

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1967

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

10. KNJIGA



LJUBLJANA 1967

VSEBINA — CONTENTS

<i>Kuščer, D.</i>	
Zagorski terciar	5
Tertiary Formations of Zagorje	69
<i>Mlakar, I.</i>	
Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča	87
Structure of the Idrija Ore Deposit	115
<i>Breznik, M.</i>	
Račun dotoka iz podtalnice v globoko gradbeno jamo strojnice hidroelektrarne Srednja Drava I	127
Ground Water Inflow into the Deep Building Pit of the Powerhouse of the Srednja Drava Power Station I	141
<i>Pleničar, M. in Buser, S.</i>	
Kredna makrofavna Trnovskega gozda	147
The Cretaceous Macrofauna in the Western Part of the Trnovski Gozd	158
<i>Srubar, L.</i>	
O sedimentih na meji kreda-terciar v južni Sloveniji	161
About the Sediments in the Cretaceous-Tertiary Boundary in Southern Slovenia	164
<i>Pavlovec, R.</i>	
Mehkužci iz jezerske krede na Ljubljanskem barju	167
Mollusca in Lacustrine Chalk of Ljubljansko Barje	184
<i>Kolosváry, G.</i>	
Lutetian Corals from Črni Kal in Yugoslavia	189
Lutecijske korale iz Črnega Kala v Jugoslaviji	202
<i>Kolosváry, G.</i>	
Korallen und Balaniden aus den paläogenen Schichten Jugoslawiens	205
<i>Hinterlechner-Ravnik, A. in Pleničar, M.</i>	
Smrekovski andezit in njegov tuf	219
The Smrekovec Andesite and its Tuff	236
<i>Grimšičar, A.</i>	
Zeoliti v oligocenskih tufih med Mozirjem in Celjem	239
Zeolites in the Oligocene Tuffs of the Region between Mozirje and Celje	244

<i>Gregorič, V.</i>	
Minerali glin v nekaterih talnih enotah Slovenskega Primorja	247
Clay Minerals in Some Soils in Littoral Slovenia	268
<i>Štribar, V.</i>	
Nekatere geomorfološke spremembe pri Izoli, dokumentirane z arheološkimi najdbami	271
Some Archaeological Relics and Geomorphological Changes at Izola	275
<i>Grimšičar, A. in Očepek, V.</i>	
Vrtini BV-1 in BV-2 na Ljubljanskem barju	279
Exploratory Bore Holes BV-1 and BV-2 in the Ljubljana Moor	301
<i>Drobne, K.</i>	
Izkopavanje mastodonta v Škalah pri Velenju	305
The Excavation of Mastodon at Škale	311
<i>Antoničević, A.</i>	
Klivaža — prevladujoč strukturni element v grödenskem peščenjaku Žirovskega vrha	313
Cleavage — Predominant Structural Element in Gröden Sandstone of Žirovski vrh (Slovenia)	320
<i>Drakulić, N.</i>	
Trase in izostrate na geološki karti	323
Traces and Isostrata on a Geological Map	346
<i>Pavlovec, R.</i>	
Poročilo o delovanju Slovenskega geološkega društva v letu 1965	351
Pravila Slovenskega geološkega društva	354
Prejete knjige	359

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana · Letnik 1967 · 10. knjiga · Volume 10

ZAGORSKI TERCIAR*

Dušan Kuščer

Z 1 sliko med tekstom in s 17 slikami v prilogi

Kratka vsebina. V razpravi so zbrani podatki, ki smo jih dobili pri rudarskih raziskovalnih delih in pri geološkem kartiranju na območju rudnika rjavega premoga Zagorje.

Foraminiferna favna morske gline v krovlini premoga je srednje-oligocenske starosti. To dokazuje, da je del zagorskih soteških plasti lagunarni ekvivalent morskih srednjeoligocenskih plasti (gornjegrajskih plasti) z območja severno od Posavskih gub. Spodnji del govških plasti je morski in je akvitanse starosti, medtem ko je njihov gornji del brakičen in pripada morda mlajšim oddelkom spodnjega miocena. Nad govškimi plastmi ležeče laške plasti so tortonske starosti. Sarmatske plasti so ohranjene samo v manjših krpah v sredini glavne kadunje.

Zagorski terciar je samostojen del laškega sinklinorija. Zaradi sorazmerno mehke podlage iz psevdofiljskih plasti se je terciarno območje močneje deformiralo kot sosednje triadno in paleozojsko območje. Glavno gubanje je verjetno spodnjepliocensko (atiško), medtem ko sta obe diskordanci med terciarnimi plastmi (savska in štajerska) posledica šibkih tektonskih premikov. Avtor je ugotovil, da obstaja na območju zagorskega terciarja več narivov, ki pa niso usmerjeni povsod proti jugu, temveč mnogokje tudi proti severu.

PREDGOVOR

Rudnik rjavega premoga Zagorje je leta 1955 praznoval dvestoletnico obstoja. Kljub dolgemu času rudarjenja pa geološka zgradba premogišča še ni dovolj pojasnjena, kar je treba pripisati njeni zamotanosti in hitrim facialnim spremembam terciarnih skladov.

Z napredovanjem rudarskih del v globino dobivamo vedno več podatkov o geoloških razmerah v območju posameznih jamskih obratov,

* Razprava je skrajšana doktorska disertacija, ki jo je avtor branil pred komisijo fakultete za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani dne 6. junija 1964.

ki nam omogočajo ponekod zanesljivo konstrukcijo sorazmerno globokih geoloških profilov. Zaradi tega je bila podrobna raziskava geoloških razmer v zagorskih rudarskih revirjih od vsega začetka zelo vabljiva.

Pobudo za to delo je dal tov. ing. Samo Čermelj, ki se mu na tem mestu za to najlepše zahvaljujem. Prav tako se moram zahvaliti upravi rudnika rjavega premoga Zagorje, predvsem bivšemu glavnemu direktorju ing. Stanetu Z a b o v n i k u in bivšemu tehničnemu direktorju ing. Rudiju A h č a n u, ki sta ves čas spremljala z zanimanjem moje delo in mi omogočila vpogled v arhiv rudnika in pregled vseh jamskih del.

Prof. dr. Ivanu R a k o v c u se pa zahvaljujem za mnoge koristne nasvete in za vodstvo pri znanstveni obdelavi materiala.

I. UVOD

Terciarni plasti zagorskih premogovnih kadunj tvorijo le del dolgega terciarnega pasu, ki se na zahodu prične pri Moravčah in se čez Zagorje, Trbovlje, Hrastnik in Laško nadaljuje vzhodno od Savinje. Ta pas terciarnih sedimentov so imenovali povečini laški terciarni zaliv ali laško sinklinalo, sosednja pasova triadnih in mlajših paleozojskih kamenin pa litijsko in trojansko antiklinalo. Podrobnejša geološka raziskava terena pa kaže, da ne gre za enostavno sinklinalno in antiklinalno zgradbo (sl. 12 do 15). Zato bomo te tektonske enote označevali kot sinklinorije in antiklinorije.

Izraz sinklinorij izvira od D a n e (1873, cit. po Stilleju, 1924, 7), vendar ga je uporabljal v drugačnem smislu kot ga uporabljamo danes. D a n a je s tem izrazom označeval celotno nagubano gorovje, ki je nastalo iz ene geosinklinalne. Kasneje so geologi uporabljali izraz sinklinorij in analogno antiklinorij za označevanje sinklinalnih in antiklinalnih struktur, pri katerih so krila nagubana z manjšimi gubami. Večina definicij sinklinorija in antiklinorija ne vsebuje nobenega določila o velikosti takih struktur (npr. Lahee, 1941, 168; Moret, 1955, 365; Metz, 1957, 28; Kettner, 1957, 28; Nevin, 1949, 39). Le manjše število avtorjev je mnenja, verjetno pod vplivom D a n o v e definicije, da kot sinklinorij in antiklinorij lahko označujemo le zelo široke strukture (npr. Geikie, 1940; Termier & Termier, 1956, 121).

Izraz sinklinorij pogosto uporabljajo ruski geologi in z njim označujejo podobne strukture kot je laško-zagorski terciarni pas. Tako je npr. Sudakskij sinklinorij na Krimu širok le okrog 10 km, Račinskij sinklinorij na Kavkazu pa 10 do 15 km. Severno od Sudakškega sinklinorija leži Vzhodnokrimska sinklinala, ki je približno enako široka kot sosednji sinklinorij, a je tektonsko bolj enostavno zgrajena. Razlika je torej le v zgradbi, ne pa v velikosti obeh tektonskih struktur (L a z j k o, 1962, 356 in 311).

Izraz sinklinorij so uporabljali tudi francoski geologi pri opisovanju geologije armorikanskega masiva in so z njim označili sorazmerno ozke pasove staropaleozojskih kamenin, ki se vlečejo v smeri zahod—vzhod

med metamorfnimi kameninami (npr. aksialni sinklinorij med krajema Laval in Chauteaulin, Gignoux, 1950, 64).

Tudi laški terciar doseže vzhodno od Savinje podobno širino kot zgoraj navedeni sinklinoriji in je tudi tu, podobno kot pri Zagorju, zgrajen iz več vzporednih sinklinal. Zato mislimo, da sta izraza sinklinorij in analogno antiklinorij primernejša za označevanje terciarnih in triadno-karbonskih pasov v Posavskih gubah kot pa sinklinala in antiklinala.

