	3			3	4					50	5	20	1	222	
30	"	33	11	4				48	2	9	17	4	13	3	1	1	5	2					52	2	21	1	183	
40	rjava šotno blato	40	10	1				51	4	9	9	2	15	5	1	3	9	1					49	3	18	1	128	
45	"	25	15	2		1		43	2	9	11	5	20	2	1	2	5	4	1				57	2	19	1	162	
50	"	13	27	2	1	1		44	3	8	5	3	25	3	1	1	5	5		1		1	56	4	20	2	185	
55	"	27	16	2				45	2	6	14	5	18	1	4		5	4		1			55	4	18	1	227	
60	rjava lesnata šota	10	27	1	1	1		40	3	6	6	3	29	2	3		5	7				1	60	2	10	2	128	
65	rjava šotno blato	22	9	1		1		33	3	5	15	9	23	6	1		7	5					67	4	15	1	120	
70	rjava mah. šota	15	23	3	1			42	8	4	8	5	23	5	1	1	7	2				1	58	3	16	1	133	
75	"	14	28	6		2		50	2	4	2	5	17	8	4	1	13	6				1	50	2	18	2	156	
80	rjava lesnata šota	11	25	8				44	7	4	9	2	25	2	1	2	5	2	1			1	56	3	20	1	135	
90	rjava blatna šota	20	12	3				35	4	13	10	3	23	3	2	1	6	3			2	1	65	2	19	1	182	
100	rjava les. kor. šota	11	23	2	1			38	10	6	5	6	24	6	2	1	9	2			1		62	5	21	2	156	
110	"	8	21	3	1	1		34	7	6	8	8	21	6	3		9	5			1	1	66	2	17	2	196	
120	svetlorjava mah. šota	12	15	1				28	7	11	9	7	23	8	1	1	10	2			1	2	72	3	19	2	134	
130	"	9	18	3	2	1		33	7	10	9	9	18	3	4		7	5			1	1	67	1	20	4	170	
140	"	10	30	2				42	6	10	4	7	18	6	3		9	3			1		58	1	21	2	165	
150	rjava blatna šota	14	32	2		1		49	10	8	2	6	16	5	1	1	7	2					51	3	20	2	119	
160	"	18	22	2	1			43	5	15	5	6	15	5	4	1	10					1	57	3	18	2	103	
170	"	5	21	1				27	6	9	6	16	15	9	6	1	16	3			1	1	73	3	20	2	167	
180	rjava lesnata šota	8	33	7	2	1		51	3	8	5	9	10	6	5	1	12	1				1	49	2	25	1	177	
190	"	8	30	1	2			41	4	4	8	11	20	3	6	1	10	1			1		59	2	22	2	132	
200	rjava les. mah. šota	7	26	1	1	1		36	13	5	8	7	15	7	3	2	11	1			2	1	64	5	21	2	150	
210	"	3	16	1	1			21	8	10	4	26	11	10	7	2	19	1					79	8	23	1	171	
220	črno šotno hum. blato	2	13	1				16	5	10	14	24	5	8	9	3	20	3				3	84	6	10	1	288	
230	"	8	11					19	6	6	9	26	4	2	14	6	22	5				3	81	6	5	1	278	
240	rjav glinast pesek	6	20					26	2	2	2	54	1	1	11	1	13						74	3	5	9	238	
250	"	1	10					11	4	5	4	62	1	1	11	1	13						89	3	4	1	200	
260	"	10	22					32	14	4	4	34	1	3	8		11						68	2	4	11	87	
265	"																											
280	rumenorjav glinast pesek	2	13					15	1	14	5	44	5	9	5	2	16						85	3	7	6	153	
300	rumenorjav pesek	2	13					15	3	10	4	51	6	3	7	1	11						85	6	6	3	190	





tovili debelino sedimentov 3 m, globlje pa je trdna podlaga. Profil vrtine sledi iz popisov izvrtanih vzorcev:

Globina	Popis vzorca
5 cm	sedanja rastlinska plast, sestavljena v glavnem iz šotnih mahov in rastlinskih korenin, med temi glinasta primes
10 cm	rastlinske korenine
15—30 cm	rjava šota
40—55 cm	rjavo šotno blato
60 cm	rjava lesnata šota
65 cm	svetleje rjavo šotno blato
70—75 cm	svetleje rjava mahovinasta šota
80 cm	svetlorjava lesnata šota
90 cm	rjava blatna šota
100—110 cm	rjava lesnata, koreninasta šota
120—140 cm	svetlorjava mahovinasta šota
150—170 cm	rjava blatna šota
180—190 cm	rjava lesnata šota
200—210 cm	rjava lesnata in mahovinasta šota
220 cm	črno humozno šotno blato, pomešano z belim peskom
230 cm	črno humozno šotno blato
240—250 cm	rjav glinast pesek
260—265 cm	rjav glinast pesek, pomešan z belimi drobci peska
280 cm	rumenorjav glinast pesek
300 cm	rumenorjav pesek

2. Lovrenška jezera in barje (ali Planinka). Glavni del Lovrenškega barja se imenuje Planinka, tako je označen tudi na specialki in v drugih kartah. To barje leži na temenu pohorskega ravnika. Centralni del barja ima še 7 jezerc, med katerimi je le eno večje. Majhna jezera so okrogla ali malo podolgovata, navadno premera 6—10 m. Večje jezero je sestavljeno iz dveh bližnjih majhnih jezer, med katerima ni kopne pregrade. Največji del površine Lovrenškega barja je gosto porastel z rušjem ter leži v višini 1523 m nad morjem. V avstrijskem popisu barij ga označujejo pod imenom »Drei Moore am Lorenzersee«, v velikosti 16 ha, in z globino šote 4 m. Vrtali smo 18. septembra 1956 pri šestem, največjem jezeru med ruševjem, kjer rastejo še mahovnica *Vaccinium oxycoccos*, borovnica *V. myrtilus*, kopinšnica *V. uliginosum*, brusnica *V. vitis idaea*, divji rožmarin *Andromeda polyfolia*, vres *Calluna vulgaris* in druge barske rastline. Proti robu tega in Ribniškega barja najdemo starejše in večje grme rušja, proti sredini barja pa postajajo grmiči vedno manjši. Vse rušje je poleglo v smeri proti sredini barja.

Izvrtani profil na tem mestu kaže nad globino 268 cm tvorbo šote, niže od te globine pa le preperino tonalitne podlage.

Globina	Popis vzorca
5—20 cm	rjava šota s koreninami
25 cm	rjava šota s koreninami ruševja
30 cm	rjava šota z ličjem, šaši
35—40 cm	rjava šota z ličjem
45—70 cm	rjava šota
75—95 cm	rjava blatna
100—110 cm	rjava ličnata šota

115 cm	rjava blatna ličnata šota
120—125 cm	rjava ličnata šota, nastala tudi iz lesa
130 cm	rdečkasta lesnata šota
135—150 cm	rjava blatna mahovinasta šota
155—165 cm	rjava blatna šota
170 cm	rjava blatna šota s koreninami
180—220 cm	rjava blatna mahovinasta zdrobljena šota
230 cm	rjavordeča lesnata šota
240 cm	črnorjava mahovinasta šota
250—260 cm	rjavočrno blato s peskom
268 cm	svetlorjav pesek s svetlimi drobci
300 cm	rjavorumen pesek

3. Močvirje pod Roglo, imenovano **Ostrivec**, leži najbliže Planinki. To je v glavnem predel šotnih mahov, ki nima značaja visokega barja. Ostrivca ni v avstrijskem popisu, velik je 4—5 ha. Vrtali smo na vrhu Ostrivca 17. septembra 1956 na močvirnem mestu s šotnimi mahovi, krnjavimi smrekami in šaši. Blizu vrtine raste tudi drevo rdečega bora (*Pinus silvestris*).

Globina	Popis vzorca
5 cm	korenine sedanjih rastlin, mahovi, humus
10—15 cm	humus s koreninami
20—30 cm	rjava šota
40—60 cm	rjava šota, pomešana s humusom
70—75 cm	temnorjav pesek, pomešan s humusom
80 cm	zelenkastorjav pesek s humusom
85—90 cm	zelenosiv pesek s sljudo
95 cm	zelenosiv glinast pesek s sljudo
100 cm	zelenosiv pesek, vmes večji drobci
110—120 cm	zelenosiv pesek z vložki humusa
130—170 cm	rumenzelen droben glinast pesek
190 cm	rumenzelen glinast pesek
205—220 cm	rumenzelen glinast pesek, pomešan s sljudo
230—240 cm	rumenzelen glinast pesek
260 cm	rumenzelen glinast pesek s humusom

4. **Kamenitec**. Nekaj več kot 1 km zahodno od gozdarske hiše na Klopnem vrhu se začneja barsko območje, ki sestoji iz več čistin visokega barja. Med seboj so zvezane s smrekovim gozdom, katerega tla so pokrita s šotnim mahom. V avstrijskem popisu barij navaja Zeiler to barje kot »12 kleine namenlose Moore im Forstbezirke Faal«. Barje leži v višini 1300 m in je veliko 18 ha. Za globino navaja Zeiler 1—2 m. To so visoka barja, na katerih pa so že kopali jarke za odtekanje vode, zaradi česar niso več v prvotnem stanju. Skozi del barja so zgradili tudi široko pot, podloženo s smrekovimi bruni. Močvirje in barje Kamenitec spadata pod Gozdno upravo Lovrenc na Pohorju in ležita v oddelkih 37 in 33 ob poti iz Peska proti Klopnemu vrhu. Barje je poraslo delno z ruševjem (*Pinus mughus*), delno s krnjavo smreko (*Picea excelsa*). Med visokim težko prehodnim ruševjem, ki ni tako razporejeno kot na Planinki, ali na Ribnici, raste rjasti sleč *Rhododendron ferrugineum*, *Vaccinium vitis idaea*, *V. uliginosum*, *V. myrtilus*, šotni mahovi *Sphagnum*, kapičasti mah

Polytrichum, vrste šašev *Carex* in trava stožka *Molinia*. Za to barje je značilno, da na njem obilno raste rjasti sleč. Na Kamenitcu smo napravili več vrtin, ki potrjujejo Zeilerjeve navedbe o globini tega barja. Vrtali smo 13. in 17. septembra 1956 na dveh odsekih. Vrtine v oddelku 37 smo imenovali Kamenitec I/a, b, c, vrtino v oddelku 33 pa Kamenitec II. Vrtino Kamenitec I/a smo izbrali na travnati in mahovinasti jasi med ruševjem in smrekami. Njen profil je naslednji:

Globina	Popis vzorca
10 cm	oštenele rastlinske korenine
20 cm	oštenele rastlinske korenine s črnim šotnim blatom
30 cm	oštenele rastlinske korenine in stebela s črnim šotnim blatom
35 cm	črno šotno blato z manjšim številom rastlinskih delov
40 cm	črno šotno blato
50 cm	sivorjav pesek, pomešan s šotnim blatom
	trdna podlaga

Vrtina Kamenitec I/b leži 10,15 m jugovzhodno od vrtine a, blizu poskusne gozdne ploskve, na isti travnati in mahoviti jasi kot vrtina a, le tik ruševja, ima pa naslednji profil:

Globina	Popis vzorca
5 cm	korenine mahov, trav, šašev in drugih rastlin
10 cm	delno oštenele korenine, sicer kakor prvi vzorec
15—20 cm	rjave oštenele korenine
25 cm	oštene korenine z rjavim šotnim blatom
30—45 cm	rjavo šotno blato s koreninicami
50 cm	rjavo blato s peskom
55 cm	rjavo šotno blato
60 cm	rjavo šotno blato s koreninicami in peskom
70 cm	siv in bel pesek (preperina tonalita)
80 cm	droben zelenosiv blaten pesek (preperina tonalita)
90 cm	droben zelenosiv blaten pesek, vmes beli drobci peska
110—120 cm	zelenosiv pesek, pomešan z belimi drobci peska
125 cm	zelenosiv pesek
128 cm	zelenosiv moker pesek
150 cm	zelenosiv pesek
170 cm	zelenosiv moker pesek
178—190 cm	zelenosiv pesek, pomešan z belimi drobci peska
215 cm	zelenosiv moker pesek
220 cm	zelenosiv droben glinast pesek

Tudi vrtina Kamenitec I/c leži na majhni jasi med ruševjem, toda že blizu gozdnega oddelka 34.

Globina	Popis vzorca
5 cm	šotni mah in razne korenine
10 cm	temnorjava šotno blato
15 cm	temnorjava šota
20 cm	temnorjava šota s koreninami in lesom
25 cm	temnorjava šota z blatom, koreninami in lesom
30 cm	temnorjava, skoraj črno šotno blato
35—40 cm	črno šotno blato s peskom
45 cm	rjavo šotno blato s peskom
50 cm	rjav pesek, vmes večji drobci

60 cm	rjav pesek z drobci železovca
65—75 cm	svetlorjav pesek, pomešan z večjimi drobci
85.—90 cm	svetlorjav droben pesek
93 cm	svetlorjav droben pesek, pomešan z delci črnega blata in tonalitne podlage

Vrtina Kamenitec II je izbrana na večji jasi med ruševjem; jasa je zarasla s šotnimi mahovi, travami, poltravami in rosiko — *Drosera rotundifolia*. Okolica jase je zarasla z istimi vrstami rastlin kot ves ostali del barja.

Globina	Popis vzorca
5 cm	šotni mahovi, korenine trav in poltrav
10 cm	rjavo šotno blato s koreninami
15 cm	rjavo šotno blato s koreninicami
20 cm	rjavo, skoraj črno šotno blato s koreninicami
25—30 cm	korenine s črnim blatom
50 cm	črno šotno blato s koreninicami
75 cm	črno šotno blato
80 cm	črno šotno blato s koreninicami
90—93 cm	črno šotno blato, pomešano s peskom
100 cm	temnosiv pesek, pomešan s črnim blatom
110 cm	črno šotno blato, vmes les, korenine
117—123 cm	zelenosiv glinast pesek
134—145 cm	rjavkasto zelenosiv glinast pesek
168 cm	zelenosiv glinast pesek
180 cm	zelenkastosiv glinast pesek
193 cm	tonalitna bodlaga

5. Borovje blizu Treh žrebljev spada v gozdni oddelek 45 Gozdne uprave Oplotnica. Zeiler navaja to barje pod imenom »Grosse und kleine Borovie«. Barje leži v višini 1200 m in je veliko 4,5 ha. Po Zeilerju znaša globina šote 2—3 m. Z dvema vrtinama I in II 16. sept. 1956 smo ugotovili podobne globine. Vrtina I leži na travnati in šotnati jasi med krnjavimi smrekami, blizu markirane poti Klopni vrh—Trije Kralji.

Globina	Popis vzorca
5 cm	šotni mah
10 cm	šotni mah, korenine šašev in trav
15 cm	korenine šašev, šotnih mahov s šotnim blatom
20 cm	rjava šota s prepletom rastlin
25 cm	črno šotno blato s koreninami šašev in šotnimi mahovi
30—45 cm	črno šotno blato s koreninicami
53 cm	črno šotno blato s koreninicami in peskom
60 cm	redko šotno blato
63 cm	črno humozno šotno blato s koreninicami
67 cm	črno humozno šotno blato
70 cm	črno šotno blato s peskom
	tonalitna podlaga

Vrtino II smo izbrali med ruševjem, kjer raste tudi *Rhododendron ferrugineum*, *Vaccinium vitis idaea* in *V. myrtillus*.

Globina	Popis vzorca
5 cm	rastlinska plast, šotni mahovi
10 cm	korenine med šotnim blatom
15—20 cm	črno šotno blato s koreninami
25—35 cm	rjava ličnata šota
40—60 cm	rjava mahovinasta šota
65—70 cm	rjava mahovinasta šota z ošotnelim lesom
75—80 cm	rjava šota
85 cm	temnorjava šota
90 cm	svetleje rjava šota
95—105 cm	svetleje rjava šota nastala iz lesa
110—140 cm	svetleje rjava šota s koreninami
150 cm	rjava bolj mastna šota
160 cm	temnorjava blatna prstena šota
165—185 cm	črna humozna šota
190 cm	črna humozna šota, pomešana s peskom
195 cm	črna humozna šotna plast, pomešana s peskom
200 cm	temnosiva humozna šotna plast, pomešana s peskom
205 cm	temnosivorjav pesek, pomešan z zelenim peskom
210—240 cm	zelenosiv pesek
265 cm	zelenosiv glinast pesek
290 cm	zelen glinast pesek
305—400 cm	sivozelen glinast pesek

6. Črno jezero in barje okrog jezera. Jezero je nastalo umetno z nasipom. Obdaja ga na dveh straneh najprej ruševje, nato smreka. Ob vodi rastejo *Carex*, *Sphagnum*, *Vaccinium oxycoccos*, *V. uliginosum*, *V. vitis idaea*, *V. myrtillus*, *Polytrichum*. Črno jezero in barje spadata pod gozdno upravo Oplotnica v oddelek 60. Izvrtali smo 15. sept. 1956 dve vrtini I in II. Vrtina I je na zahodni strani Črnega jezera med šaši ob ruševju.

Globina	Popis vzorca
5 cm	šotni mah, pomešan s peskom
10 cm	šotni mah in korenine šašev
15 cm	rjava šota, sestavljena iz trav, ličja, lesa, pomešana s peskom
20 cm	rjava šota, sestavljena iz trav, ličja, lesa
24—48 cm	rjava šota, sestavljena iz ličja in korenin
72 cm	rjavo šotno blato
100 cm	temnorjavo šotno blato, pomešano s peskom
105 cm	črno šotno humozno blato s koreninicami, pomešano s peskom
110 cm	temnorjavo šotno blato, pomešano s peskom, koreninicami in vejicami
115 cm	črna humozna šota s peskom
120 cm	rjav pesek, pomešan s humusom in svetlimi drobci
133—140 cm	zelenkasto sivorjav glinast pesek
155—178 cm	zelenosiv glinast pesek
188 cm	sivozelen glinast pesek, pomešan z belimi drobci peska
205 cm	rumenzelen pesek (malo glinast) z belimi drobci peska
219 cm	rumenzelen pesek z glino
240—270 cm	sivozelen glinast pesek tonalična podlaga

Vrtina II na vzhodni strani Črnega jezera, med šaši tik ruševja, blizu vode je plitvejša.

Globina	Popis vzorca
5 cm	korenine šotnih mahov in šašev
10 cm	korenine šotnih mahov in šašev s šotnim blatom
15 cm	temnorjavo šotno blato s koreninami šašev in šotnih mahov
20 cm	temnorjavo šotno blato s koreninami
25 cm	temnorjavo humozno šotno blato
30 cm	črno šotno blato
35 cm	črno šotno blato s koreninicami
40 cm	črno šotno blato
45 cm	črno šotno blato s koreninicami
50—55 cm	črno šotno blato
60 cm	črno šotno blato s koreninicami in peskom
64 cm	črno šotno blato
70 cm	rjavosiv pesek, pomešan z večjimi drobci
80 cm	sivorjav pesek, vmes večji drobci
84—95 cm	sivorjav glinast pesek
105 cm	zelenosiv pesek
110—140 cm	zelenosiv glinast pesek
170 cm	tonalitna podlaga

Tabele in pelodni diagrami pohorskih barj (7. in 8. slika) prikazujejo profile vrtin, množino peloda in vrste dreves. Razpored rubrik v tabelah in način opisovanja pelodnih diagramov sta v glavnem ista kot pri poključskih barjih.

Iz profila vrtine na Ribniškem barju vidimo, da leže od površine do globine 230 cm šota in razne njene oblike. Pri tej globini pa se začneta mešati šota in šotno blato s peskom in glinastim peskom, ki postajata niže vedno bolj peščena. Vrste šote so organski sediment barja, glinaste peske od 240 do 300 cm pa je nanesa voda.

Tudi v profilih drugih vrtin na ostalih pohorskih barjih sledimo od površine navzdol najprej šoto, šotno blato, nato glinaste peske, katere je nanesa voda v vdolbine in kotline.

Najgloblji vzorci vrtine na Ribniškem barju vsebujejo v pomembnih odstotkih pelod leske, manj smreke, vrbe, breze in peloda dreves mešanega hrastovega gozda. Peloda bora je v splošnem v spodnjih plasteh manj, po velikosti pripada pelodu rdečega bora (*Pinus silvestris*) in ruševja (*P. mughus*). Pelod leske doseže v spodnjih plasteh, t. j. v glinastih peskih in črnem humoznem šotnem blatu, ki je deloma tudi pomešano s peskom, do 62 %. Od tega viška začenja krivulja peloda leske počasi padati, doseže še manjši vrh z 9 % v rjavem šotnem blatu v globini 65 cm. Nato pa krivulja leske spet pada do površine. Obenem z največjo množino peloda leske se začenja pojavljati pelod bukve; pelod smreke, vrbe in breze pa spremlja tam pelod leske. Ko pada množina peloda leske, se dviga množina peloda smreke, bukve, dreves mešanega hrastovega gozda in bora. Množina peloda vrbe in breze se od tedaj, ko začenja padati krivulja peloda leske, ne dvigne več pomembno (največ do 15 %). Ko pada krivulja peloda leske, se pojavi vrh mešanega hrastovega gozda, bukve in

smreke. Za drugim vrhom peloda mešanega hrastovega gozda doseže drugi vrh krivulja peloda bukke, nato svoj drugi vrh krivulja peloda smreke, proti vrhu še krivulja bora in pod samo površino tretji vrh krivulja bukke. Krivulja peloda bora kaže, da se je na barju po topli dobi za lesko, mešanim hrastovim gozdom in bukvijo začel naseljevati na barju bor, ki je zaraščal močvirno površino in se je proti vrhu šotnih sedimentov preko vseh drugih drevesnih ali grmovnih vrst najbolj razširil na barski površini, medtem ko so okolje barja zaraščale smreke in bukke. Izmed iglavcev spremlja smreko in bukke v obrobni gozdovih tudi jelka. Njene krivulje peloda nismo vrisali v diagram, ker se giblje množina njenega peloda med 1 in 8 %. Izmed drugih listavcev, katerih krivulj nismo vrisali v diagram, je važnejši še pelod jelše (*Alnus* od 2 do 17 %) in gabra (*Carpinus* 1—7 %; majhne, a vseeno pomembne so tudi količine peloda kostanja (*Castanea* 1 %), oreha (*Juglans* 1 %), javorja (*Acer* do 2 %) in gabrovca (*Ostrya* do 3 %). Zlasti zadnja dva sta važna, javor zato, ker se njegov pelod zelo slabo ohranja, gabrovca pa zato, ker sedaj na Pohorju ne raste. S srednjeevropskimi pelodnimi diagrami se naš pelodni diagram dobro ujema, ker je pred glavnim vrhom peloda bukke višek peloda leske in vrbe sta v spodnjih vzorcih važnejši kot v srednjih in zgornjih šotnih vzorcih, kjer sta samo trajni spremljevalki peloda drugih drevesnih vrst. Med iglavci je z gozdarskega vidika pomemben na pohorskih barjih macesen (*Larix*). Čeprav se njegov pelod težko ohrani, ga najdemo v nekaterih srednjih in zgornjih vzorcih, toda nestrnjeno.

Izmed 43 vzorcev iz Lovrenškega barja smo palinološko pregledali 7 vzorcev. Glede na vsebino peloda in spor daje teh 7 vzorcev pelodni diagram (glej sliko 7. b), ki je zelo značilen za srednjeevropske gozdove v holocenu; v glavnih potezah zelo sliči skrčenemu pelodnemu diagramu Ribniškega barja na Pohorju. Od spodaj navzgor vidimo tele vrhove krivulj: *Corylus*, mešan hrastov gozd, *Picea*, *Fagus*, *Picea*, *Pinus*.

Zelo podoben obema prejšnjima pelodnima diagramoma je skrčen diagram vrtine v barju Borovje II (7. b slika). Tudi tukaj, kot pri prvih dveh, lahko sledimo zaporedje vrhov krivulj v osmih pregledanih vzorcih; *Corylus*, mešan hrastov gozd, *Picea*, *Fagus*, *Picea*, *Pinus*.

Iz vrtine ob Črnem jezeru (8. c slika) smo palinološko pregledali vseh 25 vzorcev profila. Prav tako smo pregledali vseh 25 vzorcev vrtine Ib na barju Kamenitec (8. a slika). Izmed 28 vzorcev iz vrtine na barju Ostrivec pod Roglo (8. b slika) pa je zadostovalo pregledati 6 vzorcev. Spodnji vzorci glinastega peska v vseh teh treh vrtinah vsebujejo malo peloda, ali pa ga sploh ne vsebujejo. Pelodni diagrami, narisani po pelodnih spektrih čistih šotnih in z glino mešanih šotnih plasti, nudijo na prvi pogled drugačno sliko kot diagrami na 7. sliki; v bistvu pa so podobni. Lokalni pelodni spektri bora in smreke kvarijo namreč tukaj enotno sliko pelodnih diagramov prvih treh barij. Pelod bora in smreke je tukaj na prvem mestu zaradi lokalnih prilik, ker so ta drevesa rastla v neposredni bližini. Odpadli so tukaj starejši, t. j. spodnji deli pelodnih diagramov, ker so barja mlajša. Krivulja peloda leske v teh diagramih ne narašča, ampak pada. To pomeni, da se je začela sedimentirati šota po dobi leske in mešanega

hrastovega gozda, tedaj, ko sta smreka in bukev že zavzeli gozdne predele Pohorja in ko je planinski bor zarasel pohorska barja. Edino na barju Ostrivec je bor do gornjih vzorcev zelo slabo zastopan, šele v vrhnjem vzorcu, to je v sedanjem času, ko zarašča nekatere površine tega barja, ga je 28 %.

Iz pelodnih diagramov Ribniškega in Lovrenškega barja ter Borovja je dobro vidno, da se je sedimentacija šote, šotnega blata in podobnega materiala začela tam na že sedimentirane glinaste peske v holocenu v zgodnji topli, t. j. borealni dobi, ki se imenuje doba leske v Srednji Evropi, približno 6000 let pred našim štetjem. Razmere so torej popolnoma drugačne kot na Pokljuki, kjer lahko sledimo razvoj gozda začenši z borom, vrbo in brezo od hladne dobe takoj po umaknitvi ledenikov do danes.

Na Pohorju je prvi topli dobi leske sledila srednja topla doba z mešanim gozdom hrasta, lipe in bresta, imenovana atlantska doba, kateri je bila v hribovitih predelih dodana smreka. Ta doba je trajala do začetka našega štetja. Od tedaj začenjata preraščati gozd bukev in smreka, njima se umika mešan hrastov gozd; smreka in delno jelka pa nato še ves čas spremljata bukev.

Iz pelodnih diagramov Črnega jezera, Kamenitca in Ostrivca pa vidimo, da se je tam začelo sedimentiranje barskih plasti pozneje, in sicer v dobi bukve in smreke, t. j. v pozni topli ali subborealni dobi in v subatlantski dobi, kar je bilo 800 do 500 let pred našim štetjem. V zgodovinskem času prevladuje na Pohorju smreka z bukvijo in končno bor, zlasti na barjih, kjer raste ruševje. Tudi ne smemo prezreti gabra, gabrca in javorja, ki ves čas spremljajo razvoj bukovih in smrekovih gozdov. V vseh šestih diagramih lahko opazimo proti vrhu padanje množine peloda bukve, kar lahko spravimo v zvezo z delovanjem človeka v zgodovinskem času, ko je večkrat sekal predvsem bukove in tudi smrekove gozdove (n. pr. oglje za glažute). Prevladovanje peloda bora v zgornjih plasteh pa pove, da se je na barju razvijalo ruševje, ki je končno preraslo močvirne šotne jase. Gozdovi smreke in gozdovi bukve pa so obrobjali barja in rastle v njihovi bližini že tedaj in so ostali tam pomembni do danes.

RECHERCHES PALYNOLOGIQUES DANS LES TOURBIERES SUR LE PLATEAU DE POKLJUKA (ALPES JULIENNES) ET DU MASSIF DE POHORJE

L'Institut géologique de Ljubljana a entrepris sur la demande du service forestier des recherches palynologiques dans les tourbières de Šijec et de la Grande tourbière de Bled situées sur le plateau de Pokljuka en Sloveenie et encore des recherches palynologiques dans les tourbières, les marais et les lacs situés sur le massif de Pohorje aussi en Sloveenie. Le dernier travail fait suite aux recherches déjà effectuées dans le massif de Pokljuka.

Sur le plateau de Pokljuka ont été effectués 4 sondages, dont une partie a été étudiée du point de vue palynologique. La situation des tour-

Črno jezero na Pohorju

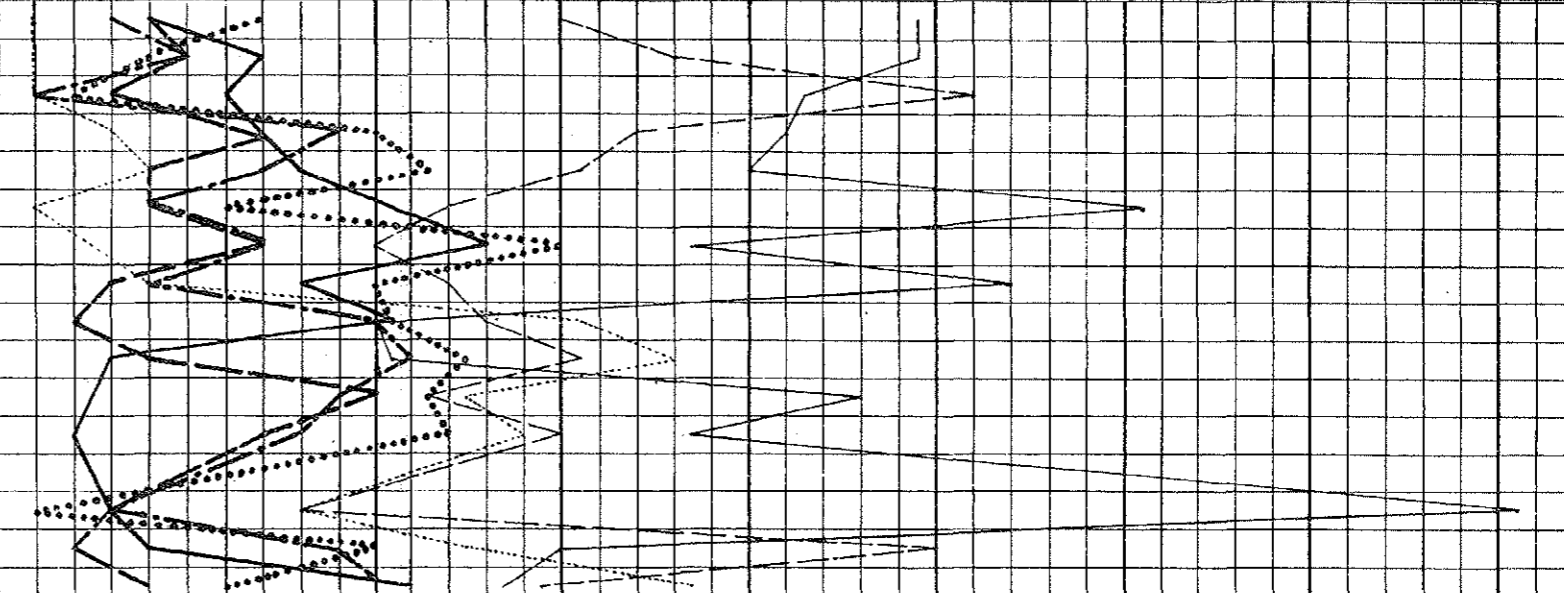
Vrtina Sondage I. 15. IX. 1956

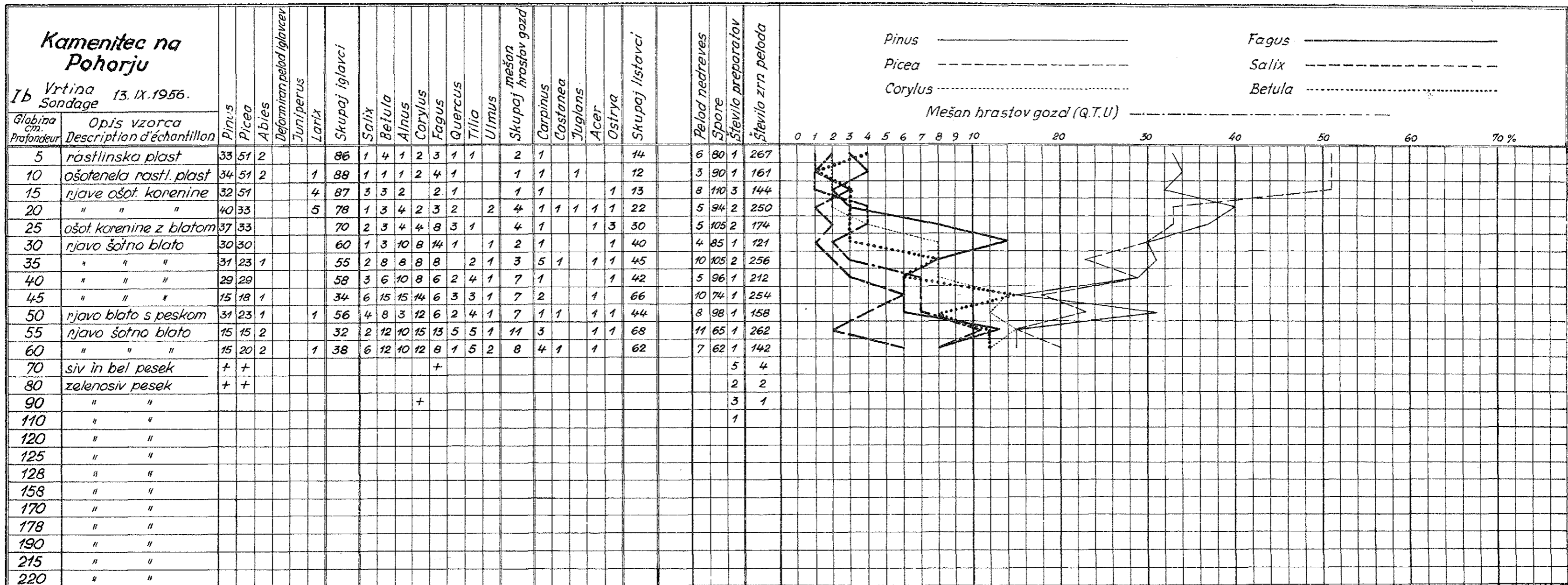
Globina cm. Profondeur	Opis vzorca Description d'échantillon	Pinus	Picea	Abies	Deforniran pelod iglavcev	Juniperus	Larix	Skupaj iglavci	Salix	Betula	Alnus	Corylus	Fagus	Quercus	Tilia	Ulmus	Skupaj mešan hrastov gozd	Carpinus	Castanea	Juglans	Acer	Ostrya	Skupaj listavci	Populus	Pelod nedreves	Spore	Število preparatov	Število zrn peloda
5	šotni mah	39	20	1		4	2	66	4	7	3	1	4	1	2	3	4	1	1				34	6	22	60	2	184
10	" "	39	26			4	1	70	5	4	4	1	7	4	1	5	2	1	1				30		9	80	1	138
15	rjava šota	33	42	1			2	78	3	2	5	1	6		1	1	4						22		7	70	1	178
20	" "	32	24	1				57	7	10	2	3	7	4	1	4	9	1	1	2	1		43		10	70	1	145
24	" "	30	21				2	53	4	13	4	4	8	6	1	7	1	1	2	1	2		47		6	60	1	110
40	" "	51	14				2	67	4	6	3	1	11	2	1	1	4	2	1		1		33		10	59	2	177
48	" "	27	10	1				38	7	20	7		16	6	1	7	1	1	3				62		5	52	4	132
72	rjavo šotno blato	44	14	1		1		60	3	10	4	4	8	3	1	4	2	2	3				40		4	50	3	168
100	temnorjavo šotno blato	10	16	2				28	2	11	10	21	11	3	4	3	10	3	1	1	2		72		12	70	1	280
105	črno hum. šotno blato	11	21	1				33	4	15	3	26	3	3	6	3	12	1		1	2		67		4	68	1	352
110	temnorjavo šotno blato	36	13					49	10	13	1	15		2	5	2	9	1		1	1		51		11	58	1	250
115	črna humozna šota	27	20			1		48	7	14	2	18	2	1	5	2	8			1			52		4	62	1	292
120	rjav pesek s humusom																											
133	glinast pesek	71	8					79	3	1	1	8	3	2	1	3	1			1			21		4	65	4	194
140	" "	20	40					60	2	10		15	4	1	8	9							40		2	49	5	154
155	" "	17	19					36	4	6	4	27	12	4	6	10		1					64		2	45	3	176
168	" "	+	+											+												7	9	
178	" "																											
188	" "																											
205	rumenzelen pesek	+	+									+	+													3	10	
219	pesek z glino	+	+							+																5	5	
240	glinast pesek																											
250	" "																											
254	" "	+	+								+	+		+	+											5	12	
270	" "																											

Pinus _____
Picea - - - - -
Corylus ······
Fagus _____
Salix - - - - -
Betula ······

Mešan hrastov gozd (Q,T,U) - - - - -

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 20 30 40 50 60 70%

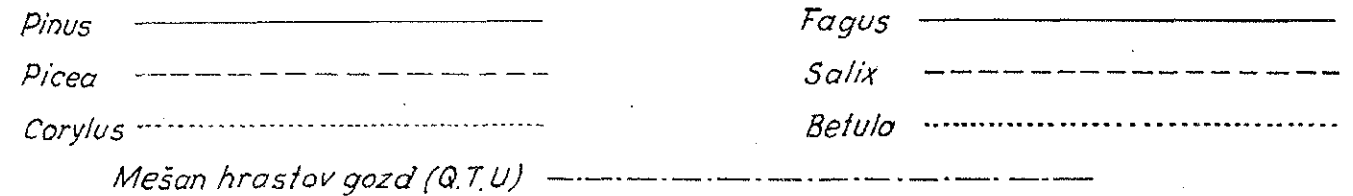




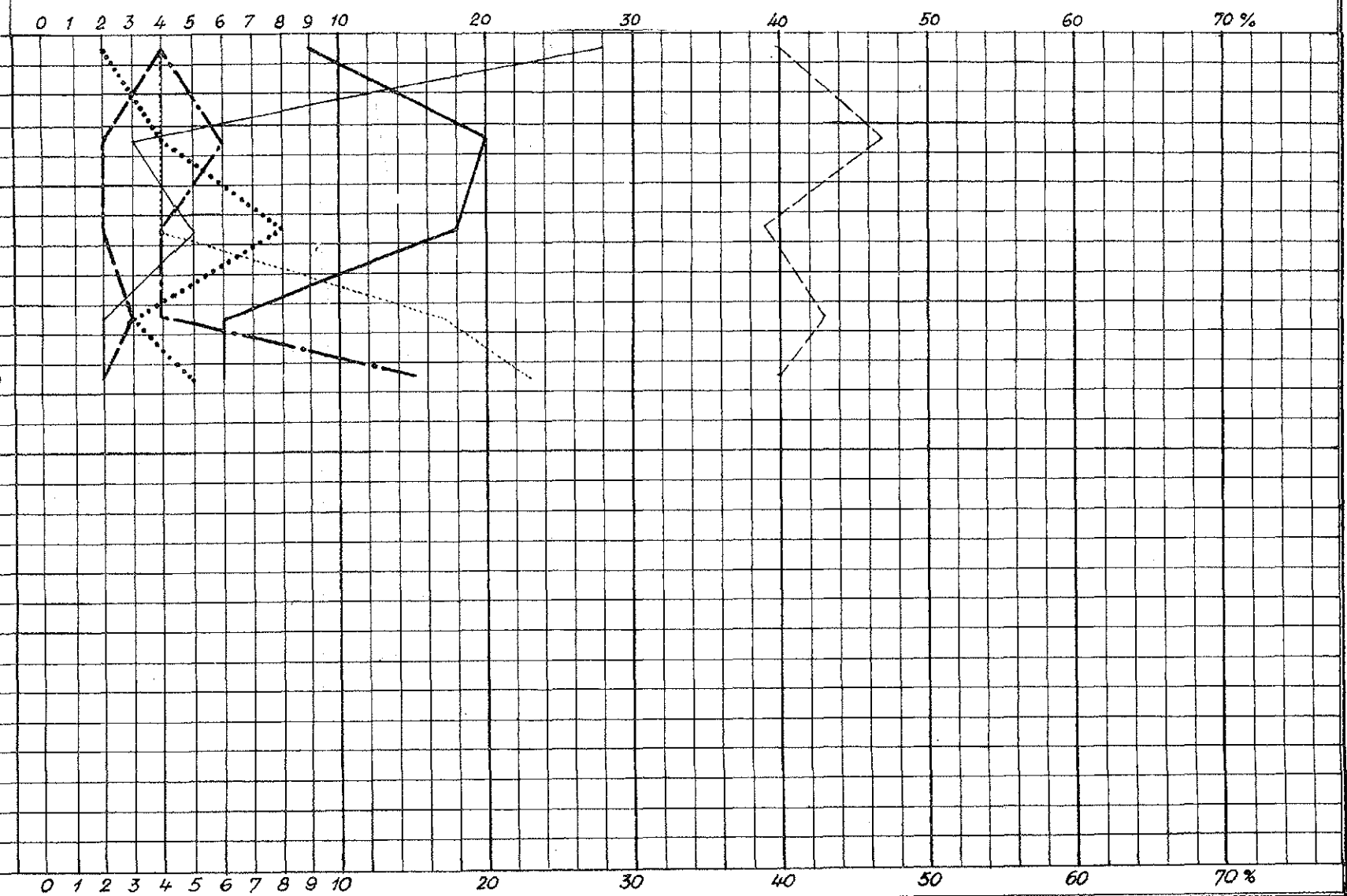
**Ostrivec pod Roglo
(Pohorje)**

Vrtina 17. IX. 1956.
Sondage

Globina cm Profondeur	Opis vzorca Description d'échantillon	Pinus	Picea	Abies	Deformiran pelod iglavcev	Juniperus	Larix	Skupaj iglavci	Salix	Betula	Alnus	Corylus	Fagus	Quercus	Tilia	Ulmus	Skupaj mešan hrastov gozd	Carpinus	Castanea	Juglans	Acer	Ostrya	Skupaj listavci	Pelod nedreves	Spare	Število preparatov	Število zrn peloda
5	rastlinska plast	28	40			1	69	4	2	4	4	9	4				4	1	1	2			31	12	20	2	150
10	humus s koreninami																										
15	" " "																										
20	rjava šota	3	47	4		1	55	2	4	3	4	20	4	2			6	5	1				45	2	15	1	211
25	" " "																										
30	" " "																										
40	rjava humusna šota	5	39	3	1	1	49	2	8	9	4	18	3	1			4	3		1	2		51	6	25	1	222
45	" " "																										
55	" " "																										
60	" " "	2	43	6			51	3	3	14	17	6	3	1			4	1			1		49	4	22	1	210
70	temnorjav hum. pesek																										
75	" " "	2	40	2			44	2	5	3	23	6	5	10			15	1		1		56	2	8	1	150	
80	pesek s humusom	+	+								+		+													2	16
85	zelenosiv pesek																										
90	" " "																										
95	" " "																										
100	" " "																										
110	" " "																										
120	" " "																										
130	rumenzelen pesek																										
150	" " "																										
170	" " "																										
190	" " "																										
205	" " "																										
220	" " "																										
230	" " "																										
240	" " "																										
260	" " "																										



Mešan hrastov gozd (Q.T.U)



bières est donnée par le croquis (fig. 1). Après l'étude topographique de la tourbière de Šijec (fig. 2) six points ont été désignés pour y faire des sondages mais finalement on n'en a prélevé que deux. De la même façon on a opéré sur la Grande tourbière de Bled (fig. 3). Parmi 3 points préalablement choisis, on n'a fait des sondages que dans deux de ces points. Les sondages ont été effectués le 19 à 23 juin 1956 à l'aide d'une tarière à main. Les échantillons de la tourbe ont été extraits à l'aide de la «sonde de Hiller» tandis que l'argile et le sable avec la tarière. La profondeur totale des 4 sondages était de 23,8 m. 38 échantillons ont été étudiés de provenance de la tourbière Šijec, dont la coupe est représentée dans la figure 4. De la grande tourbière de Bled ont été étudiés 21 échantillons, la coupe est représentée dans la figure 5.

Les premières colonnes de ces figures représentent la profondeur des sondages en cm, où ont été prélevés les échantillons. La couverture végétale de la tourbière Šijec de 50 cm d'épaisseur est constituée de sphaignes, de végétaux des tourbières et de leurs racines. Elle est transformée plus bas en tourbe brune. Jusqu'à la profondeur de 173 cm on ne trouve que de la tourbe brune. A partir de cette profondeur jusqu'à 470 cm la tourbe brune est mélangée avec de la boue de tourbe couleur brun foncé, ensuite on constate un mélange avec de la matière argileuse. A partir de 497 cm on ne trouve que de l'argile grise (qui ressemble à la craie lacustre), qui est partiellement mélangée avec du sable. Le sondage se termine à 872 cm avec du sable gris clair. A cette profondeur on a dû arrêter le sondage, car on heurtait à une roche compacte, dans laquelle la sonde à main ne s'enfonçait plus.

On distingue les sédiments organiques de la tourbe, ensuite les sédiments lacustres d'argile et de craie, puis des produits sablonneux, qui seraient de provenance glaciaire.

La coupe du sondage au point VI de la même tourbière de Šijec montre la même proportion de la tourbe et d'argile. On constate donc que les deux les plus profonds sondages à Pokljuka ont un profil semblable.

Les données des sondages de la Grande tourbière de Bled donnent des résultats similaires, avec cette différence qu'ici les profondeurs sont moins grandes. A cause de cela nous observons l'argile sous la tourbe déjà à une profondeur d'environ 350 cm et 310 cm.

Dans les figures 4 et 5 la quantité du pollen des différentes essences forestières est représentée en pourcentages. Entre ces colonnes et le diagramme du pollen se trouvent les autres colonnes où sont indiqués les pollens des autres espèces végétales, les spores, le nombre des grains du pollen et le nombre des préparations étudiées.

Les diagrammes polliniques sont adjoints aux tableaux afin de permettre la comparaison de la quantité relative du pollen des différentes essences forestières exprimée en pourcentage.

En considérant ces tableaux nous constatons, que c'est le pin de montagne qui s'est installé le premier tout de suite après le retrait des glaciers. Cette essence ligneuse était envahissante et occupait toutes les places libres et même les tourbières où elle s'est maintenue jusqu'à pré-

sent. D'après les diagrammes on constate que l'extension du pin de montagne a atteint son point culminant lors de la sédimentation lacustre, représentée par les argiles verte-grises à la profondeur de 520 cm de la tourbière Sijec. Cette sédimentation s'est faite il y a environ 19.000 ans, vers la fin de l'époque glaciaire du Würm.

En même temps avec le pin de montagne croissaient des bouleaux et des saules, avec d'autres plantes. Il dut s'écouler 10.000 ans, pour qu'une couche d'argile de 4 m put se sédimenter. C'est alors que le pin de montagne dut céder sa place à d'autres espèces ligneuses.

Quelque part au voisinage, probablement à des altitudes inférieures, croissaient d'autres essences forestières, telles que: épicéa, sapin, mélèze, aulne, coudrier, hêtre, chênes et tilleuls, dont le pollen a été apporté par le vent dans le lac, qui se trouvait à la place de la tourbière actuelle.

On peut donc conclure, que le haut plateau de Pokljuka (1000 à 1400 m) n'a pas été complètement recouvert par le pin de montagne, qui se bornait à occuper les altitudes supérieures et les tourbières, tandis qu'à des altitudes inférieures se développait une forêt d'épicéa et de hêtre, qui s'est ensuite installée sur le plateau de Pokljuka.

Le hêtre était accompagné par le sapin, mais ce dernier n'avait qu'une extension médiocre. Cet état sans changements appréciables dura longtemps. Ce n'est qu'à partir d'environ de 30 cm de profondeur, qu'on constate un changement. Le hêtre disparaît, probablement supprimé par l'homme, car au moyen âge il y avait des fonderies dans la région et on faisait du charbonnage intensif. La poussée du coudrier, observée dans l'Europe Centrale, qui suivait la période des pins, saules et bouleaux, n'est pas du tout nette à Pokljuka. L'extension de l'épicéa et du hêtre d'une part et l'altitude de l'autre, ont entravé le développement du coudrier. De même la forêt mélangée avec le chêne dominant qui devait succéder au coudrier ne s'est pas développée à Pokljuka pour la même cause. La présence du pollen de chêne, indiquée dans le diagramme, ne peut être interprétée, que par l'apport de ce pollen par le vent des régions situées à des altitudes plus basses.

Sur le plateau du massif de Pohorje il y a six tourbières, marais ou lacs qui sont les plus importants pour les recherches palynologiques. La situation de ces surfaces tourbeuses est donnée par le croquis (fig. 6). Ce sont: le lac et la tourbière de Ribnica, les lacs et la tourbière de Lovrenc, les tourbières Ostrivec, Kamenitec, Borovje et le Lac Noir. Après l'étude topographique des surfaces tourbeuses onze points ont été choisis pour y faire des sondages. L'épaisseur totale des couches, analysées lors de ces 11 sondages fut de 23,26 m. Les sondages ont été effectués du 10 au 23 septembre 1956 à l'aide d'une tarière à main. Chaque fois que ce fut possible, un échantillon fut prélevé tous les 5 cm dans l'épaisseur de tourbe extraite à l'aide d'une «sonde de Hiller». L'argile et le sable ont été pris avec la tarière à des profondeurs supérieures à l'épaisseur de la tourbe. Dans chaque tourbière a été effectué un sondage, en tout 6 sondages. D'après les échantillons de chaque sondage nous avons étudié la coupe et entrepris une étude palynologique de ces échantillons.

Les premières colonnes des figures 7. a, b et 8. a, b, c représentent la profondeur en centimètres des sondages où ont été prélevés les échantillons. Les coupes des sondages et la description des échantillons sont donnés dans la deuxième colonne. La couverture végétale constituée de sphaignes, de végétaux des tourbières et de leurs racines, est de différentes épaisseurs. Elle se transforme en profondeur en tourbe brune, qui est mélangée quelquefois avec de la boue de tourbe d'une couleur brune foncée. Ensuite on constate la présence de la boue de tourbe pure ou mélangée avec de la matière argileuse. Au fond de la boue de tourbe, qui est dans la tourbière de Ribnica à 230 cm, on trouve de l'argile et du sable argileux. Dans ces tourbières, la profondeur du sondage est conditionnée par l'épaisseur variable de la tourbe et le sondage s'arrête à cause de l'apparition de l'argile. On distingue les sédiments organiques de la tourbe et les sédiments argileux-sabloneux d'origine alluvionnaire.

Les diagrammes polliniques sont joints aux tableaux. Ils indiquent le pourcentage du pollen afin de permettre la comparaison de la quantité relative du pollen des différentes essences forestières.

On voit dans les diagrammes polliniques des tourbières de Ribnica, de Lovrenc et de Borovje, que la sédimentation de la tourbe, de la boue de tourbe et du matériel semblable commença ici au holocène sur les sables argileux déjà sédimentés antérieurement. Cette sédimentation se fit dans la première époque chaude de holocène, c'est à dire à l'époque boreale, qui correspond en Europe centrale à la période de coudrier, il y a environ 6000 ans avant notre ère. La situation est donc différente de celle observée sur le massif de Pokljuka où on a pu constater que le développement de la forêt mélangée pin, saule et bouleau a commencé à l'époque froide toute de suite après le retrait des glaciers et qui dure encore de nos jours.

À la première période du coudrier a suivi, sur le massif de Pohorje, l'époque moyennement chaude avec la forêt mixte de chêne, tilleul et orme, qui s'appelle l'époque atlantique. Cette époque a duré jusqu'au début de notre ère. Depuis ce moment la forêt de hêtre et d'épicéa commença à gagner sur la forêt mixte de chêne qui disparut. L'épicéa et partiellement le sapin accompagnaient le hêtre.

Des diagrammes polliniques du Lac Noir et des tourbières Kamenitec et Ostrivec on peut déduire, que dans ces tourbières les sédiments tourbeux se sont sédimentés plus tard, c'est à dire à l'époque du hêtre et de l'épicéa, donc à la deuxième époque chaude — époque subboreale et à l'époque suivante: l'époque subatlantique, laquelle se situe 800—500 ans avant notre ère. À l'époque historique sur le massif de Pohorje domine l'épicéa avec le hêtre et le pin, spécialement sur les tourbières où existe le pin de montagne. Il est très intéressant de constater que le *Carpinus*, l'*Ostrya* et l'*Acer* accompagnent continuellement le développement des forêts de hêtre et d'épicéa. Dans chacun des six diagrammes polliniques on observe vers la surface la diminution de la quantité du pollen du hêtre, cela correspond à l'époque historique, quand l'homme a fait des coupes d'arbres, spécialement de hêtres et d'épicéas (par ex. pour le charbonnage intensif pour les verreries). La quantité plus grande du pollen

de pin dans les plus hautes couches indique que sur la tourbière se développa le pin de montagne qui a finalement recouvert toutes les surfaces tourbeuses. Les forêts d'épicéa et de hêtre entouraient les tourbières et poussaient au voisinage déjà autrefois où ils ont subsisté jusqu'à présent.

LITERATURA

- Bertsch, K., 1953, *Geschichte des deutschen Waldes*. Fischer, Jena.
- Budnar, A., 1951, Barja na Pokljuki in Botanična raziskovanja pokljunskih barij. *Proteus* 1950/51, 9-10.
- Germovšek, C., 1952, Tolmač k začasni geološki karti Pohorja. (Rokopis.)
- Lemée, G., 1955, L'évolution de la forêt française au cours du quaternaire d'après les analyses polliniques. *Revue forestière française*. Nancy 1955/56.
- Lüdi, W., 1950, Beitrag zur Kenntnis der Salix — und Artemisia — Pollen. Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1949, Zürich.
- Pevalek, J., 1925, Geobotanička i algološka istraživanja cretova u Hrvatskoj i Sloveniji. Rad Jugosl. akad. znanosti i umjetnosti. Knj. 230, Zagreb.
- Zeiler, V., 1911, Steiermark und Nachweis der Moore. *Zeitschrift für Moorkultur und Torfverwertung* IX, Wien.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

CARDIUM DALMATINUM DAINELLI IN CARDIUM GRATUM DEFRANCE IZ DALMATINSKEGA EOCENA

Rajko Pavlovec

S 4 slikami

UVOD

Dalmacija je že dolgo znana kot geološko zanimiva dežela. Skoraj dve sto let so stara prva tiskana poročila, za katera še današnji geologi in paleontologi trdijo, da so pisana za tedanje čase izredno natančno.

Poleg krednih so v Dalmaciji najpogostnejši eocenski sedimenti. Zato ni čudno, da se je ravno z razvojem eocena ukvarjala dolga vrsta geologov. Med njimi so znana imena Bukowski, Dainelli, Hauer, Kerner, Martelli, Matoušek, Oppenheim, Salopek, Schubert, de Stefani, Waagen, v zadnjih letih pa še vrsta mladih domačih raziskovalcev.

Za paleontologe so v dalmatinskem eocenu poleg numulitne favne najprivlačnejši peščeno-laporni sedimenti. Ti nastopajo v zgornjem luteciju v znanih nahajališčih Ostrovica, Dubravica, Bribir itd., ter v prominskih plasteh zgornjega eocena v okolici Drniša in drugod. V teh plasteh je izredno bogata favna. Pojavljajo se foraminifere, korale, polži, školjke, glavonožci, morski ježki, pa tudi redki vretenčarji in pogostni rastlinski ostanki.

Kljub številnim paleontološkim opisom favna še daleč ni natančno obdelana. Skoraj vsak opis prinese, če ne povsem novih vrst, pa vsaj nove vrste za dalmatinski eocen. Med posebnosti teh krajev štejem tudi vrsto *Cardium dalmatinum* Dain., ki jo bom nekoliko natančneje opisal, deloma zaradi dosedanjih pomanjkljivosti, deloma ker je najbrž pogostnejša, kot to kažejo dosednji opisi. Prav tako bom skušal podati glavne razlike z vrsto *Cardium gratum* Defr., s katero prvo tu in tam zamenjujejo.

Cardium (Trachycardium) dalmatinum Dain.

1., 2. in 3. slika

1901. *Cardium dalmatinum*, Dainelli, Monte Promina, 257 do 258, t. 31, sl. 1, 2.

1922. *Cardium gratum*, Oppenheim, Lukavac, 58.

1948. *Cardium dalmatinum*, Kühn, Prominaschichten, 69.

1957. *Cardium cf. dalmatinum*, Milan, Eocenska favna, 63, t. 2, slika 3.

1958. *Cardium dalmatinum*, Pavlovec, Drniš (v tisku).

Vrsto *Cardium dalmatinum* je prvi opisal Dainelli (1901, 257 do 258) iz Promine. V tem delu je napačno ugotovil miocensko starost prominskih skladov. Novo vrsto podrobneje opisuje. Več se zadrži pri zunanji obliki, kajti skulptura verjetno ni bila dobro ohranjena. To školjko ponovno omenja šele Kühn (1948, 69), prav tako na Promini. Našel je obe lupini in še eno samo, zelo veliko. Milan (1957, 63) opisuje *Cardium cf. dalmatinum* iz prominskih plasti pri Ostrovici. Sam sem našel več primerkov te vrste v prominskih lapornih apnencih v okolici Drniša v nahajališčih Djapo, Čveljo in Gluvača (Pavlovec, 1958). Ker so zadnji primerki poleg Kühnovih najboljše ohranjeni, vsi dosedanja opisi razen Dainellijevega pa kratki, bom navedel najvažnejše značilnosti te vrste.