Posamezni odseki laško-zagorskega sinklinorija se po zgradbi med seboj precej razlikujejo. Že Bittner (1884) je razdelil terciar med Laškim in Šemnikom v več delov, ki so med seboj ločeni s prečnimi in diagonalnimi prelomi. Bobenski prelom loči pri Hrastniku vzhodni, laški odsek, od naslednjega, trboveljskega, ki se konča na zahodu ob prečnem triadnem grebenu. Nadaljevanje terciarja je premaknjeno nekoliko proti severu; prične se s prav ozkim pasom že v trboveljski dolini in se nato pri Jazmah močno razširi ter doseže največjo širino pri Zagorju. Zagorski odsek se zahodno od Mlinš deli v dva jezika; severni se konča zahodno od Kolovrata, južni pa pri Vidrgi. Po Tellerjevi geološki karti (Teller, 1907) se južni pas terciarja zoži tu na kakih 100 m in se nato spet hitro razširil v zadnji, tj. moravški odsek laško-zagorskega sinklinorija. Pri podrobnejšem pregledu terena pa ugotovimo, da je tu terciar prekinjen podobno kot pri Trbovljah. Zagorski del terciarnega sinklinorija je torej popolnoma samostojen in ni v neposredni zvezi s sosednjimi deli (sl. 18).

Glavna naloga te razprave je, dati čim točnejšo sliko o geološki zgradbi zagorskega terciarja. V ta namen smo povezali geološke podatke površinskega geološkega kartiranja, rudarskih del in raziskovalnega vrtnanja. Za globlje dele kadunj je ta slika še vedno hipotetična in se bo pri nadaljnjih raziskavah z napredovanjem rudarskih del proti globini še znatno spremenila. Upamo pa, da bo geološka slika zagorskega dela sinklinorija, ki jo podajamo tu, lahko rabila kot delovna hipoteza pri usmerjanju nadaljnjih geoloških raziskovalnih del v rudniku Zagorje.

Dosedanje raziskave

Bittnerjevo obsežno in temeljito delo iz l. 1884 je še danes osnova za študij terciarja ne samo med Laškim in Zagorjem, temveč v veliki meri za ves slovenski terciar. Vsebuje tudi dober pregled vseh starejših raziskav, ki ga zato tu ne ponavljamo. Bittner je terciarne plasti podrobno horizontiral, kar bomo posebej obravnavali v stratigrafskem delu.

Za Bittnerjem je v geološki literaturi kaj malo podatkov o zagorskem terciarju. Edino Petrascheck je podal nekaj podrobnosti o tektoniki zagorskih kadunj (1926/29, 326—327). Obenem je ugotovil, da so soteške plasti katske starosti. Pač pa je bilo objavljenih nekaj razprav o ostalih delih Posavskih gub, ki jih je treba upoštevati tudi pri študiju zagorskega terciarja.

Ko je Fuchs (1894) primerjal radobojsko favno s favno akvitana jugozahodne Francije in zgornjega oligocena severne Nemčije, je prišel

do prepričanja, da so premogonosne radobojske plasti akvitanse, medtem ko je zgornji oligocen v severni Nemčiji starejši. Zato je uvedel za zgornji oligocen samostojno stopnjo, starejšo od akvitana, in jo imenoval kat. Kasneje mu je večina avtorjev sledila, v novejšem času pa so nekateri raziskovalci terciarja v Evropi imeli akvitan in kat za časovna ekvivalenta (Oppenheim, 1903, 209; Dietrich & Kautsky, 1920, 245; Sötsz, 1956, 215).

Tellerjeva dela so pomembna predvsem zaradi tega, ker je določil starost domnevno karbonskih »ziljskih«
skrilavcev celjskega gradu kot srednjetriadno. Enaki skrilavci so tudi v bazi terciarja v severnem krilu laško-zagorskega sinklinorija (Teller, 1885, 319 in 1889, 210). Za te sklade se je kasneje udomačilo ime psevdoziljski skladi (Teller, 1899, 18). Teller je izdelal geološko karto Celje-Radeče (Teller, 1907). Pri tem terciarnega ozemlja med Laškim in Zagorjem ni ponovno podrobneje raziskoval, temveč je uporabil Bittnerjeve podatke, ki svoje karte ni objavil.

Dreger je kartiral sosednji, vzhodni list geološke karte, vendar ni podal nobenih bistvenih novosti, ki bi jih bilo treba upoštevati pri raziskavah zagorskega terciarja (Dreger, 1907, 1920).

Munda (1939) je pri opisovanju morske favne iz talnine premoga pri Senovem potrdil Petrascheckovo določitev starosti soteških skladov kot katsko. Pri kartiranju terciarnih kadunj med Laškim in Hrastnikom je opisal tudi triadno podlago in imenoval dolomit na severni strani psevdoziljskega pasu kot mendolski dolomit (Munda, 1953, 41).

Kühnel (1933) je raziskoval terciarno gričevje pri Kamniku in Moravčah. Tu je lahko določil podobne oddelke kot Bittner v krovini soteških plasti v laško-zagorskem sinklinoriju. Postavil jih je v burdigal, helvet in torton.

Petrascheck (1926/29) je pri obravnavanju premogišč Posavskih gub razlikoval dva horizonta s premogom, starejšega, ki mu pripadajo sladkovodni in brakični soteški skladi, ter morskega (Krapina idr.), ki je akvitanse starosti.

V primerjalni stratografski tabeli senovskega in trboveljskega terciarja je Petrascheck leta 1940 navedel tudi dve diskordanci znotraj terciarnih plasti, kar je v skladu z geološkimi razmerami zagorskega terciarja.

Sklade pri Krapini in Radoboju, ki jih je Fuchs (1894) imel za tipične akvitanse, je Anić (1952) pri ponovni obdelavi postavil v kat.

V Zagorju sem našel nad soteškimi plastmi nekatere značilne srednje-oligocenske foraminifere. To odkritje je prineslo dvom v pravilnost uvrstitve soteških skladov v kat (Papp, 1954 in 1955; Kuščer, 1955). Majzon (1958) je na podlagi tega primerjal soteške sklade z ribjim skrilavcem pri kraju Ileanda (Nagy Ilonda) na severnem Sedmograškem, ki leži pod morsko glino s podobno rupelsko favno kot jo imamo v morski glini v Zagorju. Zato je soteške sklade postavil celo v latorf. V sto letih geoloških raziskav so se tako soteški skladi premaknili iz spodnjega miocena v spodnji oligocen.

Panonski sedimenti se v laško-zagorskem terciarju niso ohranili, pač pa sklepa Winkler po morfoloških znakih, da so bili tu nekoč odloženi. Obširneje je pisal o rečnemrodu na triadni planoti pri Vrhju južno od Zagorja in ga postavil v dakijsko stopnjo (Winkler, 1958).

II. STRATIGRAFIJA

II. 1. Predterciarni sistemi

Od predterciarnih sistemov bomo obravnavali obširneje samo srednje- in zgornjetriadne plasti, ki tvorijo neposredno podlago terciarja.

Med triadnimi kameninami Posavskih gub imajo psevdoziljski skladi posebno važno vlogo, ker je njihova korelacija z dolomiti in apnenci trojanskega antiklinorija dala povod za zanimive tektonske sinteze Posavskih gub.

Karbon

Litološka sestava karbonskih skladov litijskega in trojanskega antiklinorija je monotona. Menjavajo se črni glinasti skrilaenci s sivimi kremenovimi peščenjaki in konglomerati. Terciarni skladi zagorskega sinklinorija niso nikjer v transgresivnem kontaktu s karbonskimi skladi, temveč se stikajo z njimi le ob dislokacijah. Šele pri Hrastniku transgredirajo terciarni skladi neposredno na karbonske plasti in še to le mlajši, srednjemiocenski sedimenti (litavski apnec).

Perm

Med karbonom in debelimi skladi srednetriadnih dolomitov so permške in werfenske plasti razvite zelo neenakomerno. Ponekod popolnoma manjkajo, drugje pa imajo znatno debelino. Ta neenakomernost je v precejšnji meri posledica že prvotno neenakomerne sedimentacije, delno pa tudi kasnejših tektonskih vplivov. Pod werfenskimi plastmi je na južnem pobočju Partizanskega vrha (Sv. planine) razgaljen v precejšnjem obsegu rdeč peščenjak in precej grob konglomerat, ki je po svoji legi in litološki sestavi ekvivalent grödenskega peščenjaka. Enak konglomerat nastopa tudi v okolici Ržiš. Na zahodnem delu karte, pri Orehovici, pa je grödenski peščenjak bolj drobnozrnat in brez grobih konglomeratnih vložkov.

Med grödenskim peščenjakom in konglomeratom na eni ter werfenskimi skladi na drugi strani leži skoraj vedno pas sivega dolomita, ki je le tu in tam nekoliko lapornat in tedaj svetlo rjavkast. Razen tega rjavkastega različka je dolomit litološko zelo podoben srednetriadnemu dolomitu in ga le po njegovi legi postavljamo v zgornji perm. To je torej ekvivalent žažarskih skladov, ki so na več mestih v škofjeloškem hribovju tudi razviti samo v dolomitnem faciesu (Ramovš, 1958-a, 475). Debelina žažarskega dolomita pri Orehovici in Ržišah precej niha in znaša največ kakih 30 do 40 m.

Triada

Velik del prodnikov v terciarnih sedimentih je iz triadnih kamenin. Petrografska sestava teh prodnikov se menja od spodaj navzgor; v tem se odraža postopna denudacija trojanskega in litijskega antiklinorija.

Medtem ko so si spodnjetriadni skladi podobni povsod, kjerkoli nastopajo, so v srednji triadi velike facialne razlike, ki otežkočajo medsebojno korelacijo raznih litostratigrafskih enot v Posavskih gubah. Južno od Save je povečini vsa triada nad werfenskimi skladi razvita kot enoten dolomitno-apnen masiv brez skrilauropeščenih vložkov, ki bi omogočali njegovo razčlenbo v standardne južnoalpske oddelke triade. Severno od laško-zagorskega sinklinorija pa nastopajo psevdoziljski skladi v debelini nekaj sto metrov. Prav pomanjkanje skrilaavih vložkov v sklenjenih triadnih profilih južno od Save je Bittnerja motilo, da si psevdoziljskih skladov ni upal uvrstiti v triado.