Na najlepše ohranjenem primerku (1. slika) ima lupina spredaj raven, nekoliko navznoter upognjen rob. Ostali robovi niso ohranjeni, vendar je jasno, da je lupina podolgovata in ne okrogla. Sprednji in zadnji del strmo padata, medtem ko je srednji del lupine (hrbtna stran) širok in le malo usločen. Izrazit, močan, nekoliko naprej obrnjen in močno navzdol upognjen vrh je širok. Od vrha nazaj se podaljšuje nejasen greben, ki loči osrednji, sploščeni del lupine od zadnjega, strmega.

Površina nosi okrog 45 gladkih, nizkih radialnih reber, ki so najožja v sredini lupine, široka pa spredaj in zadaj. Dainelli pravi, da je grebenov in brazd okrog 40 in da so zadaj oddaljeni 3 do 5 mm, spredaj pa okrog 2 mm. To se ujema s primerki iz okolice Drniša, na katerih je prvo, največje rebro, široko 4 mm, srednja pa merijo okrog 2 mm. V interkostalnih prostorih so številne prečne lamele, ki so prav tako daljše in močnejše tam, kjer so rebra oziroma vmesni prostori večji, to je spredaj in zadaj, medtem ko so v srednjem delu finejše in bolj stisnjene skupaj. Te lamele, ki segajo od enega radialnega grebena do drugega, so večinoma ravne, le ponekod rahlo usločene proti spodnjemu robu.

Velikosti so naslednje:

	Dainelli 1901	Kühn 1948	Milan 1957	D j a p o			Čveljo	Gluvača
				I.	II.	III.		
višina	90	100	75	84	71*	82	?	?
širina	62	82	53	74	73	71	?	70*
debelina ene lupine	58	?	?	37	36	41	?	30*

Notranjega ustroja ne poznam pri nobenem od omenjenih primerkov. Kühn (1948, 69) prišteva vrsto *Cardium dalmatinum* skupini *Trachycardium*, toda še to prav gotovo le po zunanosti.

* Z zvezdico označene številke so le približne, ker so primerki poškodovani.

Milan (1957, 63) je pri Ostrovici našel samo kameno jedro. Moji prošnjji je ljubeznivo ustregel in mi ta primerek poslal na vpogled. Za to se mu tudi na tem mestu najtopleje zahvaljujem.

Že sam je označil ta primerek kot *Cardium cf. dalmatinum*, kajti po zunanosti se z njo le približno ujema. Razlike, ki sem jih ugotovil, so naslednje: školjka iz Ostrovice ima vrh ožji in manj upognjen kot tipičen *Cardium dalmatinum*. Ponekod so na jedru ohranjeni še deli reber, ki imajo preširoke vmesne prostore, na nekaterih delih pa so rebra zelo ozka. Med rebri vidimo slabo ohranjene prečne lamele, toda še te le redko.

Zaradi vsega tega je Milan povsem upravičeno označil to školjko kot dvomljivo in tudi sam je nisem mogel nikamor natančneje uvrstiti, ker je slabo ohranjena.

Manjši *Cardium dalmatinum* iz Kühnove zbirke (1948, 69) ima nekoliko bolj upognjeno lupino, rebra pa ozka in bolj okroglega prereza kot primerki iz okolice Drniša. Večji primerek je ohranjen le kot kameno jedro, na katerem so sledovi prav tako nekoliko bolj okroglih reber. Pripomniti pa moram, da kaže tudi primerek iz Djapa (3. slika), ki ima ob strani rebra slabše ohranjena, povsem podoben okrogel prerez sicer ploščatih radialnih reber.

Oppenheimerove primerke (1922, 58) bom opisal pozneje.

Cardium (Trachycardium) gratum Defr.

4. slika

1901. *Cardium gratum*, Oppenheim, Über alttertiäre Faunen, 244—245.

1904. *Cardium gratum*, Dainelli, Bribir I., 146—148.

1905. *Cardium gratum*, Schubert, Zur Stratigraphie des Mittel-eocäns, 134, 165.

1905. *Cardium gratum*, Schubert, Zaravecchia-Stretto, 14.

1909. *Cardium gratum*, Schubert, Novigrad-Benkovac, 12.

1913. *Cardium gratum*, Schubert-Waagen, Pago, 10.

V eocenu zelo razširjeno vrsto *Cardium gratum* so našli tudi že v Dalmaciji. Opisi dalmatinskih primerkov so precej skromni, primerkov samih pa nisem dobil na vpogled.

Cardium gratum ima okroglo ali le malo nazaj podaljšano lupino. Na površini ima okrog 50 gladkih radialnih reber, med katerimi so fine prečne lamele. Zaradi take skulpture nastajajo večkrat zamenjave z vrsto *Cardium dalmatinum*. Zato podajam najznačilnejše razlike med obema vrstama.

Cardium gratum ima lupino le malo podaljšano nazaj, nikdar pa ne tako podolgovato kot *Cardium dalmatinum*. Vrh ima prvi manjši in manj nagnjen navzdol. Prečni prerez lupine kaže precej enakomerno upognjenost, medtem ko je pri vrsti *Cardium dalmatinum* spredaj in zadaj lupina zelo strma, v sredini pa rahlo usločena. Sprednji rob vrste *Cardium dalmatinum* je skoraj raven.

Besedilo k slikam

Explanation of the Figures

Rajko Pavlovec: *Cardium dalmatinum* Dainelli in *Cardium gratum*
De France iz dalmatinskega eocena

Rajko Pavlovec: *Cardium dalmatinum* Dainelli and *Cardium gratum*
De France from the Dalmatian Eocene

1. sl. *Cardium dalmatinum* Dain. iz Djapa (I)

Fig. 1. *Cardium dalmatinum* Dain. from Djapo (I)

2. sl. *Cardium dalmatinum* Dain. iz Djapa (I), pogled od strani

Fig. 2. *Cardium dalmatinum* Dain. from Djapo (I), lateral view

3. sl. *Cardium dalmatinum* Dain. iz Djapa (II)

Fig. 3 *Cardium dalmatinum* Dain. from Djapo (II)

4. sl. *Cardium gratum* Defr. iz Gluvače

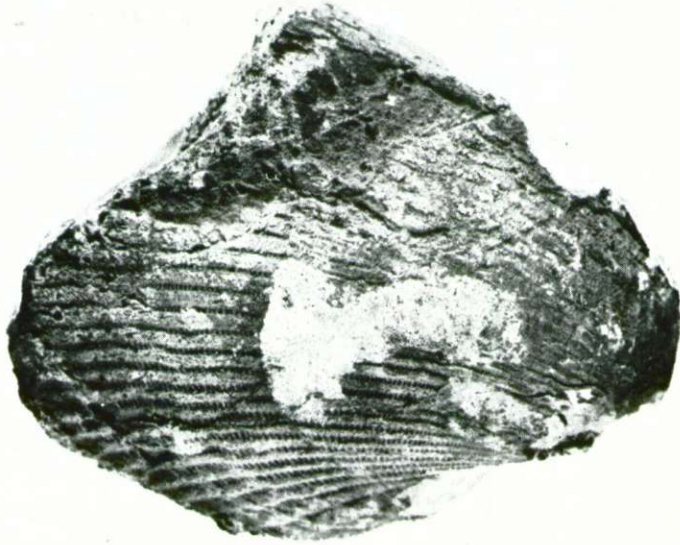
Fig. 4 *Cardium gratum* Defr. from Gluvača

Vse slike so v naravni velikosti

All figures in natural size

Originali so shranjeni v zbirki Geološko-paleontološkega inštituta
univerze v Ljubljani

The originals are preserved in the collection of the Geological-Palaeontological
Institute of the Ljubljana University



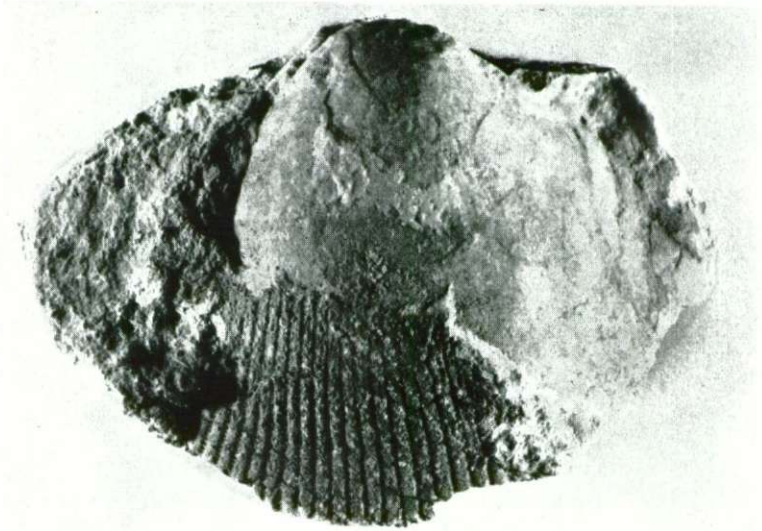
1. sl. — Fig. 1



2. sl. — Fig. 2



3. sl. — Fig. 3



4. sl. — Fig. 4

Podobnejši sta si obe vrsti po skulpturi. Morda je ta pri *Cardium gratum* nekoliko nežnejša, kar prav gotovo velja za manjše primerke, toda pri večjih lupinah je tudi skulptura močnejša in bolj groba. Zato le po delu lupine obeh vrst ni mogoče ločiti, kakor je ponovno poudaril za vrsto *Cardium gratum* tudi Oppenheim (1901, 245).

Kühn (1948, 69) pravi, da je *Cardium dalmatinum* podoben vrsti *Cardium gigas* Defr., ki pa ima finejšo skulpturo. Tudi za vrsto *Cardium gratum* trdi Oppenheim (1903, 154), da je podobna vrsti *Cardium gigas*, vendar ima širše interkostalne prostore kot *Cardium gigas*, ki nima nobenih sledov prečnih lamel v njih. Sicer pa imata obe vrsti enako obliko in je kamena jedra brez skulpture zelo težko ločiti. Prav tam omenja Oppenheim, da se zdi asociacija obeh vrst (*Cardium gratum* in *Cardium gigas*) že pravilo. Skupaj nastopata v Pariški kotlini, pri Nizzi, na Vicentinskem, v Hercegovini itd., pa tudi v Dalmaciji je to sedaj v okolici Drniša ponovno potrjeno. To si verjetno lahko razložimo s pogostnostjo obeh vrst med eocensko favno.

Primerka vrste *Cardium gratum*, ki sem ju našel v okolici Drniša, sta velika okrog 60 mm, toda precej slabo ohranjena. Na splošno so paleontologi različnih mnenj za velikost. Oppenheim (1901, 245) pravi: »... ta lepa, velika vrsta...«, medtem ko trdi Dainelli (1904, 247), da ni velik. To morda reši Frauscher (1886, 142—143), ki pravi, da navaden *Cardium gratum* v Alpah ni pogosten, pač pa so tam velike, debele oblike, ki so sicer številne v južnem eocenu. Po tej opombi nas tem bolj preseneti Dainellijev primerek, ki je velik 30:28:20 mm, medtem ko dosežejo Frauscherjevi velikosti 48—37:44—80:38—78 milimetrov, kajti v srednjem in zgornjem eocenu je bilo pri nas tropsko morje (primerjaj Malaroda, 1956, 95), v katerem so se lahko razvili ogromni mehkužci (Kühn, 1951, 45).

Cardium gratum je bil najden v Dalmaciji v Ostrovici, Zazviću, Ljubačah, Kasiću, Čuljini, Gluvači in na otoku Pagu. Iz Hercegovine je znan iz Trebistovega in morda tudi slabo ohranjen iz Konjavca, za kate-rega je bil Oppenheim (1901, 245) v dvomih, če pripada morda vrsti *Cardium gigas*.

Dva primerka z označbo *Cardium gratum* opisuje Oppenheim (1922, 58) tudi iz Lukavca v Hercegovini. Najdena sta bila v rjavosivih lapornih apnencih, v katerih je mnogo organskih ostankov. Shranjena sta v zbirki Prirodoslovnega oddelka britanskega muzeja, od koder sem ju dobil na vpogled. Za to ljubeznivost se vodstvu muzeja, posebno še dr. L. R. Coxu, najtopleje zahvaljujem.

Pri Oppenheimovem opisu sem postal pozoren na pripombo, da je školjka, ki jo je opisal kot *Cardium gratum*, bolj neenakostranična, kar naj bi bila posledica deformacije. Ko sem videl oba primerka, mi je bilo jasno, da gre tu za vrsto *Cardium dalmatinum*. Pod inv. št. L 28858 je shranjena desna lupina, ki ima prav spredaj, takoj za vrhom in na zadnjem delu še lupino, sicer pa je le kameno jedro. Nesimetrična oblika lupine je več ali manj prvotna, čeprav je školjka res nekoliko poškodovana. Spredaj so nizka, gladka radialna rebra široka. Vmesni prostori so

za približno $\frac{2}{3}$ do $\frac{3}{4}$ ožji od reber in imajo tipične prečne lamele. Vrh je močan in upognjen navzdol. Velikost je 70:75 mm.

Po teh značilnostih je lahko določiti vrsto *Cardium dalmatinum*, ki je Oppenheim ni nikoli ugotovil, čeprav je bila prvič opisana prav v začetku njegove največje delavnosti v naših krajih.

Školjka z inv. števil. L 28859 je slabše ohranjena in morda res nekoliko podobnejša vrsti *Cardium gratum*. Loči pa se od nje po podolgovati obliki in močnem vrhu, zaradi česar jo označujem kot *Cardium cf. dalmatinum*.

ZAKLJUČEK

S popravkom, da je Oppenheimov *Cardium gratum* iz Lukavca v resnici *Cardium dalmatinum*, je prvič ugotovljena ta vrsta izven Dalmacije. Vsi dalmatinski primerki te vrste so bili najdeni v prominskih plasteh. Poskus stratigrafskega horizontiranja nam pokaže naslednjo sliko: po Dainelliju (1901, 257) je *Cardium dalmatinum* znan iz Promine (= ledij in wemmelij), prav tako po Kühnu (1948, 69). Milan (1957, 67) ga je našel pri Ostrovici v drugem horizontu prominskih laporjev (= ledij), Pavlovec (1958) pa v Djapu (= ledij), Čvelju (= ledij ali wemmelij) in Gluvači (= ledij). Favna iz Lukavca je po Oppenheimu (1922, 97) deloma iz lutecija, deloma iz auverzija (= ledija). Zbrana ni bila po horizontih. Če predpostavljamo, da je *Cardium dalmatinum* iz Lukavca najden v ledijskih plasteh, so vsi doslej znani primerki te vrste najdeni v zgornjem eocenu. Največkrat nastopajo v ledijskih, ponekod morda tudi v wemmelijskih sedimentih.

Cardium gratum je stratigrafsko bolj razširjena vrsta, saj je znan tako iz srednjega kot iz zgornjega eocena. Tudi v Dalmaciji so ga našli že v luteciju in v zgornjem eocenu.

Okolje, v katerem je živel školjka *Cardium dalmatinum*, je tropsko morje, kjer so uspevali koralni grebeni in druga bogata favna. Najbrž je bil vezan na bližino obrežja (primerjaj Oppenheim, 1922, 99, in Pavlovec, 1958).

Teže je sestavljati paleoekološke podatke za vrsto *Cardium gratum*, ki je bila razširjena od ekvatorja pa še severno od Alp.

V tem delu je le prikaz nekaterih ugotovitev v zvezi z vrstama *Cardium dalmatinum* in *Cardium gratum*. Potreben je še kritičen pregled številnih primerkov po raznih muzejih. V zbirki univerze v Gradcu je na primer *Cardium gigas* iz Konjavca. Lupina je zelo poškodovana, vendar precej podobna vrsti *Cardium dalmatinum*. Prav pri spodnjem robu ima ostanek prečnih lamel, ki jih *Cardium gigas* nima. Ima pa rebra ožja od vmesnih prostorov, po čemer se oddaljuje od vrste *Cardium dalmatinum*.

Tudi v zbirki sarajevskega muzeja je več podobnih primerkov, med katerimi je *Cardium gratum* iz Mostarja zelo verjetno *Cardium dalmatinum*. Blizu mu je tudi školjka z etiketo *Cardium* sp. n. iz Mostarja, ki ima močan vrh, 45 gladkih reber, toda žal slabo ohranjeno zunanjo obliko.

Pri nadaljnjih preiskavah srednje in zgornjeeocenske favne lahko pričakujemo, da bomo na vrsto *Cardium dalmatinum* še precejkrat nale-

teli. Verjetno bo slej ko prej najdena tudi v tujih nahajališčih, pri čemer mislim predvsem našim zelo sorodna severnoitalijanska. Možno pa je, da je živel že v srednjem eocenu in ga bomo nekoč našli tudi med bogato zgornjelutecijsko favno Dalmacije.

CARDIUM DALMATINUM DAINELLI AND CARDIUM GRATUM DEFRANCE FROM THE DALMATIAN EOCENE

In Dalmatia the fauna from the Upper Lutetian is particularly rich. It is found in the sandy-marly sediments round Ostrovica, Dubravica, Bribir, and elsewhere. Round Promina the fauna equally frequently occurs in the so called Prominian strata which, according to Kühn (1948, 87), belong into the Upper Eocene (i. e. Ledian and Wemmelian).

Among many particularities of the Dalmatian Eocene fauna may also be reckoned *Cardium dalmatinum*. This species has often been mistaken for the frequent Eocene species *Cardium gratum* because of its similar sculpture. The latter one has also been found several times in Dalmatia both in the Upper Lutetian and in the Prominian strata.

The shell of *Cardium gratum* is round or only slightly elongated, yet it is never as elongated as in *Cardium dalmatinum*. The umbo in the former is smaller and less curved downwards. The transversal section of the shell shows a rather regular curve, in the species *Cardium dalmatinum*, however, the shell is rather steep in front and the back, and only slightly curved in the middle. The front edge in the species *Cardium dalmatinum* is almost flat.

In their sculptures the two species resemble more closely. Between smooth, low radial ribs are narrow grooves, and in these numerous transversal lamellae. The sculpture may be somewhat more tender in the species *Cardium gratum*, a fact which is true particularly in younger specimens, yet in larger valves it grows stronger and coarser. It is therefore impossible to determine each of the two species if we have at disposal only a part of the valve. In the same way it is difficult to distinguish the cores of the species *Cardium gratum* and *Cardium gigas* (Oppenheim, 1903, 154).

The shell that Milan (1957, 63) designated as *Cardium cf. dalmatinum* has a narrower and less curved umbo than the typical *Cardium dalmatinum*. On the core the remains of the ribs can still be seen in some places: they have too large intermediate grooves, and the ribs themselves are in some places very narrow. Only in few places the traces of poorly preserved transversal lamellae can be established.

Oppenheim (1922, 58) describes two specimens from Lukavac in Hercegovina as belonging to the species *Cardium gratum*, yet they are according to his opinion deformed. Both shells are preserved in the British Museum in London. Yet the valve is only little changed through deformation and its form is naturally elongated as this is characteristic for the species *Cardium dalmatinum*. Its umbo is strong and curved downwards. Also the ribs are strong and resemble more those of the

latter species than of the species *Cardium gratum*. We can therefore with certainty consider this specimen (Inv. No. L 28858) to belong to the species *Cardium dalmatinum*. The second specimen (Inv. No. L 28859) is less well preserved and for this reason I designate it *Cardium cf. dalmatinum*.

With this the species *Cardium dalmatinum* has been established for the first time outside Dalmatia. The findings that have been known so far are as follows: according to Dainelli (1901, 257) *Cardium dalmatinum* occurs in Promina (= Ledian and Wemmelian), similarly also according to Kühn (1948, 69). Milan (1957, 67) found it near Ostrovica (= Ledian), and Pavlovec (1958, in print) at Djapo (= Ledian), Čveljo (= Ledian or Wemmelian) and at Gluvača (= Ledian). The fauna from Lukavac dates according to Oppenheim (1922, 97) partly from Lutetian and partly from Auversian. Thus most probably all the so far known specimens belonging to the species *Cardium dalmatinum* have been found only in the Ledian, perhaps also in the Wemmelian.

A revision of these specieses that are preserved in various collections will therefore be necessary. I myself have already been able to discover some mistakes. Such a study will show that the species *Cardium dalmatinum* occurs more frequently than it has far been known.

LITERATURA

Dainelli, G., 1901, Il miocene inferiore del Monte Promina in Dalmazia. *Palaeont. Ital.*, 7, 235—285, t. 29—33, Pisa.

Dainelli, G., 1904, La fauna eocenica di Bribir in Dalmazia, I. in II. *Palaeont. Ital.*, 10, 141—273, t. 15—17 in 11, 135—226, t. 4—5, Pisa.

Frauscher, F., 1886, Das Unter-Eocän der Nordalpen und seine Fauna, I., Lamellibranchiata. *Denkschr. mat.-nat. Cl. K. Akad. Wiss.*, 51, 37—270, t. 1—11, Wien.

Kühn, O., 1948, Das Alter der Prominaschichten und der innereozänen Gebirgsbildung. *Jahrb. geol. R. A.*, 41, 49—94, t. 1—2, Wien.

Kühn, O., 1951, Novi nalazak gornjeg eocena u Makedoniji. *Glasnik Prirod. muzeja Srpske zemlje*, 4, 35—59, Beograd.

Malaroda, R., 1956, Il luteziano di Monte Postale. *Memorie Ist. geol. e min. di Padova*, 19, 1—108, t. 1—14, Padova.

Milan, A., 1957, Prilog poznavanju eocenske favne moluska sjeverne Dalmacije. *Geol. vjesnik*, 10, 57—69, t. 1—2, Zagreb.

Oppenheim, P., 1901, Über einige alttertiäre Faunen der Österr.-ung. Monarchie. *Beitr. z. Pal. Geol. Österr.-Ung. u. Orients*, 13, 140—277, t. 11—19, Wien und Leipzig.

Oppenheim, P., 1903, Zur Kenntniss alttertiärer Faunen in Ägypten. *Palaeontographica*, 1, 1—164, t. 1—17, Stuttgart.

Oppenheim, P., 1922, Über eine Eocänfauna der Polje von Lukavac bei Nevesinje in der Hercegowina, pp. 100, tt. 4, Berlin.

Pavlovec, R., 1958, Zgornjeeocenska favna iz okolice Drniša v severni Dalmaciji. *Razprave IV. razr. SAZU*, 5 (v tisku).

Schubert, R., 1905, Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocäns. *Jahrb. geol. R. A.*, 55, 153—188, Wien.

Schubert, R., 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-ung. Monarchie, Blatt Zaravecchia-Stretto, pp. 25, Wien.

Schubert, R., 1909, Erläuterungen..., Blatt Novigrad-Benkovac, pp. 26, Wien.

Schubert, R. - Waagen, L., 1913, Erläuterungen..., Blatt Pago, pp. 32, Wien.

Sprejel uredniški odbor dne 1. februarja 1958.

DISKUSIJA K ČLANKU
»RUDARSKO GEOLOŠKA KARAKTERISTIKA RUDNIKA MEŽICA«

Stanko Grafenauer

Z 2 slikama

V tretji knjigi »Geologije« 1955 je objavil ing. Alojz Zorc članek »Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica«, kjer zelo natančno opisuje razvoj rudarskih del, stratigrafski in geološki položaj okolice rudišča, njegovo tektoniko in na kratko tudi genezo.

Ker se nekatere avtorjeve trditve o genezi ne skladajo s podatki na terenu in se mi njegovi dokazi za sedimentarni postanek rudišča ne zdijo zadostni, bo koristno razčistiti nekatera vprašanja:

Zorc navaja, da se nahajajo v vseh revirjih Mežice številna sedimentarno orudenela ležišča. Pri tem smatra skoraj vsa orudenela ležišča kot sedimentarna, saj pravi, da dajejo skupno okrog 20 % rudne izkopnine.

Sem mnenja, da v rudišču ne nastopajo nikjer ležišča, za katera bi lahko trdil, da so sedimentarnega porekla. Če opazujemo orudenjenja te vrste v rudniku, vidimo, da nastopajo povečini v bližini skrilavca (v razdalji 10 do 100 m), razen v onih delih, kjer nastopa orudenjenje kot tipična zapolnitev odprtih razpok (Union v svojih prelomnicah) z metasomatozo kot stranskim pojavom na ugodnih mestih v bolj čistih apnencih (Grafenauer, 1948). Tektonsko ponašanje na meji skrilavca in apnenca je bilo glavni vzrok za zaviranje rudnih raztopin (Holler, 1953). Kot opisuje Holler tudi za Bleiberg, so pri premikih nastale cone, ki so bile obremenjene s tlaki ali z nategi; v delih, kjer so bile napetosti najmanjše, so se rudne raztopine širile tudi vzdolž ležišč (Edelfugen). Na ta način si lahko tolmačimo, da nastopa v nekaterih primerih ruda izpod najnižjega skrilavca, če so vladale antiklinalne napetosti, ali pa iznad najvišjega skrilavca, če so vladale sinklinalne napetosti, kakor navaja Holler za Mitterberg. Tektonski premiki v rudiščih alpskega tipa pa trajajo še danes, kakor je dokazal Tschernig (1937). Rudna telesa v ležiščih se večinoma širijo metasomatsko levo in desno na obe strani od razpok, v katerih nastopajo v večji meri kot zapolnitve. Ta pojav opisuje že Granigg (1914), dalje Jicha (1951), Zorc in Bertapelle (1955).

Zorc sam navaja pri opisovanju revirja Naveršnik, da se orudenjenja položno dvigajo od juga proti severu pod kotom 15° do 25° vzporedno

s skrilavcem. Tudi v revirju Stari Fridrih so najbogatejše koncentracije v bližini skrilavca. Rudna telesa revirjev Naveršnik, Srednja cona in 3^h rudišče padajo izrazito proti jugovzhodu, orudenenja sistema Unionskih prelomnic pa se v razpokah spuščajo proti jugozahodu. S profili je dokazano, da ima pad obeh orudenenj medsebojno odvisnost v tektonski zgradbi, ki je v osnovi nastala pred orudenenjem v današnji obliki. V zahodnem delu revirja Naveršnik je ruda delno vezana na skoraj vertikalne dinarske razpoke, od katerih se približno pravokotno cepijo orudenedela ležišča. Na odcepih ležišč je rudna koncentracija navadno metasomatsko obogatena. Vse to govori za tipični hidrotermalni postanek današnjega rudišča.

Ruda v Srednji coni ima, kakor navaja Zorc, obliko sploščenih rudnih cevi in leč v ležiščih, ki se položno dvigajo proti severovzhodu. V mnogih primerih so nastajali premiki v apnencih vzporedno s plastovitostjo, kar je olajšalo prodiranje rudnih raztopin vzdolž njih od južne strani navzgor proti severu. Drse, ki gredo skozi orudenedela ležišča, in »Šahtna« prelomnica, oziroma Unionske prelomnice, se sekajo nekje v globini. To nam vzbuja domnevo, da so prihajale rudne raztopine iz nekega centra na jugu navzgor proti severu po najbolj ugodnih razpokah. Vsa ta dejstva govorijo proti mišljenju o primarno sedimentarnem postanku ležišč Srednje cone.

Orudenenja 3^h rudišča imajo jugozahodno od helenskega jaška obliko več ali manj pravilnih rudnih cevi. Deloma se rudišča spuščajo tesno ob kontaktu skrilavca in apnenca proti jugovzhodu. Orudenenja so se tudi tu oblikovala v posttektonski fazi in niso sedimentarnega porekla.

Orudenenja Unionskih prelomnic nastopajo, kot že pove beseda, v tektonskih prelomih smeri sever—jug in s padom proti zahodu. Rudna telesa se tudi v teh prelomih dvigajo proti severovzhodu v obliki ploskih cevi, deloma tudi daljših žil. Manjši del orudenenja se odcepi od prelomov in nastopa v ležiščih bolj kot metasomatski tip, delno pa tudi kot zapolnitev v prelomih, vzporednih slojem. Manjši premik v sloju in orudenenje, ki se širi iz preloma vanj, vidimo na 1. sliki.

Pri opisovanju Fridriha si tudi Zorc tolmači nastanek orudenenja hidrotermalno z raztopinami, ki so pritekale z juga in so bile zaradi skrilavca prisiljene, da so se spustile navzdol proti severovzhodu. Nikjer pa nisem mogel v Starem Fridrihu zaslediti sedimentarno orudenedelih ležišč, ki jih navaja Zorc. V obeh revirjih, posebno v Starem Fridrihu, so verjetno orudenenja nekoliko slabša, ker so že precej bolj oddaljena od izhodišča raztopin, nekje v globini na jugu.