Kasneje, ko je bila določena wengenska starost psevdoziljskih skladov, je velika facialna razlika v tako majhni razdalji dala povod za zanimive tektonske in paleogeografske sinteze, ki so v tesni zvezi s korelacijo triadnih dolomitov in apnencev trojanskega antiklinorija s psevdoziljskimi skladi. Bittner je označeval te dolomite skupaj z apnenci, ki nastopajo nad njimi, kot »svetel zgornjetriadni apnenec in dolomit« (Bittner, 1884, 473), Teller (1896, 20) in Winkler (1923, 204) kot schlernski dolomit, Kühnel (1933, 65) in Munda (1953, 41) pa kot mendolski dolomit. Do teh razlik je moglo priti le ob predpostavki, da kontakt med psevdoziljskimi skladi in dolomitom ni normalen, temveč tektonski.

Teller (1896-b, 20) je prišel do sklepa, da je dolomit schlernski, na podlagi ugotovitve, da leži pri Jurkloštru nad njim črn skrilaavec, ki je podoben velikotrnskim skladom in »kaže na karnijsko starost«. Teller je torej logično sklepal, da je dolomit, ki leži konkordantno pod tem skrilaavcem, schlernski. Ker lahko ta dolomit sklenjeno zasledujemo do Trbovelj in Zagorja, je Winkler sklepal, da so vsi dolomiti litijskega in trojanskega antiklinorija wengenske starosti, torej enako stari kot psevdoziljski skladi. To skupno nastopanje schlernskega dolomita in psevdoziljskih skladov je skušal razložiti s širokopotezno krovno teorijo, ki pa ni utemeljena (Kuščer, 1962, 67 in 68).

Pri ponovnem kartiranju smo ugotovili, da so wengenski psevdoziljski skladi normalna krovina dolomita, ki je zaradi tega lahko le anizičen, in ga bomo imenovali mendolski dolomit.

Ta dolomit pa je brez dvoma enak Tellerjevemu schlernskemu dolomitu iz okolice Jurkloštra, saj ga na terenu sklenjeno zasledujemo od tam do Zagorja (glej geološko karto Celje-Radeče, Teller, 1907). Po legi nad dolomitom ustrezajo Tellerjevi rabeljski (»velikotrnski«) skladi pri Jurkloštru popolnoma psevdoziljskim skladom v okolici Zagorja. Zato bi bilo najbolj prirodno, da bi jih uvrstili med psevdoziljske sklade; vendar bi s tem prišli v nasprotje s Tellerjevo korelacijo teh skladov z rabeljskimi. Možno je dvoje: ali je Tellerjeva določitev favne v skrilaavcih iz okolice Jurkloštra kot rabeljske napačna in je ta

v resnici ladinska ali pa psevdoziljski skladi ne obsegajo samo ekvivalentov wengenskih plasti, temveč tudi višjih oddelkov triade tja do rabeljskih skladov. V tem primeru bi bila triada zahodnega dela Posavskih gub sorazmerno zelo malo razčlenjena, spodaj werfenski skladi, nato mendolski dolomit, psevdoziljski skladi in zgornjetriadni dolomit ter apnenec. Ta druga možnost se nam zdi precej verjetna, ker je triada na južni strani Dobrovelj in Krvavca podobno razčlenjena. Vso maso triadnih apnencev in dolomitov deli tu en sam skrilavo-peščen oddelek (šenturški in dobroveljski skladi) v dva dela (Teller, 1896-a, 110 in 121 do 122).

Če pa imajo psevdoziljski skladi tako širok stratigrafski obseg, tj. od ladinske do karnijske stopnje, moramo prištevati k njim tudi amfiklinske sklade baške grape, kot je to storil že K o s s m a t (1913, geološka karta; 1936, 143).

Psevdoziljski skladi se proti jugu zelo hitro izklinijo in jih južno od Save ni več. V mnogih profilih (npr. od postaje Hrastnik do vrha Kuma) sta vsa srednja in zgornja triada razviti dolomitno in apeno.

Nobenega razloga ni, da bi domnevali tudi proti severu tako hitro izklinjevanje psevdoziljskih skladov. Ti skladi se pojavijo na severnem krilu trojanskega antiklinorija v znatno večji debelini kot na južni strani. Zdi se celo, da je psevdoziljski velik del skladov, ki so na Tellerjevi (1907) geološki karti označeni kot karbonski. Pri Tremerju pada plastovit školjkoviti apnenec Golega hriba proti severu pod sklade, ki so na karti označeni kot karbonski. Meja med tem apnencem in »karbonskimi« skladi je dobro razgaljena, vendar ni opaziti nobenih dislokacij ali drugih znakov tektonike, temveč leži skrilavec konkordantno na apnencu. Zbrusek peščenjaka iz vložka v teh skrilavih skladih je pokazal, da to ni normalen karbonski kremenov peščenjak, temveč močno karbonatna droba, kakršna je pogostna v psevdoziljskih skladih. Zato moramo imeti vse skrilavce med apnencem Golega hriba na jugu in Slomnika na severu za psevdoziljske. Kako se ti psevdoziljski skladi nadaljujejo proti Mariji Reki in naprej, je treba šele raziskati.

Ker vpadajo dolomiti trojanskega antiklinorija na južnem in na severnem krilu pod psevdoziljske sklade, jih prištevamo v celoti k mendolskemu dolomitu. Nobenega znaka ni, da bi segali dolomiti trojanskega antiklinorija više v triado. Psevdoziljski skladi so torej prvotno nastopali sklenjeno na vsem območju trojanskega antiklinorija. Šele v terciarju jih je denudacija odstranila s temena antiklinorija, tako da nastopajo danes v dveh ločenih pasovih, južnem na severni strani laško-zagorskega sinklinorija, in severnem na severnem krilu trojanskega antiklinorija. Velika množina prodnikov psevdoziljskih kamenin v spodnjeseoteških plasteh nam govori, da je bil prav v času njihove sedimentacije denudiran večji del psevdoziljskih skladov z vrha sosednjega antiklinorija (K u š č e r, 1962, 68).

Na južni strani terciarnega sinklinorija dobimo psevdoziljske sklade le med Jazmami in Trbovljami ter v majhni krpi južno od Kisovca. V okolici Save in Renk pa dobimo med triadnim dolomitom skrilavo peščene kamenine, pretežno rdeče barve, ki so na Tellerjevi geološki karti označene kot werfenski skladi, vendar se po litološki sestavi precej

razlikujejo od tipičnih werfenskih skladov na severni strani terciarnega sinklinorija. V njih ni niti sledu o ploščastem apnencu in sivem peščenem skrilavcu, ki sta sicer v werfenskih skladih precej razširjena. Ta rdeč peščen skrilavec je bolj podoben grödenskemu peščenjaku, vendar ni v njem nikjer konglomerata, kakršnega dobimo drugje med grödenskim peščenjakom. Nastopanje werfenskih ali grödenskih plasti sredi med triadnimi bi mogli razložiti le s precej zamotano tektoniko. Toda skrilavci imajo na precejšnjo razdaljo skoraj enako debelino in jih nikjer ne spremljajo karbonski skladi. Težko je razumljivo, da bi prišli v današnjo lego pri tektonskih premikih.

Rdeči skladi, kakršni so na Tellerjevi geološki karti označeni kot werfenski, nastopajo v ozkem pasu severno od vasi Sava in potekajo skoraj točno v smeri zahod—vzhod proti dolini Mošenika. Mnogo bolj so razširjeni južno od Renk v dolini Konjščice.

Pri podrobnejšem kartiranju teh pasov smo opazili, da nastopata v njihovi bazi na mnogih krajih zelen tuf in tufit, tako severno od vasi Sava, v znatno večji debelini pa pri Konjščici. Ponekod dobimo podobne zelene sklade tudi nad rdečim peščenim skrilavcem na kontaktu z zgornjetriadnim dolomitom. Drugje pa so zelene tufske kamenine sredi dolomita brez rdečega peščenega skrilavca. Pri Ravnah južno od Renk je med tufi nekaj vložkov črnega skrilavca in rjavkasto preperevajočega peščenjaka, ki po svoji litološki sestavi močno spominjajo na psevdofiljske sklade. Med zelenimi tufskimi kameninami v južnem delu doline Konjskega potoka se pojavljajo celo vložki ploščastega apnenca, ki vpada pod rdeč peščen skrilavec.

Čeprav v teh skladih še nismo našli nobenih fosilov, smo jih po legi sredi med triadnimi dolomiti uvrstili v srednjo triado. Tudi zelene tufske kamenine nam to potrjujejo, saj je v Sloveniji na območju južno od Savinjskih Alp znan do sedaj samo wengenski vulkanizem. Ni še dovolj raziskano, ali so zelene tufske kamenine, ki nastopajo ponekod nad rdečimi skrilavci, prišle v ta položaj pri tektonskih premikih ali so bile že prvotno tako odložene. V tem primeru bi nam dokazovale, da se je vulkansko delovanje ponavljalo dalje časa in trajalo verjetno do karinjske stopnje.

Na sosednjih ozemljih nahajamo podobne rdeče triadne sklade v zgornjem delu rabeljskih skladov pri Drenovem griču in pri Orljah. Še bolje so razviti na Kočevskem in ob Kolpi, kjer leže transgresivno na »permo-karbonu« (Koch, 1933, 6). Te sklade ob Kolpi so pred Kochom označevali kot werfenske, ker leže neposredno na paleozojski podlagi. Sicer ni Koch našel v njih nobenih fosilov, niti v dolomitu, ki jih prekriva, temveč šele v apnencu nad tem dolomitom. Apnenec je liadni in po normalnem zaporedju je Koch sklepal, da je dolomit zgornjetriadne starosti, rdeči skladi pod njim pa rabeljski. Kako daleč sega diskordanca na bazi rdečih rabeljskih skladov proti severu, še ni ugotovljeno.

Rdeči skladi pri Savi in Renkah so po svoji legi vsekakor blizu Kochovim rabeljskim skladom v Gorskem Kotaru. Če pripišemo tem rdečim skladom v celoti zgornjetriadno starost, zelenim tufom pa ladinsko, potem pogrešamo ekvivalente kasijanskih skladov. Ni torej

izključeno, da segajo rdeči skladi s svojim spodnjim delom še niže, v zgornji del srednje triade.

Ti vložki rdečega peščenega skrilavca in tufskih skladov niso razviti na vsem območju južno od Save, temveč nastopajo v obliki leč in se večkrat popolnoma izklinijo. Posebno jasno opazujemo to južno od Raven, kjer prehajajo tufski skladi lateralno v dolomit.

Dolomit tu torej ne obsega samo ekvivalentov mendolskega dolomita, temveč sega više v triado in obsega tam, kjer manjkajo psevdofiljski skladi, oziroma skrilavi in tufski vložki, ekvivalente vse srednje triade. Zato bi ga imenovali na takih mestih najbolje »mendolski in schlernski dolomit«. Enako je storil Geyer (1902, 35) pri opisu triade v okolici San Stefana, kjer je podobno opazoval, da wengenski črn ploščat apnenec in skrilavec zelo hitro prehajata v svetel dolomit. Dva dolomitna oddelka je možno ločeno kartirati samo tam, kjer so wengenski skladi v normalnem razvoju; kjer se izklinijo, se spodnji (mendolski) in zgornji (schlernski) dolomit združita.

Južno od reke Save (npr. južno od postaje Hrasnik) ponekod ni niti »rdečega rabeljskega« skrilavca, zato tod ne moremo ločiti niti zgornjetriadnega dolomita od srednjetriadnega.

Po teh podatkih je mogoče približno rekonstruirati razširjenost faciesov v srednji triadi na območju južno od Savinjskih Alp. Del južne Slovenije (Kočevska) je bil s sosednjim območjem Gorskega Kotara v srednji triadi otok, ki ga dokazuje transgresija »rdečih rabeljskih« skladov na paleozoik. Ta transgresivna lega je do sedaj zanesljivo dokazana samo do Mozlja pri Kočevju, dalje proti severu pa ne. Severna meja tega srednjetriadnega otoka leži torej verjetno blizu meje med Posavskimi gubami in Dolenjskim krasom. Severno od tod, tj. v južnem delu Posavskih gub, sledi v srednji triadi obrežni pas. Tu se je v plitvem morju sedimentirala srednja triada kot mendolski in schlernski dolomit, ponekod pa kot zelen vulkanski tuf in rdeči terigeni sedimenti.

V večji oddaljenosti od obale, tj. dalje proti severu na današnjem območju med laško-zagorskim sinklinorijem in Savinjskimi Alpami so nastajali psevdofiljski skladi. Njihova temna barva kaže, da so nastajali delno pri pomanjkanju kisika, kar je v skladu z večjo globino morja. Debelina psevdofiljskih skladov proti severu narašča.

Še dalje proti severu, v okolici Kranjske rebri in doline Črne ter na vzhodnem koncu Dobrovelj in v okolici Vojnika, nastopajo v srednji triadi skrilavci, ki so podobni mnogo starejšim, že delno metamorfoziranim sedimentom. Teller jih je kartiral delno kot staropaleozojske delno pa celo kot gnajse. Že Nikitin je bil mnenja, da so to triadni skrilavi tufi in tufiti (Slokan & Kuščer, 1958, 58). Tudi H inter-lechnerjeva (1959, 129) misli, da so ti skladi srednjetriadne starosti. Tudi za podobne »staropaleozojske« sklade v okolici Blegoša je že Nikitin domneval, da so srednjetriadni.

Severno od teh wengenskih skladov s staropaleozojskim videzom nastopajo v Savinjskih Alpah wengenski skladi spet v normalni obliki ploščatega apnenca in tufa.

Winklerjeva hipoteza o ločeni južnoalpski in dinarski geosinklinali (Winkler, 1923, 46) je bila zgrajena na predpostavki, da so skladi Kranjske rebri in okolice Blegoša staropaleozojski. Z ugotovitvijo, da so to srednjetriadne plasti, odpade hipoteza o ločenih geosinklinalah.

Spodnja triada

Werfenski skladi. Klasična nahajališča werfenskih skladov v Posavskih gubah pri Partizanskem vrhu (Sv. planini) leže že precej daleč zunaj območja kartiranega ozemlja. Werfenski skladi na kartiranem območju niso tako lepo razviti. Nastopajo le na severni strani terciarja pri Orehovi in v okolici Ržiš ter ločijo zgornjepermski dolomit od mendolskega. Sestavljeni so iz ploščastega apnenca in skrilavega laporja, povečini temno sive barve, ki se med seboj menjavata. Meja z zgornjepermskim dolomitom ni ostra, ker se pojavljajo podobni vložki v zgornjih delih tega dolomita in tako postopno prehajajo v werfenske sklade. Podobne razmere je opisal Teller (1896, 80) iz Kokrške doline. V zgornjem delu werfenskih skladov prevladuje ploščast apnenec nad skrilavimi vložki. Nad tem apnenecem leži neposredno srednjetriadni dolomit. Teller je kartiral povsod na bazi dolomita ozek pas školjkovitega apnenca, vendar ni navedel iz teh plasti nobenih značilnih fosilov. Ker so tudi v sosednjem, zahodnem ozemlju, v Polhograjskem in Škofjeloškem hribovju razviti zgornjeverfenski skladi kot ploščast apnenec, se nam zdi bolj naravno, da pustimo tudi ta ploščast apnenec pri Zagorju še pri werfenskih skladih in pričnemo srednjo triado z mendolskim dolomitom.

Pas rdečih peščenih kamenin na severni strani Borovnika, ki ga je Teller na podlagi Bittnerjevega opisa kartiral kot werfen, uvrščamo podobno kot one pri Savi in Konjščici, v srednjo ali zgornjo triado. S tem se ujema Rakovčeva ugotovitev, da so amoniti iz ploščastega apnenca, ki nastopa tik ob peščenjaku, ladinske starosti (Rakovec, 1950). V podaljšku rdečega peščenjaka na skrajnem vzhodnem koncu borovniške triade nastopa v dolomitu normalna psevdodziljska droba.

Srednja triada

Mendolski in schlernski dolomit. Neposredno na werfenskem, zelo pogosto pa tudi neposredno na črnem karbonskem skrilavcu leži neplastovit svetlo siv dolomit, v katerem ni nobenih določljivih fosilov. Po legi med werfenskimi in psevdodziljskimi skladi ga zanesljivo lahko paraleliziramo z mendolskim dolomitom. Južno od terciarnega sinklinorija, kjer psevdodziljski skladi manjkajo, obsega tudi ekvivalente višjih oddelkov triade in ga moramo zato tam označevati kot »mendolski in schlernski dolomit«. Kjer manjkajo še vložki rdečega peščenega skrilavca, verjetnega ekvivalenta rabeljskih skladov, pa ne moremo potegniti niti meje med srednjo in zgornjo triado.

Mendolski in schlernski dolomit okolice Zagorja je metasomatski dolomit (Strahov, 1958, 4). Sicer v njem ni apnenčevih vložkov, ki so

drugje ponavadi znak metasomatskega nastanka dolomita, a v okolici Borij vsebuje slabo ohranjene ostanke različnih fosilov, med temi tudi velika krinoidna stebelca, ki dokazujejo njegov metasomatski nastanek. Zanimivo je, da se je pri dolomitizaciji ohranila kristalna struktura krinoidnih stebelc, ki so sestavljena iz enotnih dolomitnih kristalov. Očividno se pri dolomitizaciji nadomešča atom Ca z atomom Mg, sicer se struktura ne bi ohranila.

Tik pod mejo z domnevno zgornjetriadnim apnencem na Vrhu južno od Zagorja se v dolomitu pogosto pojavljajo vložki svetlo rjave kalcitne sige, ki jo moramo imeti za znak delnega zakrasevanja pred odložitvijo tega apnenca, tj. za znak diskordance med dolomitom in apnencem. Tudi geološke razmere južno od Save, kjer leži apnec na različnih triadnih kameninah, ponekod na dolomitu, drugje na rdečem »rabeljskem«
skrilavcu, kažejo prav tako na transgresivno lego tega apnenca.

Triadni dolomit in apnec tvorita na mnogih krajih podlago terciarnih skladov in sta za jamska dela rudnika Zagorje nevaren vodonosni horizont s subarteško ali arteško vodo. Psevdoziljski skladi dele vso pretežno dolomitno triado na dva ločena vodna horizonta, spodnjega v mendolskem dolomitu in zgornjega v zgornjetriadnem dolomitu, oziroma apnencu.

Psevdoziljski skladi. Ime teh skladov izvira od Tellerja (1889) (Pseudo-Gailthaler Schiefer). Ta izraz je Teller uporabil le enkrat, ko je opisoval nahajališče na Celjskem gradu, ki so ga do takrat imeli za karbonsko, in še to samo v naslovu članka. S tem je hotel očitno samo poudariti, da ne gre za ziljske plasti, ni pa imel namena, da bi s tem imenom označeval določen stratigrafski oddelek. Zato tega imena tudi ni več uporabljal pri opisovanju podobnih skladov pri Vranskem (Teller, 1897, 19), niti na geološki karti Celje-Radeče (Teller, 1907), čeprav mu je bilo jasno, da so ti skladi enake starosti kot oni pri Celju. Šele Stache (1899, 18) in za njim Kossmat (1906, 265) sta pričela uporabljati izraz psevdoziljski skladi kot stratigrafsko ime.

Kossmat je razširil ime psevdoziljski skladi na celotno ozemlje med Tolminom in Celjem in prišteval k njim tudi sklade, ki so jih imeli vsaj delno za ekvivalente rabeljskih in kasianskih skladov, tj. amfiklinske in šenturške sklade (Kossmat, 1913, karta). Kasneje se je izraz psevdoziljski skladi udomačil, vendar so ga različni avtorji različno pojmovali. Po Rakovcu (1950, 6) tega izraza ne smemo uporabljati v tako širokem smislu kot je to storil Kossmat.