Za rudišče Graben trdi Zorc, da je nastalo singenetsko z dolomitom iz razloga, ker nastopajo izrazite impregnacije. Tudi tu si lahko tolmačimo nastanek rudišča izključno z metasomatozo. Pod mikroskopom vidimo v rudi Grabna tipične nepravilne meje »potiskanja« med nado-meščenim dolomitom in rudnimi minerali; v rudi opazujemo večkrat še ne do konca zamenjane »viseče« koščke dolomita in apnenca; deloma nastopa tudi tipično difuzna zamenjava; v rudišču imajo rudna telesa obliko zelo nepravilnih rudnih cevi. Podoben položaj je tudi v Topli. Tu najdemo deloma avtomorfno strukturo zamenjavanja, ki jo opisuje Ba-

stin (1950). Prav tako si tudi raztresene, deloma razpršene rude Uršlje gore lahko tolmačimo z difuzno metasomatozo. Znani so trije načini nadomeščanja (Bateman, 1950):

1. Nadomeščanje se začne na stenah razpoke ter je meja med jalovo prikamenino in bogato rudo popolnoma ostra. Ruda je masivna do zadnje meje orudenenja.

2. Izpred masivne rude se širi kot »predhodnik« vškropljena ruda. Rezultat je bogato rudišče. Masivna ruda je obkrožena z vškropljeno, revno rudo.

3. Nadomeščanje poteka iz mnogih majhnih središč. Kot rezultat nastajajo vškropljene rude. Zrna so različno velika — od nevidnih na oko pa do premera 0,5 cm.

Deloma nastopa nadomeščanje tudi v sloju, ki se v rudi večkrat ohrani, če je ta zamenjala prvotno kamenino (Irving po Batemanu, 1950).

Fizikalno kemične lastnosti kamenine so pri teh orudenenjih bistveno vplivale na mesto in način orudenenja. Lastnosti, ki povzročajo odlaganje mineralov so le redko točno razvidne; večinoma jih prezro. Razpoka, ki seka sloje, deluje na primer kot kanal za raztopino, če pa prikamenina ustreza, nastopi izločanje. V nekaterih rudiščih sploh ni dovodnih kanalov in je edini faktor lokaliziranja rudnih teles permeabilnost. Apnenci so zaradi kemičnih in fizikalnih lastnosti izredno ugodni za usedanje epigenetskih raztopin.

Zorc poudarja, da postanka rudišč v Mežici ni mogoče tolmačiti epigenetsko iz razloga, ker nastopajo deloma orudenenja, ki so zelo bogata s svinčnimi minerali, v večji globini kot cinkovi minerali. Nižjetemperaturni svinčevi minerali in višjetemperaturni cinkovi minerali torej ne nastopajo conarno. Preden pa se odločimo za tak zaključek, moramo upoštevati, da se je rudišče regeneriralo daljšo dobo in v več fazah. Na ta način si zlahka tolmačimo, da je pri eni izmed faz sfalerit prišel v večjo višino, ker so bile raztopine toplejše, v drugem primeru pa ne, ker so bile hladnejše in se je moral izločiti v večji globini. Na ta način so nastajala navidezna prekrivanja in anomalije.

Zorc je mnenja, da so v spodnjih delih Unionske prelomnice v ležiščih ostanki prvotnega sedimentarnega temnega lapornato-apnena orudenelega ležišča. Po vsem videzu in pregledu teh ležišč na 9. in 11. obzorju sem prišel do zaključka, da je bilo tu več epigenetskih faz orudenenja. Že v prvi fazi sta galenit in sfalerit metasomatsko zamenjala apnenc in lapornate plasti. Pozneje je prišlo do premikov ter do novega orudenenja in zapolnitve v slojni razpoki. Kosi lapornatega in rudonosnega apnenca so bili ponovno podvrženi metasomatski zamenjavi. Na presekih Unionskih razpok in ležišč nastopajo močnejše koncentracije. Tudi v tem primeru se rudna telesa vlečejo kot nekake položne ploske cevi navzgor proti severovzhodu. Vse to govori za epigenetski postanek teh delov rudišča.

Oblika rudnih teles, komplicirana razvejanost, dviganje rude od juga proti severu v slojih in v razpokah, odnos rudnih teles napram mladi

alpskodinarski tektoniki, potiskanje rudnih raztopin v mlade tanke razpoke (2. slika), nastopanje arzenopirita (J i c h a, 1951) v rudišču in drugi znaki nam govore za epigenetsko orudenenje v wettersteinskih apnencih v Mežici.

Tudi fotografije, s katerimi dokazuje Z o r c sedimentarni postanek, se lahko tolmačijo z epigenetskim postankom. Slike 23, 24 in 29 lahko tolmačimo z difuznim prodiranjem in avtomorfno teksturo zamenjave, kot jo imenuje B a s t i n (1950). Slika 28 lahko tolmačimo kot atolsko teksturo, ki je nastala z metasomatozo (B a s t i n, 1950). G r o n d i s in S h o u t e n (1937) nam podajata to teksturo v Mount Isi.

V Mežici nastopajo v ogromni večini teksture in strukture, ki dokazujejo zapolnjevanje ali pa metasomatozo. Zelo značilni teksturi v rudišču sta skorjasta svetlica in kokardna ruda. Včasih najdemo tudi kombinacijo kokardne in skorjaste rude. Kokardna ruda je varianta skorjaste rude. Tam, kjer se razpoka delno zapolni z drobci, ki so padli iz sten razpoke, se lahko zgodi, da jih ovije več sukcesivnih slojev mineralne snovi. Včasih imamo enako zaporedje mineralov ob stenah in okrog mnogih odlomkov. Odsotnost najstarejših pasov okrog nekaterih odlomkov lahko razlagamo s tem, da so padli iz sten že po pričetku mineralizacije. Mnogokrat vidimo tudi zapolnitve majhnih razpok. Pri tem se ena in druga stran razpoke lepo ujemata (2. slika).

Z o r c je mišljenja, da je molibden prišel v rudišče iz karditskega skrilavca v wettersteinski apnenec. Iz razlogov, ki jih je navedel že D u h o v n i k (1954), je najbolj verjeten hidrotermalni izvor molibdena. Pri tem pa trditev, da vulfenit nastaja v zvezi s premikanjem spodnje meje oksidacije z napredkom rudarskih del vedno globlje, ni sprejemljiva. Vulfenita vsekakor ne moremo najti pod oksidacijsko mejo, ki pa je bila določena že davno pred pričetkom rudarskih del. Relief prostega kisika v goratih območjih je zelo različen. Voda pada in prihaja do talne vode lahko pod hidrostatičnim pritiskom. Kisik lahko prehaja na ta način globoko izpod nivoja talne vode in omogoča oksidacijo vzdolž kanalov in cevi (B a t e m a n, 1950). To je najboljša obrazložitev za oksidacijo izpod nivoja talne vode v našem terenu. V Mežici smo našli na primer na 10. obzorju Unionske prelomnice popolnoma »deviško« prelomnico, ki je vsebovala precej debelejšje ploščice vulfenita, kakor jih navaja D u h o v n i k, hkrati pa tudi piramide, prav tako visoke in razsežne, kakor v zgornjih oksidiranih delih rudišča. V zadnjem času smo odkrili take vulfenite tudi že v najnižjem, 12. obzorju Uniona na severu. Razen vulfenita nastopajo vedno tudi cerusit, limonit, smitsonit in drugi oksidni minerali, ki jasno dokazujejo, da je oksidna meja bila v globini že davno, preden so tja prodrla rudarska dela.

Pri tolmačenju postanka rudišča privzema Z o r c H e g e m a n n o v o (1949) hipotezo, da so nastala rudišča singenetsko kot posledica pritoka podmorskih term v morje. Vzrok orudenenju pa naj bi bil prvotno triadni vulkanizem. Proti tej hipotezi pa govori več podatkov. Izotopni sestav bleiberškega svinca (N i e r, T h o m p s o n, M u r p h e y, 1941) kaže, da nastopa v prebitku Ac svinca z atomsko težo 207, iz česar se lahko izračuna (H o u t e r m a n n s, 1947), da je svinca starejši od triade.



1. sl. Mežica — Union, 7. obzor, »na mostu«; pogled proti severu. Manjši premik vzporedno ležišču, zapolnjen z rudo iz Unionske prelomnice

Fig. 1. Mežica — Union, 7th level, »na mostu«. The view towards north. Shorter slip parallel to the bed filled up by ore out off the Union fault



2. sl. Mežica — Union, odkop nad 7. obzorom. Ruda je vijugasto vtisnjena v tanko razpoko

Fig. 2. Mežica — Union, the slope above the 7th level. The ore sinuously pressed into the narrow joint

Ruda najstarejše metalizacijske faze (cinkova svetlica I) (Schroll, 1953) ne nastopa v Bleibergu nikdar sama zase in izključno v določenih plasteh apnenca. Cinkovo svetlico I nahajamo sicer predvsem v slojih v manjših rudnih telesih, vedno pa je v zvezi z rudonosno tektoniko in naslednjimi rudnimi generacijami. Kot trdi Schroll, se ne more nikjer v rudišču Bleiberg najti rudno telo, ki bi ga lahko smatrali za singenetsko. Isto lahko trdimo tudi za Mežico. Neverjetno je, da bi triadni inicialni magmatizem, ki ima kot svoje zastopnike bazične in intermediarne magme, dajal naenkrat tako velike količine Pb in Zn in nič Cu, čeprav so vse te kovine odvisne od hidrotermalnega postanka. Razen tega ni verjetno, da bi se bazične magme inicialnega magmatizma mogle diferencirati tako daleč (Schroll, 1953). Kot vemo, so posledica tega magmatizma le železna, šamozitna in turingitna rudišča (Cissarz, 1956). Gornja dejstva govore za to, da pripada rudnik Mežica regeneriranemu tipu rudišč.

Tudi Cissarz (1956) prišteva Mežico med regenerirana rudišča v smislu Schneiderhöhnove hipoteze (1952). Po Schneiderhöhnu sta bila v Evraziji največ dva glavna prvotna metalonosna ciklusa. Glavna faza je bila v dobi variscične orogeneze, njen predhodnik (zelo slab) pa je bila kaledonska faza. Vse poznejše orogeneze so po njegovem mnenju bile jalove. Pač pa se je pri orogenetskem gibanju v alpski fazi mobilizirala vsebina starega variscičnega rudišča in zopet posttektonsko izločila.

Ta privzetek lahko zadovoljivo reši problem nastanka mežiškega rudišča. Pri potovanju raztopin in njihovem ponovnem izločanju so nastajale nenavadne kombinacije in mineralne parageneze Mežice. Po Schneiderhöhnu se nahajajo prvotna rudišča nekje v permu ali celo niže. Pri procesih potovanja je važna geokemična preiskava, vedeti pa moramo, da tako imenovani sledovi elementov sicer potujejo zraven in so včasih zelo prikladni za dokazovanje medsebojne sorodnosti stare variscične in mlade alpske orogeneze, lahko pa se pri potovanju popolnoma izločijo in nekje drugod obogate ali pa popolnoma razprše. Tu ne pomaga niti najboljša analiza sledov za iskanje sorodnosti.

DISCUSSION TO THE ARTICLE

"MINING GEOLOGICAL FEATURES OF THE MEŽICA ORE DEPOSIT"

In the book "Geologija", vol. 3, 1955, A. Zorc published an article with the title mentioned above. He believes, that the ore deposit of Mežica is of sedimentary origin. He states that there are numerous sedimentary mineralized ore beds.

I think that there are no ore beds of sedimentary origin. Describing the mining district Naveršnik, Zorc states that the ore bodies are gently rising from south to north, parallel to the slate. In the district Stari Fridrih, the ore bodies with highest mineralization are in the vicinity of the slate as well. The ore bodies of the districts Srednja cona and 3^b are inclined distinctly south-east, those of the Union faults are in fissures, inclined south-west. The cross-sections show, that the dip of

both systems of the ore bodies results in the tectonic structure, originated before the present mineralization. In the western part of the mining district Naveršnik, the ore partly follows the almost vertical fissures. There the ore bodies are situated almost rectangularly to the fissures. At the crossings of the fissures and beddings, the concentration of the ore is often metasomatically enriched. All that proves the typical metasomatal origin of the present ore deposit.

In many places of the ore deposit, we can see displacements in the limestone, parallel to the bedding planes. That facilitates the penetration of the ore solution, from the south up to the north. The slickensides going through the ore bodies and the Shaft fault and the Union fault respectively, are crossing somewhere in the depth. That makes us assume that the origin of the ore solutions was in some center in the south.

The ore bodies of the Union fault occur in the faults in the N-S direction, inclined to the west. The ore bodies in these faults are also rising north-east, in the form of flattened pipes or veins. A smaller part of the ore diverges from the faults, and is shown partly in the ore deposit, mostly as a metasomatal type, as well as a filling in the faults, parallel with the bedding planes. Figure No. 1 shows a small displacement and metasomatic replacement in the strata.

Describing the district Fridrih, Zorc also shows the hydrothermal origin of the ore deposit, with the solutions coming from south and inclined towards north-east because of slate. I did not find in Stari Fridrih any ore bodies of sedimentary origin, quoted by Zorc. In both mining districts, especially in Stari Fridrih, the concentration in the ore bodies is a little reduced, probably because they are in greater distance from the origin of the solutions (somewhere in the depth in the south).

Because of the typical impregnations in the mining district Graben, Zorc believes, that the origin is syngenetic with the dolomite. Even here we can find the metasomatic explanation of the origin of the ore deposit quite satisfactory.

Under the microscope we can see in the ore of the Graben district typical irregular borders between the replaced dolomite and the ore minerals; in the ore we find particles of dolomite and limestone, and the process of replacement is not yet concluded; sometimes we see typical replacement by diffusion; the ore bodies are in form of pipes of a very irregular shape.

The same occurs in Topla district. There the partially automorphic structures of replacement were found (Bastin, 1950). In the same way we can explain the origin of the disseminated ore of the Uršlja gora as a diffuse replacement.

Zorc emphasizes the impossibility of an epigenetic origin of the Mežica ore deposit. The reasons he gives are: ores, rich with galena sometimes occur in greater depth than zinc metals. The lead minerals and high temperature zinc minerals are not in zonal layers. We have to consider that the ore deposit has often regenerated. We can explain by the regeneration phases, that the sphalerite come to greater height,

when the temperature of the solution was higher, but precipitated in greater depth, when the temperature was decreased.

The shape of ore bodies, the rising of them from south to the north in strata and faults, the relation between the ore bodies and young Alpine-dinaric tectonic, the occurrence of the mineralization in young, narrow fissures (Figure 2), and the occurrence of arsenopyrite (Jičha, 1951) tell us, that the origin of the ore in the Wetterstein limestone was epigenetic.

It has already been proved by Duhovnik (1954), that the molybdenum is of hydrothermal origin. The hypothesis, that the wulfenite can be formed through moving of the lower zone of oxydation in connection with the progressing mining, is not acceptable. It is impossible to find wulfenite below the oxydation-zone, which was formed long before the mining began.

There is much to say against the application of Hegemann's (1949) hypothesis about the origin of the Mežica ore deposit. It has been shown by the isotopical composition of the lead in nearby Bleiberg (Nier, Thompson, Murphey, 1941), that the lead is older than Triassic. Schroll (1953) states the impossibility to find anywhere in Bleiberg syngenetic ore bodies. We can assume, that the same occurred in Mežica. We can't accept that the basic and intermediate Triassic initial magma would only give Pb and Zn-ore, and no Cu-ore.

After this discussion we can conclude that the Mežica ore deposit is of a regenerated type, according to the hypothesis of Schneiderhöhn (1952), and Cissarz (1956).

The principal phase of mineralization took place in the time of the Variscic orogenesis. Through the orogenesis during the Alpine phase the ore content of the old Variscic deposit was put in motion and a post-tectonic regenerative ore deposit was formed.

LITERATURA

- Bateman, A., 1950, *Economic mineral deposits*, New York.
- Bastin, E. S., 1950, *Interpretation of ore textures*. The Geol. soc. of Am. Mem. 45.
- Cissarz, A., 1951, *Nauka o rudnim ležištima*, Beograd.
- Cissarz, A., 1956, *Postanak rudnih ležišta u Jugoslaviji*, Beograd.
- Duhovnik, J., 1954, *O izvoru molibdena v svinčevem in cinkovem rudišču Mežica*. Geologija 2, Ljubljana.
- Grafenauer, S., 1948, *Pogoji nastopanja rude v zvezi z izpremembo sestava prikamenine v Mežici*. Diplomsko delo, neobjavljeno.
- Granigg, B. in Koritschner, J. H., 1914, *Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugbietes von Miess in Kärnten*. Zeitschr. f. prakt. Geol., XXII, H. 4/5, Berlin.
- Grondis, H. F. in Shouten, C., 1937, *A study of Mt. Isa ores*. Econ. Geol., 32.
- Hegemann, F., 1949, *Die Herkunft des Mo, V, As und Cr in Wulfeniten*. Heidelberger Beiträge z. Min. und Petr., 1.
- Holler, H., 1953, *Der Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik*. Carinthia II, 143, H. 1.

Houtermanns, F., 1947, Das Alter des Urans. Zeitschr. f. Naturforschung.

Irving, J. D. (loc. cit. Bateman, 1950).

Jicha, H. L., 1951, Alpine lead-zinc ores of Europa. Econ. Geol. 46, No. 7.

Nier, O., Thompson, W. in Murphey, P., 1941, The isotopic constitution of lead and measurement of geologic time. III. Phys. review, 60.

Schneiderhöhn, H., 1952, Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage, Stuttgart.

Schroll, E., 1953, Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. Mitt. d. Öst. Min. Ges., Sonderheft 2, Wien.

Tschernig, E., 1937, Messung einer tektonischen Bewegung in Bleiberg. Carinthia II, 127, Celovec.

Zorc, A. in Bertapelle, A., 1955, Metode rada u rudniku Mežica I. Tehnika 2, Beograd.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.

STRATIGRAFSKI SISTEM IN STRATIGRAFSKA NOMENKLATURA

Dušan Kuščer

Z 2 slikama

Vsak naravoslovni sistem naj omogoči pregled in urejeno popisovanje množice sorodnih naravnih objektov. Najbolje je izdelan naravni zoološki sistem. Ta združuje živalske poedince v vrste in te po sorodnosti, ki je posledica filogenetskega razvoja, v višje kategorije, rodove, družine itd. Pri opisovanju vseh skupin živali od najnižjih do najvišjih uporabljajo isto hierarhijo sistematskih enot (taxonov).

Tudi za opisovanje skladovnice sedimentov je potreben dosleden sistem, saj imamo v geologiji že okrog 20.000 stratigrafskih imen. Uporabljali ga bomo pri raziskovanju vseh sedimentov od najstarejših do najmlajših in na vseh kontinentih enako. Žal danes geologi niso enotni niti v osnovnih principih stratigrafskega sistema niti v načinu poimenovanja stratigrafskih enot. Tako n. pr. tudi predlog standarda osnovne geološke karte Jugoslavije v stratigrafski delitvi ni dosleden. Delno predpisuje razdelitev v stopnje (n. pr. za triado, juro in kreda), drugje pa dopušča tudi lokalne enote kot so eocenski fliš, soteške plasti i. dr. Take lokalne enote so v bistvu nekaj drugega kot stratigrafske stopnje. Standard osnovne geološke karte pa bi moral predpisati razdelitev vseh sistemov po enakih principih. Šele ko se bomo zedinili o osnovnih principih, se bomo izognili nejasnostim, dvoumnostim in nedoslednostim v stratigrafiji.

Slovensko geološko društvo je razpravljalo o tej temi na dveh diskusijskih večerih, na katerih so mnogi člani društva dali koristne pripombe. Članek je sestavljen po referatih dveh diskusijskih večerov in pripombah nekaterih članov.

Ko so geologi začeli raziskovati zgodovino zemlje, so najprej mislili, da je na zemlji bilo več zaporednih stvaritev, ki so jih vsakokrat uničile hipne, univerzalne katastrofe (C u v i e r, 1812). Skladovnica plasti, ki je nastala med dvema katastrofama, se razlikuje od spodaj in zgoraj ležečih plasti po paleontološki vsebini in povečini tudi po litološki sestavi. Tako naj bi nastalo zaporedje oddelkov, ki ustrezajo dobam med katastrofami. Pri kasnejših, natančnejših raziskavah so dognali, da se dá vsak tak osnovni oddelek razdeliti še naprej v manjše oddelke. Torej tudi sedimente lahko razdelimo v enote raznih kategorij.

Geološki kongres v Bologni leta 1881 je izdelal shemo stratigrafskega sistema, ki deli stratigrafsko skladovnico samo po enem kriteriju — času.

Predložil je, da pri nazivih enot dosledno ločimo časovne (kronološke) enote od oddelkov skladovnice sedimentov, ki so v tem času nastali (kronolitološke enote). Predlog tega kongresa je naslednji:

Kronološke enote	Kronolitološke enote	Primeri
era	grupa	kenozoik
perioda	sistem	terciar
epoha	serija	miocen
starost	stopnja	torton

Po tem predlogu bi bila pravilna raba n. pr. »Vrsta XY je živel v najstarejšem oddelku triadne periode (ali n. pr. liadne epohe)« in »Fosile XY dobimo v spodnjih 300 m triadnega sistema (ali n. pr. liadne serije)«.

Izraz formacija bi se naj po priporočilih tega kongresa uporabljal za skupno ime litološko podobnih tvorb, n. pr. vulkanske formacije, apnenčeve formacije itd.

Večino nazivov kronoloških in kronolitoloških kategorij, kakor jih je predlagal geološki kongres v Bologni, uporabljajo angleški in ameriški geologi še danes. Spremenili so le pomen izrazov grupa in formacija (glej str. 242). V nemški geološki literaturi pa uporabljajo izraz formacija za sistem. Tudi pri nas ni enotnosti pri uporabljanju izrazov kot so formacija, serija, oddelek, doba itd. Pogosto uporabljajo razni avtorji iste izraze za različne pojme.

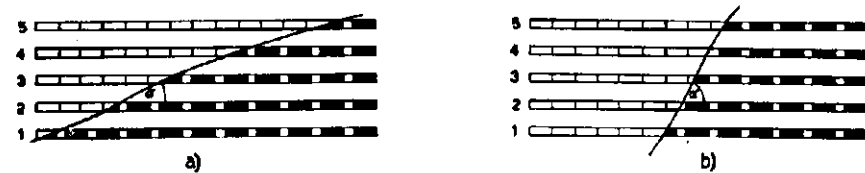
Pri opisovanju sosednjih in včasih tudi oddaljenih pokrajin s sedimenti podobne starosti, kot so v že znanih pokrajinah, postavljamo tudi še sedaj mejo med zaporedne stopnje skoraj vedno na litološko podobno mejo kot je v že znanih pokrajinah. Litološke meje med oddelki sedimentov pa imamo s tem tudi za izohrone, t. j. črte, ki vežejo sedimentne delce, ki so se istočasno usedli. To delamo, čeprav vemo, da ni bilo nobenih svetovnih katastrof, ki bi bile lahko na en mah preobrazile vso zemljo in s tem povzročile povsod istočasno spremembo sedimentacije. Tako nas še današnji stratigrafski sistem spominja na čase teorije o katastrofah.

Kjer pa se sosednje, sigurno enako stare tvorbe, litološko razlikujejo, jih navajamo kot facies ene stopnje (n. pr. kasijski skladi in schlernski dolomit ali litvanski apnenec in laški lapor).

Najprej so ameriški geologi spoznali, da tak stratigrafski sistem ne zadostuje, ker meje med litološkimi enotami sedimentov niso povsod enako stare. Taka časovna transgresija litoloških mej je posledica postopnega razvoja zemlje. Kratko in jasno izraža to tudi Waltherjevo pravilo: Če sedimentacija ni bila prekinjena, potem si slede eden nad drugim taki faciesi, ki lahko nastajajo istočasno tudi eden poleg drugega (Walther, J., 1927, str. 533). Če leži nad ali pod apnencem glina, potem je lahko na sosednjem delu iste sedimentacijske kotline nastajala enaka glina istočasno kot apnenec. Med sedimentacijo se je meja med področji z različnimi usedlinami premikala. Meja med litološko različnimi skladi (v našem primeru med glino in apnencem) je zato v različnih točkah različne starosti — ta meja ni izohrona. Le v izjemnih primerih lahko

nastanejo tudi litološko izohrone meje ali plasti, n. pr. plast tufa pri večjih vulkanskih izbruhih.

Če se je meja med področji z litološko različno sedimentacijo hitro premikala (sl. 1 a), je kot med izohrono in litološko mejo majhen in ga pri kartiranju manjšega področja sploh ne opazimo. Če pa so ta področja bolj stalna, je kot velik in že na majhno razdaljo opazen (sl. 1 b). Te primere smo večinoma navajali kot faciese ene in iste stopnje. V bistvu pa ni razlike med mejami faciesov ene in iste stopnje in mejami litološko različnih zaporednih oddelkov sedimentne skladovnice. Razlika je le v velikosti kota med litološko mejo in izohronami. Pri časovni korelaciji sedimentov na podlagi litološke primerjave pa napravimo precejšnjo napako tudi v primerih, kjer je kot med litološko mejo in izohronami majhen. Naj se n. pr. litološka meja dviga s kotom 1° napram izohroni.



□□□□ področje, kjer se je usedal apnenec

■ ■ ■ ■ področje, kjer se je usedala glina

— litološka meja med apnencem in glino

1 do 5 — izohrone = morsko dno v petih različnih časih

α — kot med litološko mejo in izohronami (kot časovne transgresije)

V primeru a) se je meja med sedimentacijskima področjema od časa 1 do 2 (oz. 2 do 3 itd.) močno premaknila, zato je kot α majhen. V primeru b) pa se je premaknila le malo, kot α je zato velik.

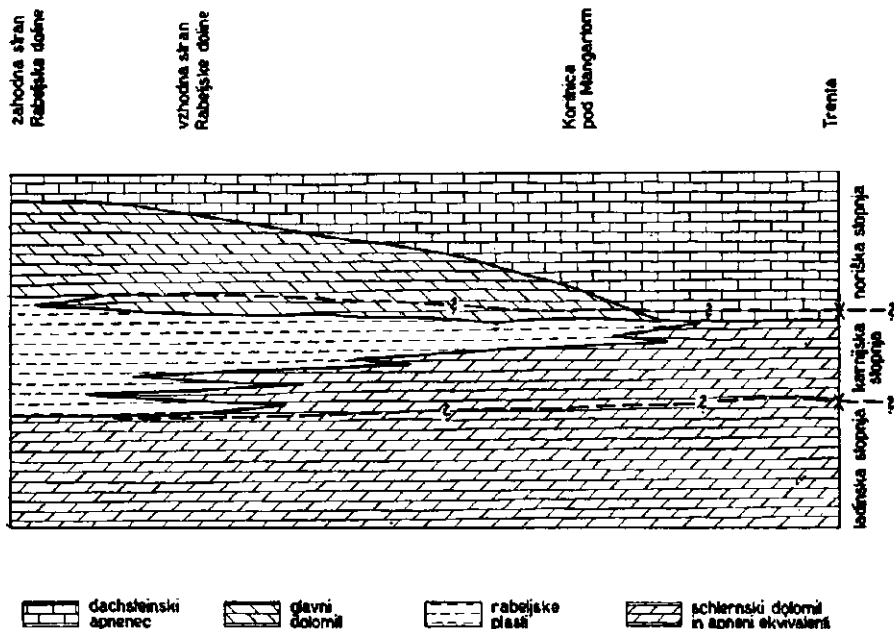
1. sl. Časovna transgresija litoloških mej

Če definiramo v enem profilu mejo med dvema stopnjama točno na litološki meji, n. pr. spodaj glina, zgoraj apnenec, potem je v 10 km oddaljenem profilu zgornjih 170 m gline časovni ekvivalent spodnjega dela apnenčevega oddelka v prvem profilu. Tudi za geološko, precej širokogrudno natančnost, to ni več tako malo.

Lep primer so rabeljske plasti v Julijskih Alpah, kot jih je opisal Diener (1884, str. 665—669 in 1920, str. 180—182). Na zahodni strani rabeljske doline je debela skladovnica plasti od ribjih skrilavcev tik nad rudonosnim apnencem in dolomitom do torskih plasti tik pod glavnim dolomitom. Proti vzhodu je čedalje manj rabeljskih plasti (sl. 2). Ribji skrilavec se zajeda v obliki jezikov v spodnji dolomitni masiv in se v njem izklinja. Na vzhodni strani rabeljske doline je torej zgornji del apnenodolomitnega masiva časovni ekvivalent spodnjega dela rabeljskih plasti na zahodni strani doline. Če ne bi bilo tega zajedanja, potem časovna ekvivalenca dela rabeljskih plasti in dela dolomitnega masiva ne bi bila tako jasna. Pogosto so pa litološke meje med sedimenti monotone brez jezikov, ki bi se medsebojno prepletali. Zaradi tega tudi časovna transgresija teh mej ni tako jasna. Tudi na zgornji meji se rabeljske plasti

zajedajo z manjšimi jeziki v glavni dolomit (Diener, 1884, str. 667 in 1925, str. 182).