Facies psevdoziljskih skladov se ne razlikuje mnogo od nekaterih najdišč wengenskih skladov na južnem Tirolskem (Arthaber, 1908, 275).

Glavna razlika je v tem, da vsebujejo psevdoziljski skladi več glinastega skrilavca in da so njihove predornine bolj kisle od predornin južnotirolskega wengena. Vendar samo na podlagi tega ne bi bili upravičeni, da za te sklade v Sloveniji vpeljemo novo ime. Ker pa psevdoziljski skladi lahko obsegajo tudi ekvivalente višjih triadnih oddelkov, vključno rabeljske sklade, je posebno ime opravičeno.

Kot standardni profil psevdofiljskih skladov moramo imeti pobočje Celjskega gradu, ki bi ga bilo treba prav za točnejšo definicijo psevdofiljskih skladov ponovno raziskati in opisati ter poiskati v soseščini druge profile, ki bodo segali od podlage do krovne te skladov.

Psevdofiljski skladi na severni strani laško-zagorskega terciarja se razlikujejo od tipičnega nahajališča po tem, da je v njih manj apnenih vložkov. Povečini je ploščast apnec samo v spodnjem delu psevdofiljskih skladov in je debel le 10 do 20 m. Višji deli psevdofiljskih skladov so zgrajeni spodaj iz črnega glinastega skrilavca, više pa se skrilavec menjava z drobo, ki vsebuje bele pege preperelih plagioklazov. V okolici Zagorja v njih ni nobenih porfirskih kamenin. Te se pojavljajo šele v okolici Trbovelj, v še večji množini pa naprej proti vzhodu.

Psevdofiljski skladi so na severni strani zagorskega terciarja debeli 200 do 300 m. Tu nastopajo v sklenjenem pasu, ki se vleče do Laškega na vzhodu. Zahodno od Izlak na površini niso vidni. Tu je terciar v neposrednem kontaktu s karbonom ali mendolskim dolomitom. Psevdofiljski skladi se pojavijo ponovno šele zahodno od konca kolovraške kadunje pri Borjah in tvorijo tu ozek pas v podaljšku terciarja.

Zgornja triada

Rabeljske plasti. Na Tellerjevi karti je na vzhodni strani Jablanskega vrha vrisan ozek pas rabeljskih skladov. Mehek siv glinast skrilavec, ki se tu menjava s ploščastim apnencem in peščenim apnencem, je enak krednim skladom pri Krbuljah, zato prištevamo tudi te sklade v zgornjo kredo.

V spodnji del zgornje triade ali v zgornji del srednje triade pa spada rdeč peščen skrilavec, ki smo ga omenili zgoraj in ki ga je Teller kartiral kot werfenskega. Na območju priložene karte nastopa tak skrilavec samo na severni strani Borovnika, kjer je v tesni zvezi z ladinskim ploščastim apnencem. Nekatere plasti tega peščenega skrilavca so polne do nekaj milimetrov velikih luske muskovita. V rdečih skladih ob Mčšeniku pri Savi dobimo prav take plasti, tako da o ekvivalenci obeh peščenih skrilavcev skoraj ne moremo dvomiti.

Dachsteinski apnec. Nad triadnim dolomitom leži masiven svetlo siv apnec v veliki debelini. Iz tega apnenca omenja Bittner (1884, 474) v okolici Kisovca ostanke megalodontov. Po legi nad dolomitom in po megalodontih ga je imel za dachsteinskega. Zdi se, da meja apnenca s spodaj ležečimi plastmi na več krajih ni konkordantna. Pri Vrhu nad Zagorjem so v dolomitu tik pod apnencem rjave sigaste tvorbe, ki kažejo na diskordanco. Vzhodno od Renk pri vstopu Save v ozko tesen pred Zagorjem (pri Tolmunih) leži ta apnec neposredno na rdečih »rabeljskih« skladih, medtem ko je drugod med apnencem in rdečimi skladi še precej dolomita. Nepravilna meja med dolomitom in apnencem je lahko posledica neenakomerne dolomitizacije. Ne moremo pa izključiti možnosti, da je vsaj del tega apnenca v transgresivni legi na dolomitu in torej mlajši od dachsteinskega, tj. jurske ali spodnjekredne starosti.

V dolini Konjskega potoka južno od Konjščice leži manjši del tega apnenca neposredno na skrilavcu. Ta apnenec je ponekod brečast ponekod oolitski. Kos podobnega brečastega apnenca, ki je bil najden severno od Konjščice, je poln majhnih, precej visokih orbitolin, ki kažejo na njegovo spodnjekredno starost. Žal drugod do sedaj ni bilo mogoče najti fosilov in s tem tudi še ne dokazati, da je ves apnenec spodnjekredne starosti. Zato smo ga zaenkrat označili na karti kot dachsteinskega.

Kreda

V strmem pobočju nad Savo zahodno od postaje Zagorje nastopajo nad sivim masivnim apnencem precej visoke stene sivega, rjavkastega in rdečega ploščastega apnenca z roženci. Nad njim sledijo temno siv lapornat skrilavec z vložki sivega peščenega apnenca, nato svetleje siv lapor in končno črn skrilavec.

Podobne kamenine dobimo še južno od Senožeti pri vasi Špital, v znatno večjem obsegu pa pri Kovku in Tirni na obeh straneh potoka Mošenika. Manjša krpa teh skladov se nahaja tudi pri kmetiji Dolanc vzhodno od Konjščice.

Mikroskopska raziskava vzorcev ploščastega apnenca je pokazala, da vsebuje povečini mnogo globotruncan, ki dokazujejo njegovo senonsko starost. V zbruskih je lahko določljiva *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotzen. Apnenec in skrilavec sta torej ekvivalenta »krških skladov« in »velikotrnskih skladov« v okolici Krškega, za katere sta Ramovš (1958) in Žlebnik (1958) dokazala kredno starost. Ponekod leži ploščasti apnenec (*scaglia*) na dachsteinskem apnencu, drugje pa na triadnem dolomitu, torej v jasni transgresivni legi na starejših skladih.

Ob severnem robu krednih skladov pri Krbuljah, kjer mejijo ob prelomu na triadni dolomit in apnenec, nastopajo v črnem peščenem skrilavcu manganovi ooliti.

Scaglia leži na triadnem dolomitu brez posebnih bazalnih tvorb. Pri Krbuljah je že v oddaljenosti manj kot 1 m nad bazo mogoče opazovati povsem normalno scaglio z globotruncanami. To dokazuje, da je scaglia nastajala v sorazmerno plitvi vodi, ker ni verjetno, da bi se teren takoj v začetku že pogreznil v velike globine.

Vsi ti ostanki krednih skladov so sorazmerno malo nagubani in še daleč niso tako tektonsko deformirani kot terciarni sedimenti v laško-zagorskem sinklinoriju.

Prav tako nenavadno je, da nastopajo kredni sedimenti le na ozemlju južno od terciarja, nikjer jih pa nismo našli v njegovi podlagi.

II. 2. Terciar

Bittner (1884) je delil terciarne plasti laško-zagorskega sinklinorija takole:

- A. Soteške plasti s premogom,
- B. Miocenske plasti:

I. Morske miocenske tvorbe,

1. miocenske morske glin in zeleni peski,
2. spodnji litavski apnenec,
3. laški lapor,
4. zgornji litavski apnenec.

II. Brakične (sarmatske) tvorbe.

Teller je na svoji karti (1907) prevzel to razdelitev, spremenil je le ime 1. Bittnerjevega miocenskega oddelka v »govške morske glin, peski in peščenjaki«, ki ga bomo imenovali kratko »govške plasti«.

Podrobno kartiranje na površini in v jami je pokazalo, da stratigrafski obseg Bittnerjevih oddelkov ni v skladu z razvojem terciarja pri Zagorju. Spremeniti je treba predvsem obseg govških plasti.

Po Bittnerju obsegajo »govške plasti« spodaj modrikasto sivo laporasto glino, nad to leže peščene, povečini zelenkaste kamenine, v katerih nastopata tudi konglomerat in apnen peščenjak. Krov govških plasti tvori po Bittnerju spodnji litavski apnenec ali, kjer ta manjka, neposredno laški lapor.

Spodnji del »morskih glin« leži pri Zagorju konkordantno na soteških plasteh in ne diskordantno, kot je mislil Bittner (1884, 485). Ta glina je torej identična z »morsko krovino« z *Aporrhais trifailensis* v Trbovljah (Kuščer, 1955, 261). Diskordance, ki jo je Bittner opisal na meji med soteškimi plastmi in morsko glino in ki je Stilleju (1924, 176) rabila kot tipus za savsko fazo, v resnici sploh ni, pač pa nastopa diskordanca višje, znotraj Bittnerjevega oddelka »morskih glin in zelenih peskov«. Zato je treba spodnji del Bittnerjevih morskih glin prišteti še oligocenskemu sedimentacijskemu ciklusu, kar potrjuje tudi favna teh plasti.

Prav tako je treba spremeniti zgornjo mejo govških plasti. Že Munda je pokazal, da so konglomeratne plasti v okolici Senovega in Laškega, ki leže tu tik pod litavskim apnencem, že bazalna tvorba novega sedimentacijskega ciklusa in jih je zato treba prištevati k istemu stratigrafskemu oddelku kot litavski apnenec (Munda, 1939, 59 in 1953, 51).

Tudi v okolici Zagorja je pod litavskim apnencem, ali, kjer tega ni, pod laškim laporjem podoben trd apnen konglomerat ali peščenjak, ki ju je Teller kartiral še kot »govške plasti«. V zahodnem delu kolovraške kadunje pa je jasno vidno, da segajo te konglomeratne plasti transgresivno prek govških plasti na triadno podlago. Ker ležita neposredno na tem konglomeratu ali peščenjaku litavski apnenec in laški lapor, ju imamo za bazalni tvorbi novega, srednje- do zgornjemiocenskega sedimentacijskega ciklusa. Srednjemiocenske morske plasti so litološko mnogo bolj pestre, kot bi lahko sklepali po imenih laški lapor in litavski apnenec. Ker je že Bittner (1884, 486) poudarjal, da se ti dve kamenini lahko nadomeščata in ju zato po starosti ni mogoče razlikovati, je najbolje, da jih združimo z bazalnimi prodatimi plastmi v en oddelek, ki ga bomo imenovali laške plasti. Ime »laški apnenec« bi bil tedaj sinonim za »litavski apnenec«.

Zgornjemiocenske sarmatske plasti lahko po litologiji in brakični favni vedno ločimo od morskih miocenskih plasti, čeprav leže konkordantno na njih. Njihovega obsega zato nismo spreminjali.

Tudi diskordanca med laškimi in govškimi plastmi ni izrazita kotna diskordanca, kar kaže, da so bile tektonske deformacije v miocenu le slabe. Sestava prodnikov v govških in bazalnih laških plasteh je tudi podobna, kar otežuje njihovo razlikovanje. Ta podobnost je pa razumljiva, saj je sediment bazalnih laških plasti nastal v veliki meri iz denudiranih govških plasti.

Ime litavski apnenec se je do sedaj pogosto uporabljalo v okolici Zagorja tudi za označevanje litotamnijskega apnenca, ki nastopa v obliki vložkov v govških plasteh in oligocenski morski glini in je torej znatno starejši od pravega litavskega apnenca. Verjetno je tudi spodnji litavski apnenec med Hrastnikom in Laškim delno ekvivalent spodnjemiocenskega litotamnijskega apnenca iz okolice Zagorja. To potrjuje raziskava nekaterih zbruskov peščenega apnenca z litotamnijami in tektonske breče z miogipsinami ob bobenski prelomnici v Hrastniku.

Spremenjeno stratigrafsko shemo zagorskega terciarja kažeta sl. 1 in tabela 1.

STRATIGRAFSKA SHEMA ZAGORSKEGA TERCIARJA

III. sedimentacijski ciklus

- 5. sarmatske plasti
- 4. laške plasti (litavski apnenec, laški lapor in bazalne prodnate plasti, ki jih je Bittner prišteval še h govškim plastem)

Štajerska diskordanca

II. sedimentacijski ciklus

- 3. govške plasti (Tellerjeve »govške morske glin, peski in peščenjaki«, toda brez spodnjega dela morske glin in brez zgornjih prodnatih in peščenih plasti)

Savska diskordanca

I. sedimentacijski ciklus

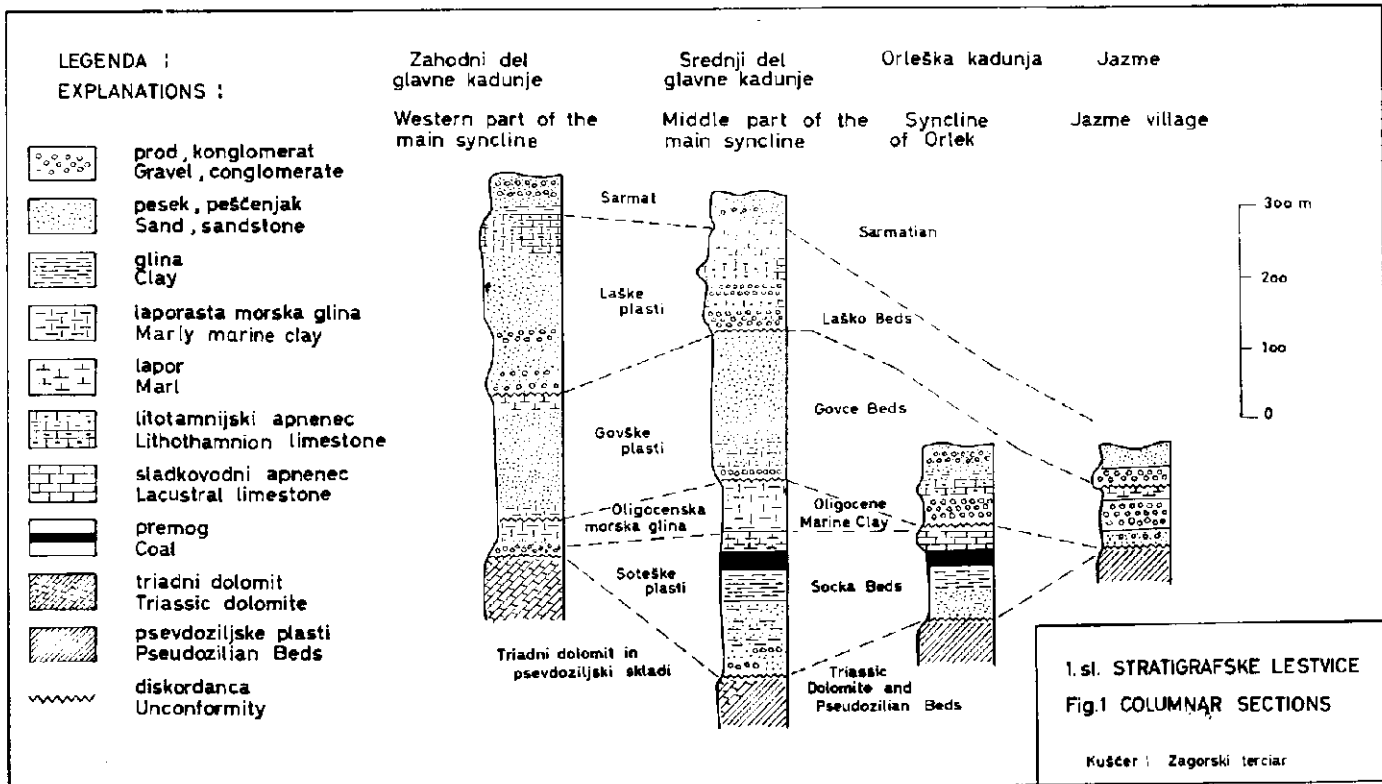
- 2. oligocenska morska glina
- 1. soteške plasti

Pirenejska diskordanca

Triadna podlaga

1. Soteške plasti

Po Sturovi korelaciji premogonosnih plasti pri Socki ter med Laškim in Zagorjem so geologi v laško-zagorskem sinklinoriju povečini prištevali k soteškim plastem poleg premoga še glinasto peščene sedimente, ki leže med premogom in triadno podlago, in pretežno lapornate, lepo plastovite sedimente v neposredni krovlini premoga. Neplastovito



Sl. 1. Tipične stratigrafske lestvice
Fig. 1. Columnar sections

morsko glino (v Trbovljah morska krovtnina z *Aporrhais trifailensis*) z oligocensko foraminiferno favno so ponekod kartirali kot soteške plasti. Ker pa ima tako različne litološke lastnosti in drugačen facies, ki ga v okolici Socke ne poznamo, jo imamo tu za samostojen stratigrafski oddelek.

Premogov sloj deli v laško-zagorskem sinklinoriju soteške plasti na dva dela, ki se litološko močno razlikujeta med seboj. V geološki literaturi so ju povečini imenovali z izrazi talnina za spodnje in krovtnina za zgornje plasti. Bolje bi pa bilo, da ta dva izraza kot stratigrafski imeni ne uporabljamo, ker zaidemo sicer večkrat v nedoslednost. Tako je npr. ponekod južno krilo kadunj prevrnjeno in leži tedaj krovtnina pod slojem, talnina pa nad slojem, kar ne ustreza prvotnemu pomenu teh izrazov. Drugod manjkajo zaradi diskordance zgornjesoteške plasti in leže neposredno na premogu govške plasti. Krovtnina premoga v tem primeru ni stratigrafski ekvivalent normalne krovtnine. Zato bomo uporabljali namesto imen talnina in krovtnina izraza spodnje- in zgornjesoteški skladi.

Spodnjesoteški skladi

Spodnjesoteški skladi so sestavljeni izključno iz klastičnih usedlin. Njihovo debelino je mogoče skoraj povsod na površini precej točno določiti, ker je kontakt med spodnje- in zgornjesoteškimi skladi zaradi različne trdnosti kamenin obeh oddelkov že morfološko povečini jasno viden. Ponekod leži premog skoraj neposredno na triadi, drugje pa naraste debelina spodnjesoteških plasti na 100 m in več. Ta velika razlika v debelini je delno že primarna zaradi neravnega reliefa triade pred odlaganjem soteških plasti, drugje pa je posledica poznejših tektonskih premikanj, ki so spodnjesoteške plasti ponekod stanjšala, drugod pa odebelila.

Po sestavi prodnikov ločimo dva različna tipa spodnjesoteških skladov. V večjem delu ozemlja so prodniki izključno iz kamenin psevdofiljskih skladov, pretežno keratofirja, drobe in nekaj skrilavca, drugod pa so skoraj izključno apneni in dolomitni. Keratofirja v psevdofiljskih plasteh v okolici Zagorja ni, precej pa ga je vzhodno od Hrastnika in še več pri Laškem (Munda, 1953, 45). Porfirske kamenine dobimo tudi drugod v psevdofiljskih skladih, npr. pri Celju, na Črničevu in severno od Tuhinja. Ker pa iz teh oddaljenih nahajališč ne bi prišel tako čist prod psevdofiljskih kamenin brez primesi drugih kamenin, predpostavljamo, da je bil za večji del spodnjesoteških plasti okolice Zagorja material prinesen z vzhodne strani. Tedanja porečja pač niso imela nobene podobnosti z današnjimi.

Območja z apnenimi in dolomitnimi prodniki so le majhna. Prodniki so tu delno dobro zaobljeni delno pa so med njimi tudi še ostrorobi kosi. Ta tip spodnjesoteških plasti je najbolj razširjen okoli Šemnika. V vrtinah in jamskih kartah so te spodnjesoteške plasti označevali povečini kot triadne, ker so dejansko precej podobne zdroljenemu triadnemu dolomitu.