V vzhodnih Julijskih Alpah rabeljskih plasti ni. V Trenti leži dachsteinski apnenec neposredno na dolomitu. Znakov transgresije, ki bi uničila prej obstoječe rabeljske plasti, ni. Tu je nadomestil dolomit vse rabeljske plasti (Gortani, Selli, Colbertaldo), ali pa morda samo spodnji del rabeljskih plasti, njihov zgornji del pa je nadomestil



2. sl. Stratigrafski profil zgornje triade od Rablja do Trente
Vertikalno merilo približno 1:20.000

spodnji del dachsteinskega apnenca. Nad rabeljskimi plastmi je pri Rablju glavni dolomit. Tudi ta se proti vzhodu tanjša in blizu konca rabeljskih plasti izklini. Nadomešča ga z zgornje strani dachsteinski apnenec.

Meje med litološko različnimi deli sedimentne skladovnice so pa povečini edine meje, ki jih na terenu kartiramo. Ker te meje niso izohrone, tudi enote, ki jih kartiramo, niso kronolitološke stopnje. Zahteva, ki jo postavlja predlog standarda osnovne geološke karte Jugoslavije, da delimo sedimente pri kartiranju v stopnje, torej ni pravilna.

Po drugi strani pa je eden glavnih ciljev stratigrafskih preiskav čim točnejša časovna korelacija. Le če bomo poznali pravilno časovno zaporedje skladov, bomo lahko razvozlati zapleteno zgodovino zemlje. Zato nam je potrebna v geologiji tudi časovna lestvica oz. kronološke in kronolitološke enote. Žal je precej težko ugotoviti, ali sta dva geološka dogodka istočasna. Čim bolj sta dva kraja oddaljena, tem težje je to ugotoviti.

viti. Še vedno je najboljša paleontološka metoda. Vendar tudi po tej natančnost časovne korelacije ni tolikšna, kot po navadi mislimo. Večina živalskih vrst je živela dlje kot eno dobo (čas, ki ustreza eni stopnji). Zato je tudi na podlagi nekaj maloštevilnih fosilnih ostankov težko uvrstiti neke sedimente točno v eno ali drugo stopnjo. Žal so geologi pogosto primorani, da določujejo starost sedimentov s slabo ohranjenimi fosili. Zato je seveda nevarnost, da napačno določijo fosile in s tem starost sedimentov, še večja. Druga napaka, ki jo pogosto napravimo, je ta, da starost tiste plasti, v kateri smo odkrili fosile in jih preiskali, raztegnemo brez pomislov na višje in nižje ležeče plasti, ki so petrografsko podobno sestavljene. Vendar pogosto lahko petrografsko več ali manj homogen del sedimentne skladovnice obsega več kot eno stopnjo. Nahajališča dobro ohranjenih fosilov so pa tudi mnogo prerodka, da bi z njihovo pomočjo lahko točno določevali starost meje med dvema enotama, ker zelo redko dobimo tik pod mejo in tik nad njo dobro določljive karakteristične fosile. Tako imamo psevdofiljske plasti po nekaterih amonitih in školjkah, ki so jih našli v apnenih vložkih v teh plasteh pri Celju, Trbovljah in Zagorju, povečini za ekvivalent wengenskih plasti. Na psevdofiljskih plasteh pa leži neposredno dachsteinski apnenec (K ü h n e l, 1933, str. 98, sl. 10 in str. 100, sl. 15). Zato je možno, da obsegajo psevdofiljske plasti poleg ekvivalentov wengenskih plasti tudi še ekvivalente kasijskih in verjetno tudi rabeljskih plasti, kolikor ni že spodnji del dachsteinskega apnenca ekvivalent rabeljskih plasti.

Kljub tej majhni natančnosti je časovna korelacija glavni kriterij pri primerjavi sedimentov z različnih delov zemlje. Potrebna je torej dvojna stratigrafska delitev, enkrat po litologiji (litološke enote) in drugič po času (kronološke in kronolitološke enote). Litološke enote so objektivne enote, ki jih v naravi opazujemo, kronolitološke enote (stopnje itd.) so pa le nekake časovne koordinate, ki jih je pa žal pogosto le težko točno določiti. Geološko kartiranje stopenj bi bilo nekaj takega kot risanje praznih diagramov, t. j. samo koordinatnih črt brez diagrama.

Pogosto že uporabljamo dvojno razdelitev istih plasti, enkrat z imeni stopenj, drugič z lokalnimi nazivi, ki v večini primerov obsegajo že litološko več ali manj točno karakterizirane oddelke. Vendar v Evropi nimamo nikjer dosledne dvojne razdelitve vseh sistemov. Tako razdelitev imamo pri nas n. pr. v triadi. Po eni strani imamo stopnje skitska, anizična itd., po drugi strani pa werfenske plasti, školjkoviti apnenec itd. Le redkokdaj pa poudarjamo bistveno razliko med obema načinoma delitve. Pogosto imamo izraza skitska stopnja in werfenske plasti za istovetna, vsoto buchensteinskih, wengenskih in kasijskih plasti za lađinsko stopnjo, rabeljske plasti za istovetne s karnijsko stopnjo. Za rabeljske plasti je že D i e n e r (primerjaj zgoraj str. 239) pokazal, da to ni prav. Stopnja obsega povsod isto časovno razdobje, formacije, kot so werfenske, wengenske, rabeljske in druge, pa predstavljajo na različnih mestih različno obdobje.

Za ostale sisteme pri nas nimamo take dosledne dvojne delitve. V juri govorimo po navadi kar o liadnih apnencih, o litiotskih apnencih, o titonu in podobno. Le sem in tja imamo tudi lokalna imena, n. pr. zalološki

skrilavec. V kredi je podobno, v terciaru smo pa spet bolj bogati z lokalnimi imeni (kozinske plasti, gornjegrajski skladi, soteški skladi, govški pesek in peščenjak itd.).

V Ameriki je že leta 1894 Williams zahteval dosledno dvojno delitev. Trdil je, da litološke meje niso obcnem časovne meje in je zato zahteval, naj se stratigrafska skladovnica razdeli na številne lokalne enote ne oziraje se na njihovo časovno uvrstitev. Poleg tega naj se postavijo maloštevilne večje, a povsod veljavne časovne enote, ki so neodvisne od litoloških enot na terenu (cf. Dunbar and Rodgers, 1957, str. 291). Žal so kasneje opustili to prakso in je še ameriški stratigrafski kodeks leta 1933 predvideval strog paralelizem med litološkimi in časovnimi enotami navzdol do najnižjih kategorij (ibidem, str. 292). Šele Schenk in Muller sta leta 1941 spet postavila zahtevo po dosledni dvojni razdelitvi stratigrafske skladovnice. Osnovno litološko enoto sta imenovala formacija. Tu je formacija nekaj drugega kot ono, kar je označil geološki kongres v Bologni kot formacijo. Po tej, novi definiciji tega izraza, pomeni formacija lokalne enote kot so werfenske plasti, rabeljske plasti, dachsteinski apnenec, litvanski apnenec, psevdoziljske plasti itd.

Dosledno dvojno razdelitev so do danes izpeljali samo v Ameriki. Poleg formacije so uvedli še večje in manjše litološke enote, ki pa niso obvezne. Več podobnih formacij, ki se stikajo med seboj, lahko združimo v skupino (group). Posamezne karakteristične dele ene formacije lahko ločimo kot poseben člen. Ena formacija se lahko zajeda v obliki jezikov v sosednje formacije. Včasih je potrebno, da izločimo tudi posamezno plast in jo posebej imenujemo (n. pr. plast premoga). Shema stratigrafskega sistema je po predlogu Schenk in Mullerja (1941) takale:

Kronološke enote	Kronolitološke enote	Litološke enote
Era	—	
Period	System	
Epoch	Series	
Age	Stage	
	Zone	
		Group Formation Member Bed

S tem, da pišemo imena litoloških enot povprek, poudarjamo, da meje med temi enotami niso vzporedne z mejami kronolitoloških enot.

V novejšem času tudi nekateri geologi v Evropi zahtevajo dosledno dvojno razdelitev (Horusitzky, 1955, str. 110). Nasprotno pa zahtevajo drugi, da se lokalna imena opuste in uporabljajo le imena stopenj (n. pr. Hagn, 1952, str. 82). Ker pa enote, ki jih lahko kartiramo, niso kronološke, mislimo, da je treba deliti sedimente dosledno enkrat kronološko in drugič litološko.

Potrebno je, da poiščemo za poimenovanje posameznih stratigrafskih kategorij še primerne slovenske izraze. Pri tem smo se držali načela, da naj bodo strokovni izrazi po možnosti mednarodni, in zato predlagamo, kjer to dopušča slovenski pravopis, tuje izraze, ki jih ima ameriški

predlog stratigrafske sheme. Spremenili smo le ero v vek in agc v dobo. Naš predlog je torej naslednji:

Kronološke enote	Kronolitološke enote	Litološke enote
vek	—	
perioda	sistem	
epoha	serija	
doba	stopnja	
		skupina
		formacija
		člen, jezik
		plast, sloj

Po tem predlogu naj bi tudi pri nas definirali, kaj naj pomenijo v geologiji izrazi serija, doba i. dr., ki so jih do sedaj uporabljali geologi nedosledno za različne pojme. Izraz oddelek, ki smo ga doslej pogosto uporabljali za serijo, lahko uporabljamo nedoločno za enote, ki jih nočemo uvrstiti v nobeno kategorijo.

V ZDA skuša sedaj ameriška komisija za stratigrafsko nomenklaturu izdelati pravila, ki bi bila za stratigrafijo nekaj podobnega, kot so mednarodna pravila za zoološko in paleontološko nomenklaturu za zoološko sistematiko (American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1952, 1956, 1957). Poleg omenjenih enot skuša ta komisija uvesti še posebne biostratigrafske enote in definirati pojme cona, bioconna i. dr. Tukaj o teh pojmih zaenkrat še ne bomo razpravljali. Podajamo pa še nekaj dopolnilnih definicij, ki naj točneje precizirajo rabo nekaterih predloženih izrazov. Pri tem se naslanjamo v glavnem na poročila ameriške komisije za stratigrafsko nomenklaturu.

Formacija. Formacije so osnovne litostratigrafske enote in glavne enote, s katerimi opisujemo geologijo neke pokrajine. Meje, ki jih kartiramo v sedimentih, so meje med formacijami in ne meje med stopnjami. Vso skladovnico sedimentov moramo obvezno razdeliti v formacije. Kot eno formacijo izločimo večinoma del stratigrafske skladovnice, katerega plasti kažejo med seboj neko litološko sorodnost in ga po tem že lahko na terenu spoznamo. Formacija je zato tudi naravna genetska enota. Petrografska sorodnost plasti pomeni namreč trajanje podobnih sedimentacijskih pogojev ves čas usedanja skladov tiste formacije. Ker je formacija genetska enota, ne sme vsebovati večjih diskordanc kot n. pr. velikotrnški skladi, ki so delno srednja triada in delno scaglia (Žleb-nik, 1958, str. 79). Kjer so prej prezrli take diskordance, je treba pri reviziji razdeliti formacijo na dve formaciji.

Meje med formacijami so povečini precej ostre. Včasih pa je meja postopna ali zabrisana s tem, da se na meji menjavajo plasti, ki so delno podobne zgornji, delno pa spodnji formaciji. Kam bomo prištevali prehodne plasti, to je stvar dogovora. V primerih, kjer imamo na meji menjavo petrografske različnih plasti, kot n. pr. na meji med rabeljskimi plastmi in glavnim dolomitom pri Rablju in na Notranjskem ali na meji med permskim dolomitom in werfenskimi plastmi v kokrški dolini

(Teller, 1898, str. 47), bomo povečini prištevali prehodne plasti k tisti formaciji, ki je petrografsko bolj pestra. Tako bomo n. pr. prehodne plasti med rabeljsko formacijo in glavnim dolomitom prištevali še k rabeljskim plastem, ker so te petrografsko mnogo bolj pestre kot glavni dolomit, prehodne plasti med permskim dolomitom in werfenskim plastmi pa k werfenu.

Isto formacijo lahko zasledujemo le na omejenem geografskem področju. Izven njega se izklinja (kot n. pr. rabeljske plasti v vzhodnih Julijskih Alpah) ali pa postopno prehaja v litološko drugačno formacijo (kot n. pr. psevdofiljske plasti v normalne wengenske plasti). Če se v večji oddaljenosti od geografskega področja določene formacije pojavlja spet litološko podobna in približno enako stara formacija, je bolje, da jo imenujemo z drugim imenom. Le tvorbe, ki so se že prvotno sedimentirale kot enotno telo, tvorijo eno formacijo. Kasneje so jo lahko prekrile mlajše formacije in je bila razkosana s prelomi in erozijo, vendar skoraj vedno lahko še dokažemo, da so danes ločeni deli formacije pokrivali prvotno sklenjeno področje. Le izjemoma lahko imenujemo z imenom ene formacije tudi dele, ki že prvotno niso imeli zveze med seboj, in to le takrat, če razdalja med posameznimi deli ni zelo velika (ne več kot nekaj kilometrov ali kvečjemu nekaj 10 km). Tako imenujemo pri nas skrilavo peščene plasti v spodnjem delu zgornje triade na zahodni in vzhodni strani Julijskih Alp z istim imenom rabeljske plasti, čeprav v vmesnem področju ni takih plasti. Nadalje imenujemo bioherme nulipornih apnencev v miocenu vzhodne Slovenije z istim imenom litvanski apnec, čeprav so te bioherme že od vsega začetka nastale v obliki ločenih podvodnih grebenov, med katerimi se je istočasno sedimentiral drugačen material. Če pa je poimenovanje naših bioherm v Sloveniji z imenom, ki je bilo prvotno postavljeno za miocenske bioherme dunajske kotline, upravičeno, je treba šele dokazati. V nekaterih naših »litvanskih« apnencih v okolici Kolovrata in Orleka pri Zagorju se nahajajo še lepidocikline, ki dokazujejo, da so znatno starejši od tipičnih litvanskih apnencev v dunajski kotlini in da zato zanje ime litvanski apnec ni pravilno.

Zahteve po petrografski homogenosti formacije ne smemo pretiravati. Formacija naj ima po pravilu tolikšno debelino, da se dá na kartah v merilu 1:10.000 do 1:50.000 še lepo risati. V horizontalni smeri jih lahko zasledujemo na razdaljo nekaj 10 km do nekaj 100 km. Enote manjšega obsega bomo pridružili povečini kot člene eni izmed sosednjih formacij.

Vsaka formacija naj ima svoj tipus (standardni profil) s točno opisano geografsko lego, najbolje v bližini kraja, katerega ime nosi. Nadalje mora definicija formacije vsebovati čim točnejšo petrografsko karakteristiko tipičnega profila, po možnosti variacije v sosednjih profilih, čim točnejšo paleontološko karakteristiko, točen opis mej napram sosednjim formacijam in njen približen geografski obseg.

Ime formacije izberemo najbolje po večjem kraju, gori ali drugem znanem geografskem imenu, v bližini katerega je formacija tipično razvita. Po pravilu kombiniramo potem ime kraja v pridevniški obliki z litološko

označbo v ednini, ne v množini, kot pogosto delamo, n. pr. škofjeloški ploščati apnenec, laški lapor, dachsteinski apnenec itd. Če je petrografska sestava formacije zelo pestra, lahko dodajamo namesto litološke karakteristike besedo formacija, plasti ali skladi, n. pr. rabeljska formacija, rabeljske plasti ali rabeljski skladi.

Imena po fosilnih ostankih, kot so krinoidni, rudistni, foraminiferni apnenci itd. označujejo lahko petrografsko sestavo formacije, niso pa uporabna kot stratigrafska imena. Pogosto označujemo n. pr. zgornje kredne apnenec kot rudistne, čeprav na mnogih mestih v njih ni sledov rudistov. Tudi ime foraminiferni apnenci ni uporabno, ker imamo take apnenec pri nas od paleozoika do terciara.

Kako potrebna je točnejša definicija vsake formacije, kažejo primeri, ko so razni avtorji prvotni obseg neke formacije raztegnili s tem, da so vključili pod istim imenom še sosednje, petrografsko podobne formacije, ali so ga skrčili s tem, da so iz prvotnega obsega formacije izločili posamezne dele kot samostojne formacije. Oboje je včasih upravičeno. Zaradi tega je v teh dvomljivih primerih potrebno dodati za imenom formacije še ime avtorja, čigar mnenju o vsebini formacije se pridružujemo. Tako n. pr. pomenijo psevdofiljski skladi v prvotnem pomenu, ki jim ga je dal Teller (1889, str. 210) samo srednjetriadne skrilavo peščene plasti z apnenčevimi vložki v Posavskih gubah. Podobne sklade na južnem in vzhodnem vznožju Kamniških planin je imenoval Teller šenturške sklade (Schichten von Ulrichsberg und Dobrol) (1898, str. 82) ter jih smatral za ekvivalent rabeljskih plasti. Kossmat je raztegnil kasneje (1913) pojem psevdofiljskih skladov na vse petrografsko podobne srednjetriadne plasti od Tolmina do Celja, torej je vključil pod tem imenom tudi amfiklinske sklade baške grape in okolice Cerknega, del »staropaleozojskih« skladov okolice Blegaša in Dražgoš ter šenturške sklade (Kossmat, 1913, str. 71, 72 in tabla IV). Rakovec pa daje psevdofiljskim skladom spet manjši obseg (Rakovec, 1950). Po njegovem mnenju ne smemo vključiti pod ta pojem amfiklinskih skladov in skladov okoli Blegaša in Dražgoš. Torej se pojmi »psevdofiljski skladi, Teller, 1889«, »psevdofiljski skladi, Kossmat, 1913«, in »psevdofiljski skladi, Rakovec, 1950« razlikujejo.

Več podobnih formacij, ki se med seboj stikajo, lahko združimo v večjo enoto — skupino. Če so v neki formaciji manjši deli, ki jih lahko ločimo od ostalih delov formacije, jih imenujemo člene. Lahko jim damo kako posebno lokalno ime ali jih imenujemo po kakšni značilni lastnosti (n. pr. megalodontni apnenci rabeljske formacije). Pri tem pa ni potrebno, da vso formacijo razdelimo na člene, temveč kot take izločimo le posamezne karakteristične dele. Dele, ki se klinasto zajedajo v sosednje formacije, imenujemo jezike. Tudi ti lahko dobijo svoja posebna imena, če so dovolj veliki. V posebno važnih primerih lahko dobijo tudi posamezne plasti svoja imena ali drugačne označbe, n. pr. plasti premoga ali naftonosnih peskov (n. pr. 1., 2. itd. petišovski pesek v spodnjem pliocenu pri Lendavi).

Med vsemi kategorijami litoloških enot je obvezna samo formacija, medtem ko ostale imenujemo le, če se nam zdi to potrebno.

Stopnja in doba. Doba je osnovna enota geološkega časa, stopnja pa so sedimenti, ki so se usedli v času ene dobe. Pojem stopnje je uvedel že d'Orbigny, ki je pri opisovanju jurskih plasti v Franciji razdelil jurski sistem v več oddelkov. Prvotno so bile to lokalne enote, ki so bile tudi litološko karakterizirane, torej v današnjem pomenu formacije. Tu je pa obilica dobrih vodilnih fosilov dala možnost, da precej sigurno določimo časovno ekvivalenco sosednjih, litološko drugačnih plasti. Na te so potem raztegnili ime prvotno lokalnih oddelkov. S tem se je pa tudi razširil pojem prvotno lokalnih enot v stopnjo.

Podobno se je tudi pri nas pojem nekaterih prvotno litoloških enot razširjal skoraj v stopnjo. Školjkoviti apnenec je pomenil prvotno samo apnenčeve sklade v krovu werfenskih plasti. Kasneje se je pa ta izraz razširil tudi na petrografsko drugačne plasti nad werfenskimi skladi. Teller govori celo o skrilavo peščenem faciesu školjkovitega apnenca v Karavankah (Teller, 1903, str. 7, sl. 1). Ker pa imamo za ustrezno stopnjo že ime anizična stopnja, je bolje, da se imenu školjkoviti apnenec v pomenu stopnje izognemo in ga rabimo samo kot ime formacije, t. j. za apnenca, ki leže v vzhodnih Alpah nad werfenskimi plastmi. Se bolj kot pri školjkovitem apnencu se je razširil pojem pri wengenskih plasteh, tako da danes ni jasno, ali naj pomeni izraz wengen formacijo z več ali manj določeno petrografsko sestavo, ali stopnjo, oziroma podstopnjo ladinske stopnje.

Tudi za vsako stopnjo moramo imeti tipus (standard). Kot tak nam služi večinoma celoten profil ene formacije ali več formacij skupaj na kraju, kjer so tipično razvite. Tako je lahko tipus karnijske stopnje profil rabeljskih plasti pri Rablju na zahodni strani doline. Ne smemo pa potem pozabiti, da na drugem mestu obsegajo rabeljske plasti lahko manj ali več kot karnijsko stopnjo.

Imena stopenj izbiramo po krajih, kjer je ta stopnja tipično razvita (n. pr. torton po mestu Tortona v severni Italiji), še bolj pogosto pa po starih imenih krajev, pokrajin, ali po imenih starih plemen (vindobon, burdigal, akvitan ali skitska stopnja, sarmat i. dr.). Priporočljivo je, da imena stopenj niso današnja imena krajev, da ne bo zamenjave s formacijami. Kjer bi lahko prišlo do take zamenjave, je dobro, da dodamo vedno besedo stopnja. Če bi n. pr. kdo pojmoval wengen kot stopnjo, naj reče wengenska stopnja, če ga pojmuje kot formacijo, naj reče wengenski skladi ali formacija. Pri tem pa seveda wengenski skladi, razen pri Wengenu na Tirolskem, niso isto kot wengenska stopnja.

Ker je časovna korelacija do natančnosti stopnje na večjo razdaljo težavna, nimajo stopnje nikdar svetovne veljave, temveč večinoma samo na omejenem delu enega kontinenta (n. pr. v spodnjem miocenu burdigal oziroma helvet v večjem delu Evrope, a v severni Italiji langhiano).

Tipi zaporednih stopenj so povečini v raznih pokrajinah, ki so lahko zelo oddaljene med seboj. Pri takih stopnjah, katerih tipi niso eden nad drugim v isti pokrajini, nikdar ne moremo biti sigurni, da med dnom zgornje stopnje in med vrhom spodnje stopnje ni še neke časovne vrzeli ali pa da se stopnji delno ali celo večji del ne krijeta. N. pr. za katsko

in akvitànsko stopnjo so mnenja raznih avtorjev še danes deljena. Večina misli, da sta to dve zaporedni stopnji, ki si sledita točno ena nad drugo. Drugi pa mislijo, da sta to dve časovno ekvivalentni stopnji (n. pr. Oppenheim, 1913, str. 593, in Szöts, 1956, str. 216).

Priporočilo geološkega kongresa v Parizu leta 1900, da bi imena stopenj karakterizirali s posebnimi končnicami (v francoščini z -ien, v angleščini z -ian) se ni uveljavilo povsod. Pri nas pogosto uporabljamo analogno končnico -ij (lutecij itd.), vendar še bolj pogosto pišemo imena stopenj brez končnic (n. pr. senon, sarmat, panon itd.). Proti taki rabi brez končnic nimamo pomislekov, ker so imena stopenj povečini že taka imena, da ni mogoča zamenjava z drugačnimi enotami.

Definiciji višjih enot od dobe in stopnje ni treba posvečati toliko pažnje, ker so te enote vsote nekaj zaporednih dob oziroma stopenj. Med velikostjo stopnje in velikostjo serije ni ostre meje in smo zato včasih v dvomih, ali naj neko enoto označimo kot stopnjo ali kot serijo. Tako imamo jurske oddelke lias, dogger, malm za serije, triadne oddelke aniz, ladin itd. pa za stopnje, čeprav so približno enako velike. Le redki imajo tudi navedene triadne oddelke za serije. Vsak sistem delimo povečini na tri do pet serij, ki jih označujemo s posebnimi imeni ali kar enostavno kot spodnja, srednja in zgornja.

Periodo delimo na ustrezne epohe, ki jih imenujemo enako kot serije ali kar enostavno starejša ali zgodnja, srednja in mlajša ali pozna. Nekateri teh serij imajo že veljavo po vsej zemlji, kot n. pr. eocen, oligocen i. dr., večina pa je še vedno več ali manj geografsko omejena, vendar na znatno širši obseg kot stopnje oziroma dobe.

Imena period in sistemov so se že toliko udomačila med geologi, da se ne bodo več spreminjala, čeprav tudi pri teh visokih kategorijah ni enotnosti po vsem svetu. Tako imenujejo prvotni silur v Evropi danes ordovicij in gotlandij, v Ameriki pa ordovicij in silur. Karbon in perm sta pri francoskih geologih pogosto skupaj antrakolitik. Naš karbon dele ameriški geologi v mississippian in pennsylvanian.

Zaključek

Osnovne stratigrafske enote, ki jih uporabljamo pri opisovanju geologije določene pokrajine, niso nastale povsod v istem času. Zato je treba uvesti poleg časovne razdelitve sedimentov (kronološke in kronolitološke enote) še dosledno lokalne litološke enote, za katere predlagamo izraz formacija. Vse kartirane oddelke je treba označiti kot formacije in ne kot stopnje, kot zahteva predlog standarda osnovne geološke karte Jugoslavije.

Dosedanjo razdelitev sistemov pri nas je treba revidirati. Nadalje je treba točneje definirati, kaj naj že uporabljena lokalna imena pomenijo in še ne imenovane oddelke (formacije) poimenovati s primernimi imeni.

STRATIGRAPHISCHE SYSTEMATIK UND STRATIGRAPHISCHE NOMENKLATUR

Zusammenfassung

Sedimentäre Einheiten, die beim geologischen Kartieren im Gelände ausgeschieden werden, sind meistens lithologisch gut charakterisierbar. Am Beispiel der Raibler-Schichten in den Julischen Alpen wird gezeigt, daß solche Einheiten nicht überall dieselbe Zeitspanne darstellen und nur in einem begrenzten Gebiete vorkommen. Die Benennung solcher Einheiten mit Namen stratigraphischer Stufen ist also nicht richtig. Man muß neben chronologischen und chronolithologischen Einheiten, wie sie schon vom Kongress in Bologna 1881 vorgeschlagen wurden, überall noch besondere lithologische Einheiten einführen (Formation amerikanischer Geologen, Schenk und Müller, 1941). Chronolithologische Einheiten (Stufen usw.) sind nur eine Art Zeit-Koordinaten, auf die die objektiven lithologischen Einheiten bezogen werden.

Alle stratigraphischen Systeme (Trias usw.) müssen vollkommen in lithologische Einheiten aufgeteilt werden. Die Bedeutung schon jetzt gebrauchter lokaler Namen muß genauer präzisiert werden. Noch nicht benannte Einheiten müssen mit passenden Namen bezeichnet und genau definiert werden.

Literatura

American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1952, Report 2, — Nature, usage, and nomenclature of time-stratigraphic and geologic-time units. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 36, 1627—1638, Tulsa.

American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1956, Report 4, — Nature, usage, and nomenclature of rock-stratigraphic units, Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 40, 2003—2014, Tulsa.

American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1957, Report 5, — Nature, usage, and nomenclature of biostratigraphic units, Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 41, 1876—1889, Tulsa.

Cuvier, G., 1912, Discours sur les révolutions de la surface du globe, Paris.

Diener, C., 1884, Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen, Jb. geol. R. A. 34, 659—706, Wien.

Diener, C., 1925, Grundzüge der Biostratigraphie, Leipzig und Wien.

Dunbar, C. O. and Rodgers, J., 1957, Principles of Stratigraphy, New York.

Gortani, M., Selli, R., Colbertaldo, D., Carta Geologica delle tre Venezie, Tarvisio, 1:100.000.

Hagn, H. und Hölzl, O., 1952, Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums, Geologica Bavarica, 10, München.

Horusitzky, F., 1955, Geokronológiánk mai problémái, Földtani közlöny, 85/1, 106—121, Budapest.

Komisija za geološko karto pri Zvezi geoloških društev Jugoslavije, 1958, Predlog standarda osnovne geološke karte Jugoslavije, Sarajevo.

Kossmat, F., 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion, Mitt. geol. Ges. Wien, 6, 61—187, Wien.

Kühnel, W., 1933, Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik in Krain. Prirodoslovne razprave, 2, 61—111, Ljubljana.

Oppenheim, P., 1913, Bemerkungen zu W. Kranz: »Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin« und Diskussion verschiedener dort berührter Fragen, zumal der Stellung der Schio-Schichten und der Grenze zwischen Oligozän und Miozän, Ztschr. deutsch. geol. Ges., 35, 549—627, Stuttgart.

Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov, Geografski vestnik, 22, 1—24, Ljubljana.

Schenk, H. G. and Muller, S. W., 1941, Stratigraphic Terminology, Bull. Geol. Soc. America, 52, 1419—1426.

Szöts, E., 1956, La limite entre le paléogène et le néogène et le problème des étages chattien et aquitainien, Acta geol. acad. scient. hungaricae, 4/2, 209—217, Budapest.

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

Teller, F., 1898, Erläuterungen zur geologischen Karte... Eisenkappel und Kanker, Wien.

Teller, F., 1903, Exkursion in das Feistritztal bei Neumarkt in Oberkrain, IX. Internat. Geol. Cong. XI, 1—27, Wien.

Walther, J., 1927, Allgemeine Paläontologie, Berlin.

Zlebnik, L., 1958, Prispevki k stratigrafiji velikotrnskih skladov, Geologija 4, Ljubljana.

Sprejel uredniški odbor dne 1. februarja 1958.

STRATIGRAFSKI SLOVAR SLOVENIJE

Anton Ramovš

Uvod

Na slovenskem ozemlju imamo precej značilno razvitih skladov, za katere so raziskovalci uvedli posebne stratigrafske pojme. Opisi posameznih, na novo imenovanih plasti so razkropljeni v različnih razpravah povečini tujih geologov, ki so raziskovali pri nas v okviru Dunajskega geološkega zavoda. Objavljeni so bili v različnih revijah ali samostojnih delih v času od nekako srede minulega stoletja do konca prvih desetletij sedanjega stoletja. Zato je marsikdaj nemogoče priti do originalnih opisov, bodisi da je literatura težko dostopna ali da iskalec ne ve, kje povsod naj išče tak opis. Pri tem seveda ne mislimo samo na geologe, marveč tudi na druge strokovnjake, ki želijo dobiti geološke podatke.

Iz navedenega že razločno vidimo potrebo po stratigrafskem slovarju, v katerem bo bralec dobil originalne opise posameznih, pri nas značilnih skladov. Razen tega narekuje obdelavo tega gradiva tudi nujno potrebna revizija posameznih stratigrafskih imen; nekateri skladi vsebujejo po današnjem pojmovanju različno stare plasti in zato zanje ne moremo več obdržati prvotnega imena. Velikotrnski skladi n. pr. danes niso več ekvivalent rabeljskih plasti, marveč je njih večina zgornjekredne starosti, medtem ko so ostali iz jurske in triadne (wengenske) dobe.

Zato nameravamo pod naslovom Stratigrafski slovar Slovenije zbrati in kritično obdelati domače stratigrafske pojme in jih postopoma objavljati v pričujoči reviji. V tej številki obravnavamo naslednje stratigrafske pojme:

- Amfiklinski skladi
- Drnovski apnenci
- Krški skladi
- Psevdoziljski skladi
- Škofjeloški ploščasti apnenci z roženci
- Velikotrnski skladi
- Zalološki strešni skrilaenci
- Železnikarski apnenci in dolomiti.

Amfiklinski skladi

Stratigrafski pojem amfiklinski skladi je uvedel v geološko literaturo K o s s m a t za debelo serijo klastičnih kamenin v dolini Bače

(Geologie des Wocheiner Tunnels und der südlichen Anschlußlinie. — Denkschriften der Mathem.-Naturwiss. Klasse der Kais. Akad. der Wissenschaften, Wien, 1907, Bd. 82, 50—51).

Najbolj razširjeni so črni, močno zmečkani glinasti skrilavci z vložki sivih kremenovih peščenjakov, ki postanejo pri preperevanju rjavi. Peščenjaki vsebujejo pogosto vključke glinastih skrilavcev, sledove rastlin in razpršen pirit. Razen tega nahajamo konglomeratne plasti z apnenimi prodniki in prodniki felsitskega porfirja, vključke rjavosivih apnenih skladov, ki so pogosto gomoljasto-brečasti in jih prepletajo glinene žile. Pri preperevanju postanejo žile zaradi železa značilno rjavkastorumene.

K o s s m a t o v i diagnozi ni kaj dodati.

Amfiklinski skladi imajo največjo razprostranjenost v območju doline Bače in se vlečejo od tam proti Cerknem in Novakom. Med nje vključene apnence moremo ločiti v dva pasova. Severni, obsežnejši pas se vleče iz doline Koritnice čez Obloke proti jugovzhodu. Pri Jesenicah je prekinjen in se znova pokaže pri Orehku. Južni pas poteka od Grahovega v dolini Bače proti vzhodu tja do Bukovega.

K o s s m a t sprva ni mogel odločiti, ali ustreza ves kompleks amfiklinskih skladov kasijanskim apnencem in dolomitom, ali pa so med njimi zastopane tudi wengenske plasti. Po njegovem kasnejšem pojmovanju je možno, da segajo amfiklinski skladi še v rabeljski oddelek.

Na italijanski geološki karti lista Tolmin v merilu 1:100.000 iz leta 1937 (Carta Geologica delle tre Venczie) so označeni amfiklinski skladi baških hribov in naj bi bili potemtakem vsi iz karnijske stopnje. V isto stopnjo jih uvršča tudi Merla na geološki karti lista Idrija (1:100.000) iz leta 1940.

Bogatejša favna je bila najdena doslej le pri vasi Selo severno od Podmelca. Pripada naslednjim vrstam:

Cidaris dorsata Braun
Cidaris decorata Braun
Amphiclina amoena Bittner
Amphiclina aptera Bittner
Amphiclina sturii Bittner
Spirigera flexuosa Münster
Thecospira tyrolensis Loretz
Rhynchonella subacuta Los.
Trachyceras aon (po Sturu).

Kasneje nihče ni podrobneje proučeval amfiklinskih skladov.

Druga važnejša literatura: K o s s m a t, F., 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria, Wien, 46—50.

Drnovski apnenci

Stratigrafski pojem drnovski apnenci je uvedel v geološko literaturo K o s s m a t za apnence v okolici Drnove pri Cerknem (Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria, Wien, 1910, 46).

Drnovski apnenci so neskladoviti, skoraj beli, drobljivi apnenci, na katere se priključujejo brez ostre meje temni apnenci z ostanki morskega ježka iz vrste *Cidaris dorsata* Braun.

Svetli, masivni drnovski apnenci so razviti samo v okolici Drnove (hrib z viš. koto 1005 m severoseverovzhodno od Cerknega).

Drnovski apnenci po Kossmatu časovno ustrezajo kasijanskim apnencem in dolomitom na ozemlju Idrije in Soče. Po Merli to niso apnenci, marveč označuje tamkajšnje kamenine kot bele masivne dolomite ladinske starosti, ki bi mogli biti tudi iz karnijske stopnje (Carta Geologica delle tre Venezie, list Idria, 1:100.000, 1940). Kasneje se ni nihče več ukvarjal z drnovskimi apnenci.

Iz drnovskih apnencev doslej še ne poznamo značilnih fosilov.

Krški skladi

Stratigrafski pojem krški skladi je vpeljal v geološko literaturo Lipold in jih imenoval po kraju Krško (Bericht über die geologische Aufnahme in Unter-Krain im Jahre 1857. — Jb. Geol. R. A., 9, Wien, 1858, 270).

Apnenci so rdeči, sivi, rjavkasti, rumeni, vijolični. Vedno so svetle barve. Lomijo se školjkasto. Vsebujejo pogostne gomolje rdečega ali rjavega roženca, ki se pojavlja včasih tudi v plasteh, debelih od pol do ene col. Apnenci so plastoviti, in sicer ploščati. Posamezne plošče redko presežejo debelino treh col, medtem ko so večinoma debele od ene do dveh col.

Krški skladi sestojijo iz svetlih ploščastih apnencev s številnimi gomolji in polami rožencev. Redkeje se vključujejo med apnence z roženci laporni skrilavci. Pri Krškem so krški skladi debeli od 100 do 150 m.

Lipold glede njihove starosti ni prišel do zanesljive ugotovitve. Heritsch in Seidl (Das Erdbeben von Rann an der Save von 29. Jänner 1917. — Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, N. F. Nr. 55, Wien 1919, 89, tab. na strani 91) sta jih uvrstila v ladinsko stopnjo. Šuklje (Gurkfeldski i großdornski slojevi u Samoborskoj gori. — Vjesnik Hrv. drž. geol. zavoda i Hrv. drž. geol. muzeja, 2/3, Zagreb, 1944, 512) jim je pripisal wengensko starost. Po novejših raziskovanjih (Ramovš, O starosti »krških« skladov v okolici Krškega. — Geologija 4, Ljubljana 1958) so krški skladi deloma zgornjekredni, deloma pa wengenski.

V okolici Krškega so bile najdene na nekaj krajih globotrunkane, med katerimi je najpogostnejša vrsta *Globotruncana lapparenti* Brotzen. V apnenih brečah so fragmenti rudistov. V wengenskem delu krških skladov najdemo tufe in školjke iz rodu *Daonella*.

Krški skladi se pojavljajo skupaj z velikotrnskimi v Krškem hribovju.

Dosedanji krški skladi v okolici Krškega so deloma zgornjekredne in deloma ladinske starosti ter ne sestavljajo enotnega stratigrafskega člena. Zaradi tega moramo črtati krške sklade kot stratigrafski pojem, pač pa moremo do njihove podrobne obdelave uporabljati ime krški skladovni kompleks.

Nadaljnja važnejša literatura: Čubrilović, 1934, Prilog geologiji okoline Krškoga. — Vesnik Geol. instituta kr. Jugoslavije, 3/1, Beograd.

Psevdoziljski skladi

Stratigrafski pojem psevdoziljski skladi je uvedel v geološko literaturo Teller (*Daonella lommeli* in den Pseudo-Gailthalerschichten von Cilli. — Verh. Geol. R. A. 1889, 210) za sklade pri Celju, ki jih je imel Zollikofer za ziljske (karbonske). Teller je ugotovil, da so ekvivalentni wengenskim skladom v Južnih Tirolah.

Po Tellerju so to sivi skrilavci, ki rjastorumenno preperevajo in se koljejo v tanke plošče. Nad skrilavci ležijo temni tankoploščasti apneneci, ki sestavljajo verjetno samo mlajši apneni člen wengenskih skladov.

Psevdoziljski skladi sestavljajo poseben razvoj wengenskih skladov. V spodnjem delu prevladujejo temnosivi glinasti skrilavci, med katere se tu in tam vrivajo ploščasti, mestoma skrilavi apneneci. Podrejeno se pojavljajo kremenovi peščenjaki. Skrilavci prehajajo navzgor v ploščaste apnenec z roženci. Med psevdoziljskimi skladi nahajamo tudi kremenove keratofirje in tufe.

Psevdoziljski skladi so razviti v posavskih gubah, v Loških hribih in na vznožju Jelovice.

Na severnem vznožju Celjskega gradu najdena fosila amonit *Trachyceras julium* Mojs. in školjka *Daonella lommeli* Wissm. dokazujeta ladinsko starost nekdanjih ziljskih plasti.

Psevdoziljske sklade je v zadnjem času podrobno proučeval Rakovec v razpravi: O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov (Geogr. vestnik, 22, Ljubljana, 1950, 191—214).

Škofjeloški ploščasti apneneci z roženci

Stratigrafski pojem škofjeloški ploščasti apneneci z roženci je uvedel v geološko literaturo Kossmat in z njim označil ploščaste apnenec z roženci v okolici Škofje Loke (Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria, Wien, 1910, 32).

So sivi, razločno ploščasti apneneci z roženci. V spodnjem delu se menjavajo s skrilavci zgornjega školjkovitega apnenca.

Škofjeloški ploščasti apneneci z roženci tvorijo zgornji del psevdoziljskih skladov. Najdemo jih na ozemlju Šmarjetne gore pri Kranju in v okolici Škofje Loke.

Iz teh skladov doslej še ne poznamo značilnih fosilov.

Velikotrnski skladi

Stratigrafski pojem velikotrnski skladi je postavil v geološko literaturo Lipold in ga imenoval po kraju Veliki Trn zahodno od Krškega (Bericht über die geologische Aufnahme in Unter-Krain im Jahre 1857. — Jb. Geol. R. A. Wien 1858, 271).

Prevladujejo skrilavci in peščenjaki. Med skrilavci je največ apnenolapornih, ki prehajajo v goste apnene laporje s školjkastim lomom. Barva se pri skrilavcih prav tako spreminja, kot se pri krških skladih. Lahko so rjavosivi, črni, pepelnatosivi, vijolični, rumeni, rjavkasti in celo skoraj beli. Zelo drobnozrnati peščenjaki so rjavosivi in rjavkasti. Vsebujejo nekaj apnenca in zelo drobne bele lističe sljude. Skrilavci in peščenjaki se menjavajo med seboj in z apnenci, ki vsebujejo rožence. Med apnenci se pojavlja tudi peščen, včasih brečast apnenec, na katerega preperelem površju izstopajo posamezna apnenopeščena in kremenova zrna. Skrilavci in laporji so včasih marogasti in redko vsebujejo fukoide kot edine znane fosilne ostanke.

Velikotrnski skladi sestavljajo pretežno lapornopeščeno serijo kameenin. Sestoji večinoma iz apnenolapornih skrilavcev, ki prehajajo tudi v goste laporje. Skrilavci se menjavajo z drobnozrnatimi apnenimi peščenjaki, medtem ko se z obojimi menjavajo apnenci z roženci. Med slednjimi nahajamo peščen, včasih brečast apnenec.

Velikotrnski skladi so debeli do 100 m. Razviti so v Krškem hribovju in se pojavljajo vedno tam, kjer so krški skladi. Na Lipoldovi manskriptni karti jih najdemo tudi izven Krškega hribovja.

Glede starosti velikotrnskih skladov Lipold kljub precejšnjemu razglabljanju ni prišel do zanesljive ugotovitve. Po Sturu (Bemerkungen über die Geologie von Unter-Steiermark. — Jb. Geol. R. A. 14, Wien 1864, 441) naj bi bili ekvivalent rabeljskih plasti. — Heritsch in Seidl (Das Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. — Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, N. F. Nr. 55, Wien 1919, 99) pa sta jih uvrstila skupaj s Tellerjevimi »tu« plastmi na geološki karti lista Celje in Radeče v karnijsko stopnjo. Šuklje (Gurkfeldski i grobdornski slojevi u Samoborskoj gori. — Vjesnik Hrv. drž. geol. zavoda i Hrv. drž. geol. muzeja, 2/3, Zagreb 1944, 512) pa je trdil, da nedvomno pripadajo rabeljskim skladom. Po novejših ugotovitvah (Rammovš, Starost »velikotrnskih« skladov v okolici Velikega Trna. — Razprave Slov. akad. znan. umet., razr. IV, knj. 4, Ljubljana, v tisku) so velikotrnski skladi v okolici klasičnega najdišča zgornjekredne starosti. Med Lipoldovimi velikotrnskimi skladi pa se razen krednih pojavljajo gotovo tudi jurske in triadne (wengenske) plasti.

V okolici Velikega Trna so bile na več krajih najdene globotrunkane, med katerimi je najpogostnejša vrsta *Globotruncana lapparenti* Brotzen. V apnenih brečah, ki jih omenja kot sestavni del velikotrnskih skladov že Lipold, pa so bili najdeni fragmenti rudistov.

Dosedanji velikotrnski skladi so deloma zgornjekredne, deloma pa jurske in triadne starosti ter ne sestavljajo enotnega stratigrafskega člana. Zaradi tega moramo črtati stratigrafski pojem velikotrnski skladi, pač pa lahko uporabljamo do njihove podrobne stratigrafske razčlenitve ime velikotrnski skladovni kompleks.

Razen med tekstom omenjene literature je važnejša še razprava: Čubrilović, V., Prilog geologiji okoline Krškoga. — Vesnik Geol. instituta kr. Jugoslavije, 3/1, Beograd 1934.

Zalološki strešni skrilavci

Ime zalološki strešni skrilavci je dal *K o s s m a t* skrilavcem v okolici Zalega loga, severozahodno od Škofje Loke [Die paläozoischen Schichten der Umgebung von Eisern und Pölland (Krain). — Verh. Geol. R. A., Wien 1904, 88].

Karakterizirajo jih temnosivi, trdi glinasti skrilavci, ki prehajajo blizu meje z apnenci (železnikarski apnenci in dolomiti) v apnene skrilavce in ploščaste apnence. Skrilavci se krojijo v ravne, pogosto precej velike plošče.

Zalološki strešni skrilavci so temnosivi, drobno sljudnati glinasti skrilavci s podrejenimi polami temnih kremenastih skrilavcev. Dobro se koljejo. Ležijo konkordantno na železnikarskih apnencih. Ponekod vsebujejo manganovo rudo.

Strešne skrilavce so imeli prvotno za spodnjekarbonske (kulmske). Kasneje se je pokazalo, da so jurske starosti in jih danes uvrščamo med liadne sklade. V zgornjem delu Selške doline imajo ti skrilavci precejšnji obseg.

Doslej v zaloloških strešnih skrilavcih še niso našli značilnih fosilov.

Druga važnejša literatura: *K o s s m a t*, 1910, Dachschiefer von Salilog. — Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Wien, 17. *K o s s m a t*, 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61—165.

Železnikarski apnenci in dolomiti

Stratigrafski pojem železnikarski apnenci in dolomiti je uvedel v geološko literaturo *K o s s m a t* in jih imenoval po kraju Železniki, severozahodno od Škofje Loke (Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria, Wien 1910, 14).

Sivi do črni, pogosto nekoliko peščeni apnenci se menjavajo z zrnatimi dolomiti. V obojih so pogosto kremenasti vključki. Na spodnji meji se železnikarski apnenci in dolomiti menjavajo s peščenjaki, ki postajajo pri preperevanju rjavi, in s temnimi glinastimi skrilavci vrhnjega dela drobniške serije kamenin. Enako zvezo imajo ob svoji zgornji meji z zalološkimi strešnimi skrilavci.

Železnikarske apnence in dolomite je imel *K o s s m a t* prvotno za devonske. Kasneje je ugotovil, da so zgornjetriadne starosti. Kaže, da so debeli komaj 100 m, medtem ko imajo precejšnjo razprostranjenost v zgornjem delu Selške doline.

Iz teh skladov doslej ne poznamo značilnih fosilov.

Druga važnejša literatura: *K o s s m a t*, 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61—165.

Sprejel uredniški odbor 1. februarja 1958.

**POROČILO DIREKTORJA O DELU GEOLOŠKEGA ZAVODA
V LJUBLJANI ZA LETO 1955**

A. REGIONALNO GEOLOŠKO KARTIRANJE

1. list Koper in Trst. V spomladanskih mesecih je bilo kartirano ozemlje, ki ga omejuje na vzhodu črta Lokev—Podgorje, na severu Lokev—Lipica—Osp, na zahodu državna meja in morje, na jugu pa črta Portorož—Marezige—Zazid. S tem so zaključili terensko delo na listih Trst-1 in Trst-2. Preostale so le še priprave za tisk obeh kart in tolmača.

Doslej smo imeli za to območje Stachejevo manuskriptno geološko karto Sežana—Št. Peter v merilu 1 : 75.000 ter italijansko karto Trst v merilu 1 : 100.000, ki se je v glavnem opirala na Stachejeve podatke. Na novih specialkah smo kreda stratigrafsko razčlenili, kar na Stachejevi karti ni bilo izvedeno. Na italijanski karti je kreda sicer horizontirana, vendar sega ta karta le delno na območje našega lista Trst-2. Tudi eocen smo razdelili na stratigrafske stopnje. Poleg tega smo na novo razmejili kreda in terciar na zahodnem delu Čičarije.

Kreda je razvita izključno v obalnem grebenskem faciesu in vsebuje rudistno favno, na podlagi katere smo jo razčlenili na senon, turon in cenoman.

Eocen pa smo po mikropaleontoloških določitvah razdelili na:

- fliš — zgornji lutecij (zgornji del)
- bazalni konglomerat — zgornji lutecij
- numulitni apnenec — zgornji lutecij (spodnji del)
- alveolinsko numulitni apnenec — srednji lutecij
- alveolinski apnenec — ipreso-lutecij
- miliolidni apnenec — ipresij.

Kozinske apnenice smo zaenkrat posebej označili, vendar smo ugotovili, da pripadajo vsaj delno še h kredi, delno pa že eocenu.

Tektonika je precej komplicirana zlasti na vzhodnem delu lista Trst. Čičarija je bila narinjena na fliš Šavrinskega primorja; pri tem so se ustvarile številne luske, ki jih na terenu morfološko zaznamo kot stopnje. Te stopnje se vlečejo od Zazida proti Ospu.

B. EKONOMSKA GEOLOGIJA

Premog

Vzporedno z regionalnim kartiranjem Dolenjske in Slovenskega primorja je pričel zavod na tem ozemlju podrobneje preiskovati premogišča, ki so gospodarsko pomembna ter zanimiva zaradi sestave premoga in njegovega nastanka.

Krmelj—Šentjanž. Kartiranje in vrtanje v prejšnjih letih je pokazalo diskordanco med glinastimi plastmi s premogom ter više ležečimi litotamnjskimi apnenci in laporji. Mikrofavna je v glinastih premogovnih plasteh slabo ohranjena, zato je vprašanje njihove starosti še vedno odprto. V apnencih in laporjih pa je favna pogostna. Po mikrofavni pripadajo apneni in laporjati sedimenti zgornjemu tortonu. Med mikro- in makrofavno so oblike, značilne za prehodno obdobje med tortonom in sarmatom.

Kočevje. Vzporedno z geološkim kartiranjem premogovne kadunje je bilo izvedeno raziskovanje z globinskim vrtanjem in rudarskimi deli. Tak način raziskave je omogočil vzorčevanje na površini in v globini ter medsebojno primerjavo vzorcev, ki so bili preiskani kemično, petrografsko, mineraloško, mikropaleontološko in palinološko.

Dosedanje raziskave kažejo, da je kočevska kadunja tektonska udorina, nastala v srednjem ali mlajšem terciaru. Njena favna se razlikuje od pliocenske favne panonskega bazena in velenjske kadunje. V času nastajanja spodnjega premogovnega horizonta je bila kadunja mnogo večja kot danes; obstoji možnost, da je bila povezana s Kanižarico. Neposredno podlago terciarnih plasti tvori spodnjeturonski apnenec; niže sledijo cenomanski in jurski apnenec, glavni dolomit, werfenski in karbonski skrilavci in peščenjaki. Terciarne sklade sestavljajo konglomerat, peščenjak, lapor, gline in šest slojev premoga. Med četrtilim in petim slojem premoga leži plast tufskega peščenjaka, ki ima svoj izvor verjetno v andezitni magmi; zato bo treba ponovno proučiti starost premogovnih plasti v Kočevju. Del plasti, ki leži pod tufskim peščenjakom, je verjetno starejši, kot ga smatramo.

Premog je nastal iz iglavcev in listavcev, katerih medsebojno razmerje niha z globino, vendar glede tega ni opazovati posebne pravilnosti. Kvalitativno in delno kvantitativno so bili določeni ksilit, heterogena osnova, ki jo sestavlja rastlinski in humozni detrius z geli, rastlinska tkiva, fuzinit, rezinit, sklerotinit in jalovinski različki.

V premogišču imamo dva facialna različka, ki smo ju označili kot temni medli premog in trakasti premog. Redki vključki fuzita so vezani izključno na trakasti premog, ki pripada drevesni frakciji mešanega značaja s sorazmerno večjo udeležbo iglavcev. Najbrž pripada tudi temni premog drevesni frakciji, vendar stopajo iglavci v njem v ozadje. Verjetneje pa tvori temni premog prehodni tip v nizek močvirni facies. Poleg sestava podpirajo to domnevo zlasti visok odstotek dušika in piritnega žvepla, ter izrazito gelast značaj substance, kar kaže, da je temni premog nastajal v reduktivnem okolju v globljih delih šotišča, pod mokrimi

anaerobnimi pogoji. Visoka udeležba dušika kaže na povečano delovanje organizmov. Sestav premoga kaže na oscilacije vodne gladine v šotišču.

Z mineraloškim preiskavami terciarnih sedimentov so bili najdeni turmalin, cirkon, rutil, epidot, klorit, biotit, muskovit, sfalerit, piroksen, amfibol, staurolit, apatit, cojzit, sfen in karbonati ter neprozorni težki minerali pirit, ilmenit, limonit, hematit, cinabarit in verjetno galenit. Lahko frakcijo pa zastopajo rastlinski ostanki, kremen in glinenci.

Ker so v sedimentih zastopani predvsem stabilni težki minerali in še ti pretežno zaobljeni in deformirani, sklepamo, da je prihajal material iz večkrat presedimentiranih kamenin mezozojskih in paleozojskih skladov, ki tvorijo podlago in obrobje terciarne kadunje.

Od kovin nastopajo v premogu med drugimi mangan, krom, nikelj, titan, vanadij in molibden.

Na podlagi vseh navedenih raziskav lahko trdimo, da je premogovnik Kočevje prvi v Sloveniji sistematično raziskan. Za rudnik je posebno pomembno, da so raziskave omogočile podroben izračun zaloga premoga ter izdelavo projekta za odkopavanje četrtega sloja, o katerem prej niso imeli pravih podatkov.

Kanižarica. Pregledno je bila kartirana širša okolica Črnomlja s posebnim ozirom na tektoniko in obstoj novih terciarnih kadunj. Črnomeljska kredna plošča se je ugreznila ob žužemberškem prelomu, ki poteka ob vzhodnem pobočju Roga, mimo Črnomlja proti Vinici in še dalje na jugovzhod. Na severu sega ta plošča do preloma Semič—Metlika—Sv. Nedelja, ki jo loči od Gorjancev. Žužemberški prelom je posebno izrazit med Hrastom in Vinico, kjer loči spodnjekredni dolomit od zgornjekrednega apnenca.

Sledovc premoga nahajamo razen v podaljšku glavne kanižarske kadunje proti jugovzhodu pri Mali Lahinji tudi na območju Metlike. V Bubnjarskem brodu na desnem bregu Kolpe je v vodnjaku Petrušiča Antona naslednji profil:

0,00—2,50 m	rdeča glina
2,50—4,50 m	lignit
4,50—5,50 m	siva glina z makro- in mikrofavno; zgornji sarmat
5,50—6,50 m	premogast skrilavec

Z ročno vrtino je bil najden premog tudi 15 m severno od vodnjaka.

V premogovniku v Kanižarici smo vzeli orientacijske vzorce za laboratorijske preiskave premoga. Podrobno vzorčevanje pa naj bi se izvedlo v naslednjem letu.

Vremski Britof. V ponovno odprtem premogišču smo proučili geološke razmere zaradi usmerjanja nadaljnjih raziskovanj z rudarskimi deli in globinskim vrtanjem. Podrobno smo kartirali in vzorčevali vsa dostopna jamska dela, zlasti osušeno jamo Jadran IV. ter površino neposredne okolice. Rudnik je raziskoval na II. in III. obzorju, Geološki zavod pa je izvrtal tri vrtine neposredno vzhodno od rudniškega obrata. Ker so premogovi sloji nestalni, je raziskovalno delo zelo otežkočeno. Na nekaterih mestih je premog odnesla podzemna kraška voda. Najdena je bila zanimiva razlika v geološki zgradbi v primeri s Sečovljami. Med-

tem ko je v Sečovljah med kredno in paleocenom breča, ki kaže na diskordanco, so plasti v Vremskem Britofu konkordantne in smo tu razdelili premogovno scrijo v kredni in terciarni del, točne meje pa zaenkrat ni bilo možno potegniti.

Podrobno smo proučili tudi pogoje nastanka kraškega premoga, favno in floro, petrografski in kemični sestav premoga in prikamenine s posebnim ozirom na vsebino kovin.

Sečovlje. Za primerjavo v Vremskem Britofu smo podrobneje proučili geološke razmere, nastanek premoga in njegov sestav tudi v Sečovljah. Premog leži tu v erozijski in tektonski diskordanci neposredno na krednem apnencu. Sladkovodne kozinske plasti s premogom imajo v Sečovljah le majhno debelino; mestoma je morski facies transgrediral neposredno na kredno.

V območju Izole smo preiskovali severno krilo sečoveljske kadunje z dvema vrtinama, ki sta pokazali le sledove premoga. V jedrih iz 2. vrtine pa smo našli neposredno pod flišem tudi sledove mehkih rumenih bitumenov z značilnim vonjem. Niže, vse do kozinskih sapropelnih apnenecv pa je bil porušen apnenec po razpokah impregniran z asfaltom.

Velenje. V okviru preiskav geomehanskih lastnosti velenjske krovnine sta bili izvrtani dve vrtini, št. 35 in 36.