Drugo območje spodnjeseških plasti z dolomitnimi prodniki je v zgornjem delu Bevške doline na desni strani potoka tik ob triadi. Tu so prodniki dobro zaobljeni. Temu produ je primešana le majhna množina peska, tako da je precej podoben mladim savskim naplavinam.

Na južni strani grebena Sv. gora-Vače nastopa pri vasi Laze svetel, pretežno dolomiten in apnen konglomerat, delno pa tudi prod, ki se menjava s svetlo sivo peščeno glino. Na Tellerjevi geološki karti (1907) so te plasti označene kot govške, vendar se nam zdijo po petrografski sestavi prodnikov in zaradi vložkov svetlo sive glinole bolj podobne spodnjeseškim plastem.

Mešan prod v spodnjeseških plasteh, ki vsebuje prodnike apnenca, dolomita in psevdofiljskih kamenin, je zelo redek, nastopa pa npr. ponekod v jami Loke. Glinasti vložki, ki so drugje brez karbonatov, reagirajo tu s HCl prav zaradi triadnih drobcev v njih. Zaradi tega so take spodnjeseške glinole že večkrat zamenjavali z oligocensko morskou glino. Mikroskopska raziskava izpirka pa nam povečini že na prvi pogled pokaže, za kakšno glinole gre.

Enolična petrografska sestava prodnikov in ločeno nastopanje dveh tipov prodnatih plasti na tako majhnem prostoru kaže, da med odlaganjem spodnjeseških plasti na ozemlju, ki ga danes zavzemajo terciarni skladi, ni bilo večjega vodnega toka, ki bi obe vrsti proda pomešal. Prodnati zasipi spodnjeseških skladov so torej le naplavine kratkih vodnih tokov.

Razen dolomitnih in apnenih prodnih plasti vsebujejo vse ostale spodnjeseške plasti veliko finih frakcij. Proge v jami Kotredež potekajo povečini v talnini premoga, tj. v spodnjeseških plasteh. Čeprav je precej prodnatih plasti, so proge povečini suhe, ker je v kamenini toliko glinastega polnila, da razen na redkih mestih voda iz triadnih dolomitov ne more prodreti do jamskih del. Prodnate plasti se pogosto menjavajo s peščenimi in meljnatiimi. To so znaki hudourniških vršajev (fanglomerati po Twenhofelu, 1950, 70).

Po vsem tem so spodnjeseške plasti okolice Zagorja kontinentalne tvorbe, in sicer naplavine hudournikov, ki so nanašali denudiran material s sosednjih dvigajočih se antiklinorijev. S tem v skladu je pomanjkanje fosilov. Dobimo jih ponekod le tik pod premogom (Bittner, 1884, 506), a še ti so sladkovodni. Tudi številni izpirki glinastih vzorcev iz spodnjeseških skladov še niso dali nobene mikrofavne. Nekateri teh izpirkov pa so zanimivi, ker vsebujejo majhne, niti 1 mm velike konkcije avtigenega siderita.

V zgornjih delih spodnjeseških plasti je prodnih vložkov manj in tik pod premogom sploh izginejo. Relief sosednjega ozemlja, ki je dajalo material za spodnjeseške plasti, je postajal bolj zrel, zato je tudi sediment sosednjih kadunj drobnejši. Zasipavanje kadunj je ustvarilo precej široko ravnino. Na njej je nastalo v zadnjem stadiju sedimentacije spodnjeseških plasti močvirje, v katerem so se sedimentirale glinole z znatno primesjo organskih snovi (»črna talnina«). Končno je tu nastalo gozdno močvirje, ki je dajalo snov za nastanek premogovega sloja.

Premogov sloj

Na območju laško-zagorskega sinklinorija je v soteških plasteh en sam premogov sloj; kjer imamo v istem horizontalnem prerezu več vzporednih pasov premoga, ki padajo v isto smer, npr. v jami Loke in na severnem krilu jame Kotredež (sl. 15 in 17), je to samo ponavljanje enega in istega sloja zaradi luskaste zgradbe ozemlja.

Spodnja meja premoga v zagorskih kadunjah povečini ni ostra, temveč premog postopno prehaja v črno skrilavo glino (»črno talnino«). Tudi v premogovem sloju samem narašča množina pepela proti talnini, tako da lahko ločimo slabši, talninski del premogovega sloja od boljšega, krovinskega.

Količina žvepla je povečini majhna, le v vzhodnem delu severnega krila v jami Orlek naraste. Zanimivo je, da narašča odstotek žvepla vzporedno z množino karbonatov v neposredni krovlini premoga.

Premogov sloj je najdebelejši na območju jam Loke in Kotredež, kjer ga je okrog 20 m. V Kotredežki jami je debelina precej stalna, ker tektonske deformacije tu niso bile tako močne. V močnejše deformiranih območjih pa se debelina zelo spreminja, kar je posledica velike plastičnosti premoga. Od vseh terciarnih plasti so premog in delno spodnje-soteške plasti najmanj trdne. Zato je prišlo na več krajih do premikanj ob premogovem sloju, npr. v območju jame Loke, kar kaže del narivnih ploskev tik ob sloju na dolžini več sto metrov. Pri teh premikih se je premog ponekod močno stanjšal, drugje pa odebelil.

V krovnem delu premogovega sloja je povečini troje jalovih vložkov, debelih le nekaj centimetrov. Vložki so svetlo rjavi in na pogled podobni laporju, ne vsebujejo pa nobenih karbonatnih primesi. Že na oko lahko opazimo v njih majhne kristalčke z gladkimi mejnimi ploskvami. Izpirek teh jalovih vložkov vsebuje skoraj same plagioklaze.

Plagioklaze iz premogovega sloja pri Trbovljah omenjata že Rumpf (1884) in Maly (1885) ter kasneje Himmelbauer (1925), Petrascheck (1940, 45) in Munda (1940, 208 do 209). Poteg tega omenja Petrascheck (1926/27, 329) vulkanske tufe iz premogovega sloja v Hudi jami. Iz analize, ki jo navaja Maly, lahko izračunamo, da vsebuje plagioklaz 41 % an. Himmelbauer pa daje za sestavo plagioklazov naslednje podatke: po kemični analizi 42,7 % an, na podlagi mikroskopske raziskave pa za jedro kristalov 65 do 70 % an, za periferijo pa 40 do 50 % an.

Plagioklazi iz jalovih vložkov premogovega sloja jame Kotredež so popolnoma sveži. Raziskava 3 zrn v umetno smolo vloženi kristalčkovi na Fedorovi mizici je dala po Nikitinovih diagramih povprečno 46 % an.

To se prav dobro ujema z Malyjevo in Himmelbauerjevo analizo.

Po svoji sestavi se ti plagioklazi ujemajo s plagioklazi iz perachiških tufov, za katere navaja Dolar-Mantuani (1937, 148) 39,5 do 47,5 % an, in s plagioklazi iz terciarnih tufov pri Veliki Pirešici, ki vsebujejo po Germovšku (1953, 140 do 141) 38 do 48 % an.

Na važnost teh jalovih vložkov za korelacijo laško-zagorskega terciarja s savinjskim je opozoril že Munda (1940, 210).

V premogu so fosili redki in še ti so slabo ohranjeni. Bittner opisuje nekatere sladkovodne moluske (1884, 507 do 508), ki pa za stratigrafsko korelacijo niso pomembni. Pomemben pa je *Anthracotherium* iz Trbovelj, ki ga je opisal Hoernes (1876), kot *A. magnum* Cuv. in kasneje Teller (1886) na podlagi novih najdb kot *A. illyricum* n. sp. Stehlin (cit. po Petraschecku, 1927, 340) je to vrsto spet združil z *A. magnum* in jo štel kot značilno za zgornji del agenske molase, ki je verjetno ekvivalent katske stopnje. Thenius (Papp-Thenius, 1959, II. knj. 300) navaja *A. magnum* iz vse stampijske stopnje, medtem ko postavlja trboveljsko vrsto kot *A. illyricum* v zgornji stampij, tj. katsko stopnjo (Thenius, 1959, 57).

Zgornjesoteške plasti

Nad premogom slede z ostro mejo lapor, laporast apnenec in ponekod tudi mehek skrilavec s peščenimi vložki. Iz teh plasti so opisovali povečini le sladkovodne mehkužce in so jih imeli v celoti za sladkovodne sedimente. To pa ne drži, saj je Gorjanović-Kramberger opisal iz teh plasti več vrst morskih rib (Gorjanović-Kramberger, 1884, 1886, 1891, 1895); zgornjesoteški skladi so torej vsaj delno nastajali v bolj ali manj slanih lagunah.

Bittner (1884, 579) omenja z vzhodnega dela kotredeškega območja tudi brakične in morske plasti, ki jih pa pri ponovnem kartiranju nismo mogli najti. Možno je, da je imel Bittner mlajše morske miocenske plasti, ki leže tu neposredno na premogu, za ekvivalente zgornjesoteških skladov. Ker pa je favno določil le generično, ne moremo vedeti, ali gre res za soteške plasti.

Količina karbonatov v zgornjesoteških plasteh močno niha. Največja je v vzhodnem koncu severnega krila v okolici jame Orlek. Zgornjesoteške plasti gradi tu v glavnem sladkovoden, nekoliko laporast apnenec, ki vsebuje ponekod pooglenele oogonije haracej in odtise sladkovodnih moluskov, ki jih je opisal že Bittner. Ta favna je endemična in zato ne more rabiti za korelacijo z drugimi nahajališči.

Dalje proti zahodu in jugu je količina karbonatov manjša; tu nastopa pretežno lapor, le pri Lokah se menjava lapor z apnencem. Iz laporja okolice Zavín izvira del znane flore, ki jo je opisal Etingshausen (1870). V zgornjih delih zgornjesoteških skladov nastopajo ponekod vložki skrilavca, ki vsebuje večkrat odtise listov in rib. Ta skrilavec je podoben ribjemu skrilavcu Brdc in Gornjega grada, je pa svetlejši.