Vrtina št. 35 leži v vzhodnem delu pliocenske kadunje, 850 m NNE od Novega jaška in je globoka 385,5 m. Od tega odpade 226 m na krovnino, 110 m na premogov sloj, 29,5 m na bituminozno premogasto talnino in okrog 20 m na sivo talninsko glino.

Vrtina št. 36 leži v sredini Šaleške doline, okrog 1100 m severno od Novega jaška in je globoka 595,15 m. Od tega odpade 371,1 m na krovnino, okrog 93 m na premog in okrog 131 m na talnino. Na petrografski sestav krovnine kaže že odstotek dobljenega jedra, ki znaša v vrtini št. 35 84 %, v vrtini št. 36 pa 59,5 %. V vrtini št. 35 prevladuje siva glina, mestoma finopeščena in v spodnjem delu vedno bolj lapornata, v vrtini št. 36 pa so med plastmi gline pole in tudi debelejšje plasti drobno- in srednjezrnatega peska, kar se odraža v manjšem odstotku dobljenega jedra.

Vodopropustnost smo merili neposredno v vrtini, pa tudi laboratorijsko, vendar za laboratorijske določitve v peščenih delih ni bilo možno vzeti vzorcev. Geomehanske lastnosti jeder je preiskal Zavod za raziskavo materiala in konstrukcij.

Podatki vrtine št. 35 so sorazmerno ugodni in kažejo na podoben sestav krovnine, kakršen je v odkopanem delu kadunje. Manj ugodni pa so rezultati vrtine št. 36. Vendar je treba pri tem upoštevati veliko debelino krovninskih plasti, kar razmere znatno izboljšuje, razen v primeru, če so peščeni horizonti vodonosni.

Za končno presojo razmer so potrebne še nadaljnje preiskave.

Ostala nahajališča. Zastopnik zavoda je sodeloval pri komisijskih ogledih manjših rudarskih raziskovalnih del v oligocenskih skladih severozahodno od Rečice ob Savinji nad kmetijo Operčan, Poljane št. 28, in v miocenskih plasteh ob vznožju prvih pohorskih vzpetin nad Šmartnim pri Slovenjem Gradcu.

Nafta

1. Geološko kartiranje. Oddelek za regionalno geologijo je kartiral severozahodno Prekmurje. Ozemlje omejuje na zahodu in severu jugoslovanska državna meja, na jugu ravnica ob Muri, na vzhodu pa črta Martjanci, Sebeborci, Čepinci. Površina preiskanega ozemlja znaša 250 km². Geološko karto so izdelali v merilu 1:25,000.

Podrobno so razdelili sarmat in pliocen. V sarmatu se najde mnogo mikro- in makrofavne. Na podlagi te favne so kartografsko ločili zgornji sarmat od spodnjega in srednjega, ki se nista dala medsebojno povsod ločiti. Zgornji sarmat je s fosili v Prekmurju mnogo bogatejši od srednjega in spodnjega sarmata. Od školjk nastopajo razne vrste rodu *Cardium*, dalje *Ervilia podolica* Eichw. in *Ervilia pusilla* Phil. Od polžev pa je največ vrst iz rodu *Cerithium*, *Trochus*, *Valvata*, *Calliostoma* in *Hydrobia*. Od mikrofavne je treba omeniti predvsem številne vrste rodu *Elphidium* (*aculeatum*, *crispum*, *antoninum*, *obtusum*, *flexuosum* in druge), dalje vrste *Rotalia beccarii* L., *Nonion granosum* d'Orb. in *Unio punctatum* d'Orb. V spodnjem in srednjem sarmatu ni tipične favne, značilno pa je, da manjkajo oblike, ki vedno nastopajo v zgornjem sarmatu.

V pliocenu je favna zelo revna. To je razumljivo, ker so postajali sedimenti vedno bolj sladkovodni in so v zgornjem delu pliocena izključno rečni. V panonu so se ohranili od makrofavne predvsem maloštevilni primerki vrste *Congeria partschi*. Našli so se še ostanki lupine vrst *Origoceras* cf. *fuchsi* Kittl. in *Limnocardia* sp. div. Od mikrofavne so bile določene vrste *Cyprideis obesa* Reuss., *Herpetocypris obscissa* Reuss., *Lineocypris reticulata* Meies in *Lineocypris fahrioni* Papp.

Nad panonskimi sedimenti leže le debele plasti peska, proda in glin, ki pripadajo horizontu *Unio wetzleri*, dakijskim in postdakijskim prodom.

Raziskani so bili tudi paleozojski, filitom podobni skrilavci pri Sotini in kamenine bazaltnega vulkanizma pri Gradu. Filitom podobni skrilavci so metamorfozirani glinasti skrilavci in apnenci, ki so se spremenili v filit in kloritni skrilavec, marmor, silikatni marmor, grafitni kvarcit, črn kremenov skrilavec in kremen. Vmes so karbonatne in aplitne žile.

Kamenine bazaltnega vulkanizma so tufi, ki so nastali med spodnjim in srednjim pliocenom. Središče vulkanizma je bilo pri Gleichenbergu. Pri Gradu je bila tedaj le obrobna plinska erupcija.

Z vrstinami je bil ugotovljen pod sarmatom v Prekmurju tudi torton, ki kaže znake nafte in plina v okolici Bogojine. Na površini se torton v Prekmurju nikjer ne pokaže. Tudi amfibolit in gnajs, ki so ju našli na dnu filovskih vrtin, nista bila najdena nikjer na površini, iz česar sklepamo, da tvorijo podlago terciaru v severozahodnem delu Prekmurja le filitom podobni skrilavci, medtem ko so jugovzhodno od tod v okolici Filovec z vrstinami dokazani blestniki in amfiboliti. Kje poteka meja med obema vrstama kamenin, še ni ugotovljeno.

2. Geofizikalno merjenje. Geofizikalni oddelek je gravimetrično in geomagnetno izmeril severozahodni in južni del Prekmurja. Ob uporabi vseh dosedanjih meritev, ki so jih v minulih letih izvajale razne geofizi-

kalne skupine, je izdelal enotno gravimetrično karto za celo Prekmurje in okolico Kapele v Slovenskih goricah. Isto ozemlje obsega tudi karta magnetnih anomalij, na kateri pa je izpadla površina 7 km² petišovskega polja, kjer zaradi vrtalnih naprav ni bilo mogoče meriti. Površina v letu 1955 izmerjenega ozemlja znaša 750 km².

Gravimetrično mrežo za detajlno merjenje v Prekmurju in Slovenskih goricah je geofizikalni oddelek izvedel samostojno in jo uvrstil v III. red. Preko izhodiščnega reperja Lendava jo je možno vključiti v osnovno državno mrežo.

Barvne kovine

Svinec in cink

1. Sitarjevec pri Litiji. Kidričev jašek so poglobili za 20 m, od 202 m do 182 m. Galenitna žila, ki so jo sledili že v zgornjem delu jaška, se nadaljuje v globino do kote 186 m. Na koti 184 m se je pojavila nova žila vodoravno preko celega profila jaška v debelini 20—30 cm, ki pa ni tako kompaktna kot žila v zgornjem delu jaška.

Nadaljevali so tudi sledilne rove proti severozahodu in jugovzhodu na koti 190 m. Skupno je bilo izkopano 20 m jaška in okrog 80 m rovov.

2. Zavrstnik pri Litiji. Vpadnik, ki so ga pričeli že prejšnje leto, so poglobili za 78,7 m, tako da je bil konec leta globok 82 m.

Delo v vpadniku je otežkočala voda. Na višini drugega obzorja poplajene zavrstniške jame so zastavili prekop, s katerim nameravajo prodreti v staro jamo in se zavarovati pred vdorom vode iz stranskih rudarskih del.

3. Pleše pri Škofljici. Izkopali so 15 m raziskovalnega rova na višini 235 m in poglobili Krištofov vpadnik za 39 m. V obeh primerih so zadeli na mineralizacijo z galenitom in sfaleritom.

4. Ponoviče pri Litiji. Na podlagi rezultatov rudarskih del na koti 297 m, ki so odkrila lepo sfaleritno žilo v debelini okrog 40 cm, so se odločili za preiskavo žile v globino. Najprej so preiskali mesto pri gradu Ponoviče, kjer naj bi bil po ustnem izročilu sfaleritni izdanek, vendar se je izkazalo, da poročilo ni bilo točno. Nato so zastavili nov raziskovalni rov na koti 275 m, s katerim nameravajo prodreti pod raziskovalna dela na koti 297 m.

5. Mežica. V okviru sredstev, ki jih je dobil Geološki zavod — Ljubljana od Zveznega geološkega zavoda — Beograd, je rudnik Mežica v letu 1955 izvajal rudarska in geološka raziskovalna dela na pobočjih Uršlje gore. Namen teh raziskav je bil, da se dobijo podatki o gospodarski vrednosti številnih že znanih rudnih pojavov in da se najdejo novi, še nepoznani rudni pojavi svinca in cinka, kolikor je to v enem letu dosegljivo.

V Mučevem so obnovili dva stara rova: Mučev podkop (+ 539 m) na dolžini 910 m in rov Francisci (+ 631 m) na dolžini 130 m, da se pozneje

izdela nadkop pod večje orudnenje s prevladujočo ZnS rudo, znano na površini. Na Naravskih Ledinah so izdelali skupno 881 m rovov. Rudni sledovi so bili odkriti na štirih mestih in orudnenje gospodarske vrednosti na enem mestu na dolžini 7 m. Na južnem pobočju Uršlje gore in južno od Molokovega vrha so odprli 11 starih rovov in jaškov ter jih očistili na skupni dolžini 117 m. Na več mestih so bili odkriti sledovi PbS in ZnS in manjši stari odkopi.

Geološko kartirano je bilo vzhodno pobočje Uršlje gore na površini 15 km². Sledovi PbS so bili najdeni na dveh mestih.

Tehnološka preiskava na flotiranje je bila izvedena za rudo s prevladujočo ZnS izpod Homa pri Ocvirku, pri čemer so bili dobljeni ugodni rezultati.

Živo srebro

1. Velika Reka. Raziskave na zgornjem obzorju, kota 510 m, niso zadostovale za končno oceno ekonomske vrednosti rudišča. Predvsem je bilo treba ugotoviti, koliko se orudnenje, najdeno na zgornjem obzorju, razteza v globino. Zato so že v letu 1954 pričeli 60 m niže, na nadmorski višini okrog 450 m, nov raziskovalni rov, katerega dolžina je konec leta 1955 znašala 517 m. Rov poteka v začetku skozi svetle peščenjake in sljudne skrilavce, preide v temnosive sljudne peščenjake in skrilavce, ki so ločeni od prejšnjih po prelomu. V temnih skrilavcih, ponekod bogatih z grafitom, nahajamo tanke pole temnega apnenca s kalcitnimi žilicami. Nato sledi svetlosiv dolomit. Iz porušenega dolomita od 272,50 m do 282,50 m je bil močan dotok vode. Preden so presekali dolomit, je znašala količina jamske vode 120 l/min, nato pa 600 l/min. V dolomitu poteka rov do 300 m, kjer je kontakt z rožnatim sljudnatim kremenovim skrilavcem. Ob kontaktu je pirit. Nato se menjavata skrilavec in peščenjak, ki prehaja v konglomerat pri 320—357 m. Nato se do 517 m zopet menjavata skrilavec in peščenjak.

Po podatkih z zgornjega obzorja bi že morali s spodnjim rovom zadeti na mineralizacijo, vendar se je spremenil vpad plasti od 50° na zgornjem obzorju na 20° na spodnjem obzorju, zato nameravajo z rovom nadaljevati do kontakta karbonskih skladov s permskimi, oziroma werfenskimi skrilavci.

Antimon

1. Lepa njiva. Rudišče je bilo v eksploataciji od časa do časa v dobi 1874—1939. Po ustnem izročilu so leta 1939 odpeljali 14 vagonov rude.

Lepa njiva pripada rudnemu pasu Pirešica—Skorno, ki leži v neposredni bližini šoštanjskega preloma in je vezan na andezitni vulkanizem.

V Lepi njivi nastopa antimonit v rožencih, ki tvorijo nepravilne leče v apnencu in dolomitu. Ruda je videti brečasta in je zelo čista; vsebuje le majhne količine pirita. Analiza vzorca z odvala je dala 7,5 % Sb in 0 % As.

V letu 1955 smo obnovili tri stare rove, ki smo jih mogli najti v zaraslem terenu. Najnižje leži 81 m dolg rov pod kmetijo Gregorca

Ivana, ki sicer v odseku starih del ni bil pravilno usmerjen, saj poteka v vsej dolžini skozi lapornate soteške plasti, vendar bi ga mogli v nadaljnjem pravilno usmeriti v rudno cono. Obnovili smo že dva rova, in sicer 44, oziroma 57 m nad spodnjim rovom.

Ker so bila raziskovalna dela zaradi finančnih sredstev predčasno končana, nismo mogli zbrati dovolj podatkov za oceno zalog.

2. Znojile. V zahodnem delu območja Trojane—Znojile so že pred prvo svetovno vojno odkopavali antimonit, o čemer pričajo ruševine separacije. Predelali so ga takoj v antikorozivno antimonsko barvo.

V letu 1936 so začeli zaradi številnih izdankov na površini raziskovati tudi vzhodni del ozemlja, Znojile, kjer je v letu 1955 Geološki zavod obnovil star rov v dolžini 95 m in ga nato podaljšal za 71,55 m, tako da je znašala cela dolžina rova 166,55 m. Orudenenje smo našli pri 52 m v obliki leče, konkordantno vložene v karbonski skrjav peščenjak, pri 85 m pa smo presekali širšo glinasto cono tektonskega nastanka s hidrotermalnim kremenom in intenzivno piritizacijo. V glini so bili tudi sledovi antimonita, prave žile pa na tem mestu nismo našli. Podobno glinasto cono z drobci antimonita smo presekali še pri 120 m. Če se bo v Znojilah še kdaj začelo z raziskavami, bi bilo treba ponovno odpreti isti rov in slediti po smeri in vpadu znake orudenenja pri 52,85 in 120 m.

Baker

1. Močilno. V širokem pasu permskih skladov, ki se raztezajo v smeri zahod—vzhod od Radeč pri Zidanem mostu do Podkuma (12 km) je več izdankov bakrene rude, ki so jih že tudi rudarsko raziskovali. Poročilo iz leta 1916 omenja kraje »Piskerc« (Močilno), Magolnik, Ravne, Zgornja Sopota in Mačkov graben. Skupna poteza vseh teh nahajališč je, da je nosilec bakrovega orudenenja hidrotermalno obeljen sloj permskih skrjavcev oziroma peščenjakov. Ta sloj, katerega debelina znaša 20—30 cm, je prevlečen z malahitom, vedno pa zasledimo tudi impregnacije z bakrovimi sulfidi. Orudenenje je v splošnem siromašno.

Raziskovalna dela v letu 1955 so imela namen kontrolirati staro poročilo, po katerem so v »Piskercu« že po 6 m prišli v rudni sloj. Pokazalo se je, da je ruda v tej višini najbrž popolnoma izprana in da bi bilo treba slediti po vpadu plasti v globino.

Železo in mangan

1. Savske jame—Lepena. Po starih rudarskih kartah sodeč, nastopajo v karbonskem apnencu in peščenjaku v območju Savskih jam nad Jesenicami leče siderita, ki vsebujejo tudi po nekaj sto tisoč ton rude. Z obnovljenim Karlovim rovom v Savskih jamah smo nameravali priti v rudno cono, vendar so bila dela predčasno ustavljena zaradi pomanjkanja sredstev.

Raziskovalni rov v Lepeni pa je pokazal, da so tu razmere drugačne kot v Savskih jamah. Rov je potekal v oligocenskih plasteh. V njihovem zgornjem delu se nahajajo kosi siderita, ki so bili presedimentirani iz karbona.

2. Počenska gora. Dosedanje raziskave z jarki so pokazale, da obstoje na Počenski gori izdanki manganove rude v dolžini 850 m. Debelina orudenjene plasti se spreminja od 0,75 do 7 m. Na Ritarčevem vrhu pa je manganov sloj najden v dolžini 220 m in 160 m z vmesnim presledkom, kjer je teren težko pristopen. Analiza vzorcev s Počenske gore je dala povprečno 20% Mn in 11,9% Fe, vzorci z Ritarčevega vrha pa vsebujejo nekaj manj Mn in več Fe.

Rudo so preiskali tudi v Metalurškem inštitutu v Ljubljani in ugotovili, da se zaradi premajhne velikosti zrn ne da obogatiti po klasičnih metodah.

Z nadaljnjimi raziskavami bi bilo treba oceniti rudne zaloge, s polindustrijskimi poizkusi pa ugotoviti, ali je mogoče to vrsto rude predelati z ekonomskim učinkom.

3. Kanjuce. Zastopnika zavoda sta si ogledala mineralizacijo z limonitom južno od Štor v neposredni bližini domačije Cesar, Kanjuce št. 1. Podobne pojave opazimo vzdolž severnega roba laške terciarne kadunje v pseudoziljskih plasteh. Kažejo na postmagmatsko hidrotermalno delovanje, a nimajo ekonomskega pomena.

C. INŽENIRSKA GEOLOGIJA IN HIDROGEOLOGIJA

Hidroelektrarne

Idrija. Za izgradnjo akumulacijskega sistema v porečju Idrije je geotehnična skupina zavoda preiskala geološke pogoje za pregradi na Koritnici in Bači. V obeh primerih so vrtine pokazale baški dolomit z roženci in so fundacijski pogoji ugodni. Poleg tega je bilo izvedeno detajlno inženirsko-geološko snemanje na mestu pregrade na Idriji v Trebuši ter ob trasi tunela od Trebuše do Soče.

Osp. Projekt hidroelektrarne Osp predvideva zajezev Reke 1 km nad vasjo Zgornje Vreme s 40 m visoko pregrado. Akumulacijski bazen v dolini Reke naj bi bil dolg 15 km, dovodni rov od pregrade do strojnice pri Ospu pa 19 km.

Dolina Reke z akumulacijskim bazenom, pregrado in rovom do km 7,5 je del reške sinklinale, ki jo grade eocenski sedimenti. Sedanja površina je po obliki inverzna: hribovje Brkini je po geološki zgradbi sinklinala. Od km 7,5 do km 13 poteka trasa rova skozi denudirano materijsko antiklinalo, ki jo sestavljajo kredni in paleocenski sedimenti. To je široka suha dolina, ki se razprostira od jugovzhoda proti severozahodu. Od km 13 do strojnice pri Ospu pa poteka rov skozi tržaško-pazinsko sinklinalo, ki je morfološko kraška planota, visoka 300–400 m, z luskasto

zgradbo. Pritisk od severovzhoda je narinil proti jugozahodu eocenski apnenec na eocenski fliš.

Vodne razmere so tesno povezane z geološko sestavo ozemlja. Na nepropustnem flišnem peščenjaku in laporju je razvita površinska vodna mreža, v apnencu pa se voda pretaka podzemno.

Akumulacijski bazen leži v flišu, ki velja za nepropustnega. Preiskati bo treba še globino preperine na pobočjih bazena ter razmere na levi strani pregrade v zvezi s tektonsko črto, ob kateri je bil dvignjen na površino eocenski apnenec.

Za pregrado sta bila z 8 vrtinami raziskana dva profila na mestu, kjer je dolina široka samo 130 m, kar je morfološko ugodno. Osnovno gorstvo sestavlja eocenski peščenjak. Vrtine so pokazale v spodnjem profilu do globine 10—15 m več zdobljenih in preperelih con, ki jih je treba geomehansko preiskati. Zgornji profil je ugodnejši, ker je v njem manj preperine.

Lobnica. Vrtalna skupina je izvrtala 6 vrtin s skupno globino 133,3 m na diluvialni terasi ob Dravi, kjer je predvidena nadzemna strojnica. Raziskave so pokazale dobre fundacijske pogoje. Poleg tega je bila preiskana varianta za gradnjo tlačnega jaška in podzemne strojnice. V ta namen je vrtalna skupina izvrtala iz doline Lobnice 200 m globoko poševno vrtino proti predvideni kaverni. V zgornjem delu vrtine prevladujejo kremenovi skrilavci in blestniki z vložki marmorja, ki je precej izlužen. V spodnjem delu vrtine, kjer je predvidena kaverna, pa nastopajo v glavnem kompaktni lojevčevi skrilavci. Na predvidenem mestu za tlačni jašek so metamorfne kamenine sveže in sposobne prevzeti velike pritiske vode.

Na podlagi dosedanjih terenskih in laboratorijskih raziskav od maja 1954 do julija 1955 je inženirsko geološki oddelek izdelal skupen geološki elaborat kot podlago za projektiranje hidroelektrarne Lobnica na Pohorju.

HE Vuhred je projektirana v tistem odseku dravske doline, kjer Drava v izraziti debri prereže kozjaško antiklinalo. Na obeh bregovih reke so ostanki diluvialne prodnate konglomeratne terase, prekrite s peščeno preperino s samicami. V strugi so prodnate naplavine debele 2—5 m; pod njimi leže metamorfne kamenine, na katerih je fundirana pregrada.

Inženirsko geološke raziskave z vrtanjem in merjenjem vodopropustnosti na mestu pregrade so bile izvedene v letih 1952 in 1953, podrobne raziskave za fundacijo črpalnega jaška, desne obrežne zgradbe in nizvodnega obrežnega zidu pa v letu 1954.

Od novembra 1954 do marca 1955 je vrtalna skupina izvedla 18 vrtin s skupno globino 412,85 m z namenom, da se določi mesto in način zatesnitve bregov akumulacijskega bazena. Na desnem bregu so preiskali pet profilov, na levem pa dva. Razmere so težje na desnem bregu, ki je sestavljen povečini iz peščene preperine. Poleg tega so tu ugotovili

kaverne, v katerih bi pronicajoča voda dosegla zadostno hitrost in bi izpirala drobnozrnate frakcije, kar bi povzročilo uscdanje terena. Na levem bregu je nevarnost izpiranja manjša.

Na podlagi vrtanja je inženirsko geološki oddelek dal predloge za tesnitev, od katerih je bila izbrana varianta tesnilnih zidov v kombinaciji z injekcijsko zaveso, in sicer na desnem bregu v podaljšku krilnega zidu, na levem pa v podaljšku pomožne pregrade.

Metamorfne kamenine, na katerih je fundirana hidroelektrarna Vuhred, so v svežem stanju vodonepropustne. Postanejo pa propustne v preperelih conah, po tektonskih razpokah in krojitvenih ploskvah ter marmorji tudi po kavernah. Zato je potrebna injekcijska zavesa ob zunanjem robu turbinskih stebrov, pretočnih polj in obrežnih zgradb, dalje v razdalji 1,5 m od vodne strani krilnih zidov in po sredini tesnilnih zidov. Načrt za injekcijsko zaveso so izdelali v inženirsko geološkem oddelku zavoda.

Planina. Po pogodbi z Upravo za vodno gospodarstvo smo v letu 1955 nadaljevali raziskave o možnosti vodne akumulacije na Planinskem polju. Ozemlje med Unškim in Planinskim poljem, to je med izvornim področjem Unice pri Planini in okolico Ivanjega sela, ki velja že za ponorno področje, smo preiskali s 13 vrtinami (skupno 1014 m), razporejenimi v treh profilih. Namen vrtanja je bil poleg ugotovitve geološkega sestava in vodopropustnosti, predvsem merjenje piezometričnih nivojev podzemne vode. V vrtinah je bilo težko ločiti kaverne, ki so zapolnjene s peskom in gruščem, od tektonsko porušenih con, v katerih najdemo podoben material. Kaverne smo določili po nastopanju gline, vendar ta kriterij ni povsod zanesljiv. Vodopropustnost se pogosto spreminja; v dolomitnih conah so znašale izgube pod 1 lit/min, v apnenih pa do 20 lit/min. Pri večjih izgubah pa je treba upoštevati, da se je zaradi vodnega pritiska pri merjenju porušenos kamenin povečala. Piezometrični nivoji se dvignejo nad višino predvidene zaježitve na koti 470 m, zato ne bo motenj v dotoku vode na Planinsko polje po zaježitvi.

Geofizikalna skupina zavoda pa je po geoelektrični metodi preiskovala konfiguracijo skalne podlage Planinskega polja.

Geotehnične osnove urbanističnih načrtov

Koper. Mesto Koper leži v geološkem smislu na eocenskem otoku, sestavljenem iz fliša in apnenca. Obdajalo ga je plitvo morje, ki so ga začeli osuševati v drugi polovici osemnajstega stoletja. Osušili pa so le površino današnje koprške in ankaranske Bonifike, vmes je ostal plitev Stanjonski zaliv. Kmalu po osvoboditvi je vznikla ideja, naj se osuši še ta zaliv.

Geotehnična skupina zavoda je v letu 1955 pričela z vrtalnimi in geotehničnimi raziskavami, katerih cilj je bil, dati splošno sliko o pogojih za fundacijo stanovanjskih in industrijskih zgradb na Bonifiki ter za melioracijo Stanjonskega zaliva. Na Bonifiki so izvrtali 9 vrtin na suho

(brez izplakovalne vode) v skupni globini 280,70 m, v Stanjonskem zalivu pa 8 vrtin (209,90 m). Vzporedno so vzorce preiskali geomehansko.

Preiskave so pokazale, da sestavlja zgornje plasti Bonifike mlad glinast melj, ki doseže v osrednjem delu debelino 20 m, v obrobju pa 9—13 m. Pod tem mlajšim glinastim meljem sledi do 2,5 m debela plast starejšega, konsolidiranega glinastega melja. Kljub enakemu sestavu obeh plasti je meja med njima ostra, kar kaže, da je bila sedimentacija za določeno dobo prekinjena. Predpostavljamo, da je prekinitev povzročila gradnja zaščitnih nasipov in regulacija Karnelunge. Glinast melj leži na težkognetni, oziroma že poltrdi flišni preperini.

Po dosedanjih preiskavah moremo Bonifiko z ozirom na pogoje fundacije razdeliti na tri dele: osrednji del, obrobno območje ob mestu in Semedeli ter okolica Karnelunge severno od ceste Piran—Ljubljana.

Glinast melj v Stanjonskem zalivu doseže največjo debelino 27 m in ima v celem profilu isti značaj. To kaže, da so bili sedimentacijski pogoji skoz enaki. Heterogeno pa je sestavljena eocenska flišna podlaga, ki jo sestavljajo apnenec, lapornat apnenec, lapor, lapornato glinasti in izrazito glinasti vložki. Kontakt med flišno podlago in glinastim meljem ni vedno enak; ponekod leži naplavina na flišni glinasti preperini, drugod pa na lapornatem apnencu.

Raziskovanja so dala orientacijske podatke za ureditev in izgradnjo koprške luke in razširitev mesta.

Fundacije

Preiskani so bili pogoji za fundacijo stanovanjskih zgradb v Vipavi in Ajdovščini, za šolo v Sv. Križu pri Rogaški Slatini, za novo stikalnico hidroelektrarne Fala, za dimnik tovarne »Sukno« v Zapužah, za novo separacijo v rudniku Idrija, za tovarniško zgradbo pri Tovarni olja v Slovenski Bistrici, na 5 stavbiščih v Ljubljani, za cestna mostova čez Soro v Praprotnem in čez Godič pri Tolminu ter za usek in nadvoz na trasi ceste Ljubljana—Zagreb pri Pluski.

Hidrološka raziskovanja

1. **Sp. Pirniče.** Pod brežino diluvialne savske terase na levem bregu pri Sp. Pirničah v neposredni bližini kamnoloma izvira akrotermalni vrelec, imenovan »Straža«. Voda je imela na dan oglada 17. maja 1955 temperaturo 20° C, količina pa je znašala 2 lit/sek. Izvir je oddaljen od Save le 200 m in se njegova voda gotovo meša s talno vodo, ki mu znižuje temperaturo. Termalni vrelec v sedanjem stanju nima ekonomskega pomena.

2. **Zbelovo.** Vrelec termalne vode se nahaja na desnem bregu Dravinje v kraju Zbelovo, kakih 100 m nad železniškim mostom, daje 55 lit/sek in je imel na dan oglada 17. novembra 1954 19° C. Izvirek je precej močan in neprestano izhajajo tudi mehurčki plina. Voda nima

posebnih kemičnih lastnosti in je v sedanjem stanju zaradi prenizke temperature ne moremo izkoristiti v balneo-terapevtične namene.

3. **Nunska gora.** Slatinski vrelec na Nunski gori izvira na nadmorski višini okrog 430 m iz miocenskega apnenega peščenjaka, ki leži med lapornatimi plastmi. Vrelec je za silo zajet z 1 meter dolgo lončeno cevjo, ki je vertikalno vkopana tako, da je ustje cevi nekaj cm nad površino zemlje. Na dan ogleda 17. novembra 1954 je dajal le 1 liter vode na 5 minut in je imel temperaturo 8° C, to je za 1—1,5° C manj kot izviri neslatinske vode v bližini. Voda je mineralna in vsebuje v glavnem kalcijev in magnezijev bikarbonat, majhne količine sulfatov in kloridov, od alkalij pa le sledove natrija. Ima kiselkast, osvežujoč okus.

Vrelca v Zbelovem in Nunski grapi ležita ob Donački prelomnici; najbližji sta Kostrivniška in Gaberniška slatina.

4. Izdelani so bili predlogi za oskrbo tekstilne tovarne v Preboldu z industrijsko vodo, za tovarno lepenke v Ceršaku s pitno vodo ter za vodovode v Brežicah, Ilirski Bistrici in Kamniku.

D. LABORATORIJI

1. Kemični laboratorij

V tabeli navajamo število analiziranih vzorcev in določitev po vrstah vzorcev:

Vrsta vzorca	Število vzorcev	Število določitev
Premog	149	737
Železove in manganove rude	97	462
Ostale rude	572	789
Silikati	38	424
Karbonati	103	284
Raztopine in suspenzije	456	465
Kovine	3	15
Industrijski produkti	82	192
Skupno:	1500	3368

Večji del raztopin in suspenzij je bil analiziran v zvezi s preiskavami premoga. Med analiziranimi rudami prevladujejo živosrebrne, manganove in svinčeno-cinkove. Nekaj vzorcev je bilo bakrovih in antimonovih rud.

Zaboljšanje zdravstvenih in tehničnih pogojev dela je zavod zgradil še 7 digestorijev in preuredil ventilacijo.

2. Petrografski laboratorij

Vrsta in število preparatov:

Nahajališče	Petrografski	Rudni Obrusi	Pre- mogi
Bohor	1 — sediment		
Brežice	11 — prodniki prodornin		
Fram	3 — met. kamenina		
Izola			15
Idrija		30	
Kamna gorica	8 — prodornine		
Kočevje	1 — tufit		
Lendava — karti- ranje	25 — tufiti		
Lendava — vrtine	4 — met. kamenine		
Ožbalt	1 — met. kamenina		
Rovinjski jarek	1 — sediment		
Rudnica	5 — prodornine		
Savske jame	4 — sedimenti		
Slavnik	4 — sedimenti		
Šmartno na Pohorju	85 — met. kamenine		
Št. Janž	1 — sediment		
Tara—Morača	5 — sedimenti		
Velenje			11
Vzorci za Vevče	7 — apnenec s foramini- ferami		
Vremski Britof	4 — sedimenti	20	14
Vuhred	5 — met. kamenine		
Vuzenica	3 — met. kamenine		
Skupno:	178	30	35
			25

Poleg tega smo preiskali 50 zbruskov in obrusov iz raznih krajev.

Večja dela, opravljena v petrografskem laboratoriju v tekočem letu, se nanašajo na tri območja: Prekmurje, jugovzhodno Pohorje ter porečje Tare—Morače v Črni gori.

Iz Lendave smo preiskovali vzorce temeljnega gorovja, v katerem so se končavale vrtine. Prav tako smo začeli s preiskavo paleozojskih in bazaltnih kamenin z Goriškega v Prekmurju in bomo delo nadaljevali v prihodnjem letu.

Drugo večje delo je kartiranje in mikroskopska preiskava očesnih gnajsov jugovzhodnega Pohorja okrog Šmartnega, ki so se po podatkih analiz izkazali za injicirane.

V porečju Tare—Morače se nahajajo kremenovi keratofirji, kremenov porfirit, sekundarno spremenjeni tufi teh kamenin, steklast tuf, ki po geoloških podatkih pripada karbonu, in nekaj sedimentov, ki pripadajo starejšim geološkim formacijam.

3. Sedimentno petrografski laboratorij

Po metodah sedimentne petrografije smo preiskali 121 vzorcev:

Kraj raziskovanja	Kamenina	Število vzorcev
Kočevje, jama in vrtina	glina, lapor	54
Kočevje, jama	premog	3
Kočevski Rog	kredni fliš	2
Ortnek	kremenov peščenjak	6
Kanižarica	lapor, glina	54
Krško polje	prodniki	2

V vzorcih iz Kočevja in Kanižarice so težki minerali zelo redki. Zastopani so skoraj izključno stabilni težki minerali — turmalin, cirkon in rutil, na podlagi česar lahko sklepamo, da je prihajal material iz večkrat presedimentiranih kamenin.

V mnogih vzorcih iz Kočevja in Kanižarice nastopata sfalerit in cinabarit, največkrat v količini manjši od 1%.

Za krovino IV. sloja v Kočevju je značilen tufski peščenjak z zelo velikimi in svežimi plagioklazi iz reda andezina in veliko količino opala.

4. Mikropaleontološki laboratorij

Izprali in pregledali smo 1140 vzorcev, od tega določili 525 vzorcev.

Za proizvodnjo nafte v Lendavi smo preiskali vzorce iz naslednjih vrtin:

1. Iz vrtine Slovenske gorice-1 smo prejeli 8 vzorcev, ki pa niso vsebovali mikrofavne. Vrtina je potekala skozi pliocenske sedimente.

2. 44 vzorcev iz vrtine Kog-4, in sicer iz globine 150,00—2180,80 m. Po mikrofavni smo ugotovili, da pripadajo vzorci srednje- in spodnjertortonskim sedimentom.

3. Iz vrtine Selnica-1 smo izprali 63 vzorcev. Vrtina je potekala skozi abichi plasti ter skozi sarmatske in tortonske sedimente.

4. Tudi vrtina Filovci-3 (59 vzorcev) je potekala skozi abichi plasti. To potrjujejo bele foraminifere, ki po določitvah K ö v á r y J ó z s e f a pripadajo rodu *Silicoplacentina* med Rhizopodi. Od globine 195±50 m dalje pa nastopajo v vzorcih že foraminifere, ki kažejo na torton.

Kakor v vrtini Filovci-3, so tudi v ostalih vrtinah kot n. pr. Selnica-1, Kog-4 vzorci iz večjih globin zelo siromašni z mikrofavno; v glavnem nastopa le *Bathysiphon* sp. Zaenkrat še nimamo dovolj zanesljivih do-

kazov, da so ti sedimenti starejši od tortona. Meja med helvetom in tortonom je zelo nejasna tudi v Dunajski kotlini.

5. Izprali smo še 3 vzorce iz vrtine Filovci-1, ki pa niso vsebovali mikrofavne. Nadalje smo preiskali še vrtino Filovci-2 (58 vzorcev). Vrtina je potekala skozi plasti abichi in torton.

6. Iz vrtine Gaberje-1 je bilo izpranih 84 vzorcev, ki so bili zelo siromašni z mikrofavno. Vsebovali so le odtise ostrakodov, in to v globljem delu vrtine. Ostrakodi kažejo na panonsko starost.

Nadalje smo izprali površinske vzorce iz okolice Velenja in Šoštanja (11 vzorcev). Laporji so vsebovali oligocensko mikrofavno. Do sedaj so postavljali te sedimente v spodnji miocen. Poleg površinskih vzorcev smo izprali še vzorce iz vrtin Velenje-35 in 36 (107 vzorcev). Vrtini sta potekali skozi pliocenske sedimente, nekaj vzorcev iz globljega dela vrtine št. 36 pa pripada oligocenu.

Iz rudnika Kočevje smo izprali 120 vzorcev, ki vsebujejo hišice polžev in kažejo na panon, iz rudnika Kanižarice pa 32 vzorcev s panonsko mikrofavno.

Za Zavod za geološka istraživanja v Sarajevu smo izprali in pregledali 140 vzorcev, katere je določila tov. ing. Blagica Stojčić iz Sarajeva.

Pregled vzorcev

Nahajališča in formacija	Število vzorcev		
	Izpranih	Pregledanih	Določenih
Slovenske gorice-1, pliocen	8	8	—
Kog-4, srednji in spodnji torton	44	44	36
Selnica-1, panon, sarmat, torton	63	63	31
Gaberje-1, panon	84	84	14
Filovci-1, torton	3	3	—
Filovci-2, panon, torton	58	58	17
Filovci-3, panon, torton	59	59	36
Krško polje-1, zg. in sr. panon	163	163	132
Velenje-Šoštanj, oligocen, pliocen	11	11	11
Velenje-35, 36, pliocen, oligocen	107	107	71
Krištrandol-1, oligocen	8	8	5
Brnica-6 (Hrast.), torton, oligocen	63	63	63
Trbovlje-Hrastnik, oligocen	1	1	1
Rogašovci-Cankova, sarmat, panon	117	117	41
Kočevje, panon	120	120	28
Kanižarica, panon	32	32	18
Divača, mezozoik, kenozoik	38	38	—
Sarajevo-okolica	140	140	—
Celje-okolica, torton	8	8	8
Razna nahajališča	13	13	13
Skupno:	1140	1140	525

5. Palinološki laboratorij

Palinološki laboratorij pri Geološkem zavodu v Ljubljani je pričel z delom 1. februarja 1955, in sicer s palinološkimi preiskovanji premogov iz Kanižarice in Kočevja.

Do konca leta 1955 je bilo palinološko, mikropaleobotanično in anatomsko preiskanih 140 vzorcev:

- 21 vzorcev premoga in jalovine iz jame v Kanižarici
- 47 vzorcev premoga in jalovine iz dnevnega kopa in jame Kočevje
- 51 vzorcev premoga in jalovine iz vrtine v Kočevju
- 8 vzorcev lignita (anatomske preiskave) iz Kanižarice in Kočevja
- 1 vzorec ilovice iz opekarne Ložnica pri Žalcu
- 12 vzorcev premoga iz premogovnika Raša.

Knjižnica in arhiv

	Nabavljeno								Skupno število v knjižnici	
	kupljeno		darovano		zamenjava		skupno		sign.	zv.
	sign.	zv.	sign.	zv.	sign.	zv.	sign.	zv.		
Knjige in separati	114	132	110	129	218	273	442	534	2413	2769
Periodika	8	600	10	45	65	455	83	1100	316	2781
Skupno:	122	732	120	174	283	728	525	1634	2729	5550
Geološke karte:										
1 : 25.000	—	—	—	—	—	—	—	—	6	6
1 : 75.000	—	—	—	—	3	3	3	3	111	204
1 : 100.000	—	—	—	—	—	—	—	—	51	56
Geološke karte, razne	—	—	—	—	1	1	1	1	14	30
Tolmači h geol. kartam	—	—	—	—	3	3	3	3	56	99
Topografske karte:										
1 : 25.000	25	203	—	—	—	—	25	203	168	401
1 : 50.000	—	—	—	—	—	—	—	—	69	145
1 : 75.000	2	2	—	—	—	—	2	2	102	165
1 : 100.000	—	—	—	—	—	—	—	—	86	145
1 : 200.000	1	2	—	—	—	—	1	2	6	7

V preteklem letu je bilo iz knjižnice izposojenih 1545 zvezkov ter 132 geoloških kart in razlag h kartam.

V zamenjavo za »Geologijo« smo doslej prejeli skupno 1676 zvezkov, od tega 15 zvezkov v letu 1951 na račun zamenjave, 17 zvezkov v letu 1952, 112 v letu 1953, 804 v letu 1954 ter 728 v letu 1955.

E. VRTANJE

V letu 1955 je bilo skupno izvrtano 12.697,32 m, od tega 7250,94 m, t. j. 57 % za ekonomsko geologijo in 5446,38 m, t. j. 43 % za oddelek inženirske geologije.

Od letne vrtalne storitve za ekonomsko geologijo odpade na LR Slovenijo 5131,72 m ali 71 % in na ostale republike (LR Makedonija) 2119,22 m ali 29 %. V primerjavi s prejšnjimi leti je viden porast vrtalne dejavnosti v LR Sloveniji.

	1955	1954	1953
v LRS	71 %	49 %	16 %
izven LRS	29 %	51 %	84 %

Število vrtin v letu 1955 je znašalo: 54.

Razdelitev vrtin po globini:

0— 50 m	20 vrtin
50—100 m	11 vrtin
100—200 m	10 vrtin
nad 200 m	13 vrtin
<hr/>	
	Skupaj 54 vrtin

Vrtine manjše globine so bile izvrtane za seizmične meritve v Lendavi, in sicer:

0— 50 m	18 vrtin
50—100 m	8 vrtin

Značilno je, da so se globine v primerjavi z letom 1954 povečale; nad 200 m smo dosegli v naslednjih krajih:

Kukuričani (LR Makedonija)	1207,00 m
Izola	504,45 m
Izola	256,00 m
Brnica	429,00 m
Brnica	217,30 m
Brnica-Dol	286,60 m
Krško polje	318,60 m
Zletovo (LR Makedonija)	334,90 m
Bučim (LR Makedonija)	201,67 m
Vremski Britof	269,35 m
Vremski Britof	276,20 m
Vremski Britof	271,10 m
Kočevje	220,60 m

V Kukuričanih je do sedaj najgloblja vrtina, kar jih je izvrtal Geološki zavod v Ljubljani.

Vrtanje po krajih in namenu v letu 1955:

Kraj in namen vrtanja	Število vrtin	m
Hrastnik (Dol-Brnica-Trbovlje) — premog	3	932,90
Idrija — živo srebro	1	67,42
Izola (Sečovlje) — premog	2	760,45
Vremski Britof — premog	3	816,65
Kanižarica — premog	1	44,00
Kočevje — premog	7	980,90
Krško polje — strukturno vrtanje	1	318,60
Kukuričani — strukturno vrtanje	1	994,20
		(in v letu 1954 212,80 m)
Lendava — za seizmična merjenja	27	1091,50
Savske jame (nad Jesenicami) — železna ruda	1	60,30
Trbovlje (rudnik-jama) — premog	1	59,00
Zletovo-Bučim (Makedonija) — barvne kovine	6	1125,02
Skupaj v letu 1955:	54	7250,94

Povprečno je bilo v obratu 5 vrtalnih strojev in povprečna storitev na eno vrtalno garnituro je bila 112 m/mesec (v letu 1954 156 m/mes.). Povprečni stalež delavcev-vrtalcev je znašal 83. Povprečna storitev na 1 delavca mesečno je znašala 7,3 m/mes. (v letu 1954 10,4 m/mes.).

Od letne vrtalne storitve za inženirsko geološke namene odpade na LR Slovenijo 5229,78 m ali 96,75 %, na ostale republike (BiH) 171,6 m ali 3,25 %.

Strojnih vrtin je bilo 121, ki jih po globini razvrstimo takole:

0— 50 m	98
50—100 m	15
100—200 m	4
200—300 m	1
300—400 m	2
400—500 m	—
500—600 m	1

Inženirsko vrtanje po krajih in namenu:

Kraj in namen vrtanja	Število vrtin	m
Velenje — geomehanske lastnosti krovnine in hidrološke razmere	2	980,70
Bača-Koritnica — pregrada	6	211,40
Čezsoški Log + Srpenica — pregrada	3	720,30
Unec-Planinsko polje — možnost vodne akumulacije	17	1132,20
Ruše-Lobnica — pohorski akumulacij- ski sistem	7	333,30
Vuhred — hidroelektrarna	14	271,30
Dobliče — vodovod	2	53,50
Tolmin — most	2	32,25
Koper — melioracija	18	499,90
Izola »Ruda« — gradbeni material	2	42,10
Županja-Orašje — most	5	171,60
Praprotno (Škofja Loka) — most	3	102,90
Osp — hidroelektrarna	10	330,00
Rogaška Slatina — mineralna voda	15	197,30
Ožbalt na Dravi — hidroelektrarna	15	322,63
Skupno:	121 vrtin	5401,38

Povprečno je bilo v inženirsko-geološkem oddelku v obratu 6 vrtalnih strojev s storitvijo 75 m/mesec, povprečno odpade na 1 vrtalca 6,8 m/mesec. Skupno je bilo v obeh oddelkih v obratu povprečno 11 vrtalnih strojev s storitvijo 96 m/mesec na garnituro in 7 m/mesec na 1 vrtalca. V letu 1954 pa je znašala storitev na 1 garnituro 156 m/mesec in na 1 vrtalca 10,4 m/mesec. V splošnem je storilnost pri raziskovalnem vrtanju v inženirsko-geološke in hidrogeološke namene, ki se je v letu 1955 znatno povečalo, manjša kot v rudarske namene. Vzrok je delno v tem, ker so vrtine v inženirsko-geološke in hidrogeološke namene plitvejšje in so selitve pogostnejše, zahtevajo pa tudi raznovrstne preiskave, zaradi katerih se mora vrtanje večkrat prekiniti.

Sprejel uredniški odbor dne 15. maja 1956.

POROČILO O DELU SLOVENSKEGA GEOLOŠKEGA DRUŠTVA



Člani Slovenskega geološkega društva so se zbrali 17. oktobra 1956 v matematični predavalnici univerze v Ljubljani k 5. rednemu občnemu zboru. Program je bil tokrat razširjen preko meja običajnih občnih zborov s šestimi strokovnimi predavanji in z ekskurzijo na Slavnik ter je prireditvev imela značaj prvega zborovanja slovenskih geologov. Prisostvovali so mu tudi zastopniki drugih geoloških ter sorodnih društev in ustanov. V imenu pripravljalnega odbora je zborovanje pričel dr. Anton Ramovš in posebej pozdravil predstojnika paleontološkega inštituta dunajske univerze profesorja dr. Othmarja Kühna, zastopnico hrvaškega geološkega društva in predstojnico geološkega inštituta zagrebške univerze docentko dr. Vando Kochansky-Devidé ter zastopnika jamskega društva Slovenije asistenta Ivana Gamsa. V nadaljevanju pozdravnega govora je dr. Ramovš obrazložil namen zborovanja. Po prvem kongresu jugoslovanskih geologov na Bledu se je čutila potreba, da bi se slovenski geologi sestali vsako leto, se seznanili z delom in izsledki na raznih področjih geologije ter sorodnih strok in skupno razpravljali o nalogah v naslednjem letu, kar bo pripomoglo k nadaljnjemu razvoju geološke znanosti pri nas.

Po pozdravnem govoru so sledila predavanja, katerih vsebino objavljamo v tej številki »Geologije« na straneh 157 do 196. Naslednji dan, t. j. 18. oktobra, je bila ekskurzija na Slavnik, ki jo je vodil geolog Mario Pleničar, šef oddelka za regionalno kartiranje na Geološkem zavodu.

Vpogled v ostalo delo društva nam pa dajo poročila odbornikov na občnem zboru, ki jih tukaj objavljamo v nekoliko skrajšani obliki.

Poročilo predsednika in tajnika

predsednik Dušan Kuščer, tajnik Valerija Žerjav

Zadnji redni občni zbor našega društva je bil dne 22. marca 1955. Po težki izgubi predsednika tov. Germovška, ki je bil na tem občnem zboru izvoljen, je bil sklican izredni občni zbor dne 24. novembra 1955, ki je volil le novega predsednika in enega novega člana odbora. Sedanji odbor je torej le z majhno spremembo  dil delo društva poldrugo leto. Ker odbor na izrednem občnem zboru  podal nobenih poročil o svojem delu, jih bo podal sedaj za vso dobo.

Število članov se je od zadnjega rednega občnega zbora povečalo za 23 in šteje sedaj 81.

Pri delu odbora so se pokazale težave, ker so člani odbora posebno v poletni sezoni povečini zaposleni na terenu in zato včasih ni bilo mogoče sklicati sklepne seje, ko bi bilo to potrebno. V nekaterih primerih smo si pomagali tako, da smo se s posameznimi odborniki pogovorili o tekočih problemih in jih vprašali za njihovo mnenje. Le tako smo dosegli veljavnost za nekatere važnejše sklepe.

Društvo je imelo v zadnjem poslovnem letu dva redna odseka:

1. šolski odsek in
 2. študentovski odsek,
- poleg tega še dva začasna odseka:
3. komisijo za geološko karto in
 4. bibliografsko komisijo.

Zastopniki posameznih odsekov bodo poročali o delu posebej, razen zastopnika bibliografske komisije, ki jo je vodil pokojni predsednik Germovšek. Delo v tej komisiji je bilo težavno, ker je večina članov z rednim delom tako zaposlena, da niso mogli posvetiti dovolj časa zbiranju bibliografskih podatkov. Po smrti predsednika Germovška je delo popolnoma zastalo in je bil odbor mnenja, naj prevzame bibliografsko delo kakšna ustanova s stalnimi dohodki, najbolje Slovenska akademija znanosti in umetnosti.

Zveze z ostalimi društvi. Odbor se je trudil, da bi obdržal stik z bratskimi geološkimi društvi v Jugoslaviji. Po pravilih zvez geoloških društev mora za to poskrbeti Izvršni odbor zveze. Ta odbor tvorijo trije člani onega geološkega društva, ki je prevzelo nalogo, da organizira naslednji geološki kongres, in kot veste, je bil na zadnjem geološkem kongresu na Bledu sprejet sklep, da naj to stori Geološko društvo BiH.

Društvo je sopedpisalo spomenico Izvršnemu svetu FLRJ zaradi uredbe o izdajanju topografskih kart, ki močno omejuje pravice posameznih ustanov in podjetij pri uporabi topografskih kart in s tem tudi ovira večino geološkega delovanja.

Poročilo referenta za predavanja

referent dr. Anton Ramovš

Strokovna predavanja in popularizacija geologije so bile poglavitne naloge društva, ki je priredilo naslednja predavanja:

Geolog Anton Grimšičar v oktobru 1955: Dva primera plitvih plazov v preperini.

Asistent Alojz Šercelj v januarju 1956: Boj človeka s severnim morjem.

Dr. George Moore v marcu 1956: Aragonitne tvorbe kot indikatorji paleotemperatur.

Docent Dušan Kuščer: Nekaj vprašanj kraške geologije Črne gore.

Docent Ciril Šlebinger v maju 1956: Z geološke ekskurzije po Norveški.

Prof. dr. ing. Lujo Šuklje v juniju 1956: Geološke dispozicije za nastanek plazov.

Razen teh predavanj sta bila dva diskusijska večera, in sicer o geološki karti v decembru 1956 in o risanju blokdiagramov v januarju 1956.

Da bi čimbolj približali geologijo preprostim ljudem, smo priredili tudi ciklus poljudnih predavanj v ljubljanskem radiu. Predavali so: asistent A. Ramovš o nekdanjih vulkanih na Slovenskem, dr. ing. Jože Duhovnik o temi, kako nastane ruda, docent Dušan Kuščer o ledenikih v zadnji ledeni dobi pri nas, v drugem predavanju pa o nastanku gorovij, geolog Anton Nosan o slatinskih in toplih vrelicih v Sloveniji in asistentka Valerija Žerjav o temi, kaj je kristal. Asistent A. Ramovš je imel še poljudno predavanje v Kropi o nastanku in razvoju Jelovice.

Društvo je nadalje pripravilo zborovanje slovenskih geologov, na katerem so imeli člani pet predavanj.

Poročilo blagajnika za poslovno leto 1955/56

referent Lija Rijavec

Prejemki:

Saldo poslovnega leta 1954/55	15.382 din
Članarina v letu 1955/56	7.400 din
Subvencija Sveta za kulturo in prosveto za l. 1955	30.000 din
Subvencija Sveta za kulturo in prosveto za l. 1956	30.000 din
Skupaj	82.782 din

Izdatki:

Oglasi, pošta, razno	15.914 din
Saldo	66.868 din

Poročilo šolskega odseka

referent Dušan Kuščer

Glavno delo šolskega odseka geološkega društva v minulem letu je bila borba za pouk geologije v srednji šoli. Na pobudo Slovenskega geološkega društva je Svet za prosveto in kulturo LRS sprejel sklep, naj se poučuje geologija v okviru predmeta prirodopis v 7. razredu gimnazije 2 uri tedensko. Nadalje je šolski odsek navezal stike z aktivom profesorjev prirodopisa na srednjih šolah in se obvezal, da bo na posebnih sestankih s profesorji dajal podatke za šolske ekskurzije, ker profesorji srednjih šol nimajo dostopa do vse strokovne literature, ki je za to potrebna.

Poročilo zastopnika študentskega odseka

referent Franci Cimerman

Studentska sekcija je priredila dve predavanji: na prvem sta dva študenta poročala o svojih počitniških praksah v Lendavi, na drugem pa je Stanko Buser predaval za ostale fakultete o geologiji naših Alp. V prirejanju ekskurzij je bil odsek bolj aktiven kot prejšnja leta. Vsega je bilo sedem ekskurzij, od tega ena sedemdnevna v zgornjo soško dolino, ki jo je finančno omogočil Geološki zavod. Združena z geološko ekskurzijo sta bila tudi dva tečaja iz krokiranja pod vodstvom docenta Kuščerja.

Kot novo obliko našega dela smo na pobudo pokojnega predsednika C. Germovška skušali uvesti diskusijske večere na ta način, da so študenti oddajali pismena vprašanja (lahko anonimno), na katera so potem odgovarjali člani društva. Žal je bilo med študenti za to vrsto dela razmeroma malo zanimanja. Oddali so samo štiri vprašanja: 1. Kako so prvi geologi določali relativno absolutne starost kamenin? 2. Kakšne so možnosti nastopanja nafte na Krškem polju? 3. Ali lahko služi elektronski mikroskop tudi v petrografiji? 4. Uporaba aerofotografije v geologiji. Nanje so odgovarjali asistent Rajko Pavlovec, docent Dušan Kuščar in geolog Mario Pleničar.

Za lanske in letošnje počitnice je geološko društvo oskrbelo študentom potrebno število praktikantskih mest pri raznih podjetjih v Sloveniji.

Poročilo o delu komisije za geološko karto Slovenije

referent Mario Pleničar

Delo komisije je vodil do svoje smrti Cveto Germovšek, kasneje pa referent. Njena glavna naloga je bila sestaviti predlog za legendo in obliko za enotno geološko karto in za tolmač k tej karti.

Komisija je dala naslednje predloge:

1. Barvna legenda naj bi obenem prikazovala petrografsko in stratigrafsko sliko terena. Pri tem bi si pomagali zlasti z raznobarvnimi šrafurami. Kot poskus je izdelal pokojni Germovšek tako geološko karto k svoji razpravi, ki je tiskana v 3. knjigi »Geologije«. Že sedaj pa se je pokazalo, da je tisk take karte izredno drag.

2. Kompleksnost geološke karte naj bi se prikazala predvsem v tolmaču. Format naj bi bil žepni. Poleg običajnih podatkov naj bi tolmač vseboval še posebna poglavja iz hidrologije, speleologije, paleogeografije ter iz rudarske in inženirske geologije.

Preden bi karta šla v tisk, naj bi jo posebna komisija preverila na terenu in nato odobrila.

Po poročilih je sledila obširna diskusija, nato pa razrešnica staremu odboru in volitve novega odbora.

V volilno komisijo sta bila izbrana ing. M. Breznik in K. Grad. Občni zbor je izvolil za novega predsednika dr. A. Ramovša, v novi odbor pa naslednje člane: F. Drobne, K. Grad, A. Grimšičar, D. Kuščer, T. Očepek, R. Pavlovec, L. Šercelj, H. Us in L. Zlebnik. Studentje so izvolili za svojega zastopnika V. Ferjančiča. V nadzorni odbor sta bila izvoljena ing. M. Breznik in Š. Kolenko, za častno razsodišče pa dr. I. Rakovec in C. Šlebinger. Novi člani plenuma so postali dr. ing. J. Duhovnik, ing. D. Jelenc in D. Kuščer, medtem ko sta bila za nadzorni odbor Zveze geoloških društev izbrana dr. ing. J. Duhovnik in ing. D. Jelenc.

Med slučajnostmi je povedal ing. I. Štruel iz Mežice, da potrebuje tamkajšnji rudnik geologa in želel je zvedeti, kdo bi mogel priti čimprej na to mesto. Ker trenutno ni nobenega kandidata, bo društvo obvestilo o tem absolvente geologije. V zvezi s tem predlaga doc. D. Kuščer, naj bi napravilo Slovensko geološko društvo pregled razpoložljivih mest za nastavitev geologov. Doc. C. Šlebinger pripominja, naj bi mladi geologi dobili najprej nekaj prakse pod vodstvom starejših geologov in naj bi šele nato odšli na samostojna službena mesta. Čeprav bi bilo to zelo koristno, se je v diskusiji pokazalo, da bi bila taka praksa združena s precejšnjimi težavami.

Nadalje je bilo govora o tem, kako dobiti več kreditov za geološko kartiranje, tako da ne bi bilo omejeno samo na manjša območja v zvezi z rudarskimi in inženirsko-geološkimi raziskavami.

Končno je bila izražena še želja, naj bi bilo Slovensko geološko društvo posrednik med zunanjimi geologi in geološkimi institucijami za strokovno literaturo, do katere geologi v operativi sicer ne morejo priti.

Predsednik je nato zaključil V. občni zbor in se zahvalil za udeležbo in sodelovanje.

Sprejel uredniški odbor dne 15. maja 1956.