Na območju zagorske stranske kadunje, tj. med spodnjim tokom Medije in južnim robom glavne kadunje so zgornjesoteški skladi razviti drugače. Tu so sestavljeni povečini iz sivkasto rjavega mehkega skrilavca, ki vsebuje pogosto listne odtise. V teh plasteh je znano najdišče flore z zagorskega pokopališča.

V skrilavcu so pogostni vložki peska, ki je podoben govškemu pesku in so ga kot takega včasih tudi kartirali. Pri stanovanjskih gradnjah

v Zagorju pa so odprli več lepih golic, v katerih je bilo jasno vidno, da je ta pesek konkordatno vložen med skrilavce, kot je opisal že Bittner (1884, 583).

Vzhodno od Kotredeškega potoka so med skrilavcem tudi več ali manj čisti kremenovi sedimenti. Delno je to kremenov skrilavec, ponekod v potoku Slačniku pa tudi debelo plastovita trda kremenova kamenina. Mikroskopska raziskava te kamenine je pokazala, da je v glavnem sestavljena iz opala, ni pa bilo mogoče v njej najti nobenih fosilnih ostankov.

Šele na vzhodni meji tega območja je ob triadi spet zgornjesoteški lapor. Od tod je opisal Bittner (1884, 584) nahajališče laporja s školjkama *Cardium lipoldi* in *Saricava cf. slovenica*, ki sta za korelacijo s soteškimi skladi Savinjske doline zelo važni.

Območje skrilavega faciesa zgornjesoteških skladov je po podatkih površinskega kartiranja brez premoga. Meja med spodnje- in zgornjesoteškimi skladi je na večjo razdaljo dobro razgaljena, vendar ni ob njej nikjer sledov premoga. V glinastih spodnesoteških skladih dobimo tu le posamezne ostanke rastlin. Tudi edina vrtina na tem območju (št. 1 v Potoški vasi) je prevrtala terciarne plasti do triadne podlage, ne da bi zadela na premog. Podatek, da je bil premog bajè odkrit na tem območju v raziskovalnem jašku FRANC in rovu HERMINA pri Selu (Bittner, 1884, 584), se nam zdi zaradi tega dvomljiv.

Tanko plastoviti zgornjesoteški skladi so nastajali lahko le v mirni vodi brez bentonske favne, ker bi sicer valovanje oziroma favna zbrisali njihovo tanko plastovito teksturo kot omenja že Bittner (1884, 584).

Velika nihanja v količini karbonatov v zgornjesoteških plasteh na tako majhno razdaljo je težko razložiti. Zaradi teh razlik so prvotno celo mislili, da skladi pri Zavinah in na zagorskem pokopališču niso enako stari in da imamo v Zagorju dva različno stara premogova sloja (Lipold, 1857-b, 205). V Potoški vasi pa je v glinokopu bivše opekarne mogoče ugotoviti, da leži oligocenska morska glina s foraminiferami konkordantno nad skrilavcem. Ekvivalenca skrilavih in lapornih zgornjesoteških skladov je s tem dokazana.

Za oceno premogovih zalog je zelo pomembno, da poznamo razširjenost zgornjesoteških plasti. Zaradi navidezne konkordance vseh terciarnih skladov so že večkrat mislili, da nastopajo soteške plasti na celotnem območju laško-zagorskega sinklinorija. To je že večkrat navedlo k jalovim raziskavam na območjih, kjer ni soteških skladov.

Zadnji zahodni izdanki soteških plasti na severnem robu zagorskega terciarja se nahajajo tik severno od toplic pri Izlakah. Tudi v južnem krilu so znani zadnji izdanki soteških plasti približno v istem meridianu, tj. zahodno od Šemnika. Zahodno od teh izdankov leže mlajši, morski sedimenti povsod na triadi, le v skrajnem zahodnem koncu zagorskega sinklinorija je pri Vidrgi majhen izdanek soteških plasti.

Ob južnem robu kadunje med Zagorjem in Šemnikom ter naprej do Krač je triada narinjena na terciar. Pri Ravnah pa leži neposredno na triadi litotamnijski apnenec z lepidociklinami. Tudi na severnem robu terciarja leži enak litotamnijski apnenec pri Kolovratu neposredno na triadi. Te male bioherme so obrežne tvorbe in zato sklepamo, da so

v normalnem transgresivnem, ne pa v tektonskem kontaktu s triado. To pomeni, da soteške plasti na teh mestih sploh niso bile sedimentirane, ali pa so bile erodirane pred odložitvijo mlajših morskih plasti.

Manjša razširjenost soteških skladov od mlajših miocenskih plasti je torej delno posledica savske in štajerske tektonske faze, delno pa bolj omejenega sedimentacijskega prostora soteških skladov. To nam dokazuje transgresivna lega oligocenske morske gline zahodno od Izlak. Ta glina, ki leži drugje popolnoma konkordantno na soteških plasteh, leži tu z okrog 10 m debelim bazalnim konglomeratom neposredno na triadnem dolomitu. To kaže, da se je v oligocenu celotno območje pogrezalo in zato segajo mlajše oligocenske plasti prek robov starejših na triadno podlago.

Kje poteka rob soteških plasti pod pokrovom mlajših sedimentov, bo mogoče ugotoviti šele z vrtnanjem. Verjetno segajo soteške plasti v dnu kadunj dalje proti zahodu in vzhodu kot ob robovih kadunj, ker se že v savski fazi kažejo iste tendence gubanja kot kasneje pri glavnem gubanju v atiški fazi. Zato je segla denudacija po obeh fazah na krilih kadunj in na temenih vmesnih antiklinal globlje kot v sredini kadunj. V podrobnem pa je rob soteških plasti pod mlajšimi, morskimi plastmi zelo nepravilen. Pri Izlakah je npr. na severni strani dolomitnega masiva, iz katerega izvirajo toplice, ohranjen še zadnji ostanek soteških plasti, na njegovi južni strani pa transgredira oligocenska morska glina z bazalnim konglomeratom neposredno na dolomit.

Tudi v vzhodnem delu zagorskega sinklinorija je meja soteških plasti nepravilna. Glavna kadunja in severne stranske kadunje se proti vzhodu zelo hitro dvigajo. Vzporedno s tem se debelina oligocenske morske gline zmanjšuje dokler se ne izklini. V skrajnem vzhodnem delu kotredeške kadunje (»orleška vijuga«) transgredirajo govške plasti neposredno na premog (na 1. obzorju jame Orlek v »novem sloju«), še višje proti površini pa leže govške plasti neposredno na spodnjesoteških plasteh, zato tu ni izdankov premoga.

Med Orlekom in Vaslami nad Trbovljami je podaljšek glavne kadunje skoro brez soteških plasti. Le severno od Jazem je majhen izdank soteškega laporja in črne skrilave gline, vendar brez premoga. Drugod na tem območju leže mlajše, morske plasti neposredno na triadni podlagi.

Šele na vzhodnem koncu se pri Vaslah spet pojavijo soteške plasti s premogom, tokrat na južnem robu terciarne kadunje.

Nasprotno pa je ozek pas terciarnih kamenin, ki je vkljenjen med triadni apnenec in dolomit vzhodno od Sela, zgrajen iz samih soteških plasti, enakega faciesa kot v zagorski stranski kadunji. Šele precej daleč proti vzhodu, pod Zeleno travo, nastopajo v majhnem samostojnem pasu spet soteške plasti v normalnem razvoju.

2. Oligocenska morska glina

V zagorskih terciarnih kadunjah sledi nad soteškimi skladi skoro povsod modrikasto siva laporasta glina. Bittnerjeva ugotovitev, da leži ta glina pri Zagorju in Trbovljah diskordantno nad soteškimi plastmi (Bittner, 1884, 484), ne drži (Kuščer, 1955, 261). Prehod iz soteških

plasti v to glino je postopen, le redkokdaj bolj oster. Povečini opazujemo, da postaja zgornjesoteški lapor proti vrhu skrilav. Ta skrilavec ne vsebuje nobene favne. Više postaja skrilavost manj jasna, tako da skrilavec prehaja v neplastovito laporasto glino, ki vsebuje bogato foraminiferno favno, a le redko makrofosile in še te zelo slabo ohranjene.

V severnem krilu, kjer so zgornjesoteške plasti razvite povečini kot apnen lapor ali celo kot laporast apnenec, je prehod bolj oster. Tu sledi modrikasto siva laporasta glina povečini z ostro mejo nad svetlim laporjem ali apnencem.

V vrtinah 46 in 47 sega oligocenska morska glina v ozkih, okrog 1 cm širokih kanalih do nekaj decimetrov v tanko plastovit zgornjesoteški lapor (sl. 2). Te kanale so verjetno napravili morski bentonski organizmi, ki so se naselili takoj po vdoru morja v lagune. Morska glina, ki se nahaja v teh kanalih, je sicer nekoliko trša kot običajno, vendar je možno iz nje izprati sorazmerno dobro ohranjeno foraminiferno favno.

Med soteškimi plastmi in morsko glino ni najmanjših sledov diskordance niti vložkov peščenih plasti, ki bi nakazovali začetek novega sedimentacijskega ciklusa. To kaže, da se je grezanje, ki se je začelo med sedimentacijo soteških plasti, nadaljevalo neprekinjeno toliko časa, da je vse ozemlje preplavilo morje in spremenilo soteške lagune v morske zalive. Popolno pomanjkanje grobih prodnatih vložkov v morski glini kaže, da je bila morska obala takrat položna.

Vzdolž severnega roba terciarnega sinklinorija pa dobimo na več krajih bazalni konglomerat in litotamnijski apnenec, ki kažeta na bližino obale. K tem oligocenskim obrežnim tvorbam prištevamo tudi litotamnijski apnenec z lepidociklinami pri Kolovratu, ki ga je Teller (1907) kartiral kot litavski apnenec.

V vzorcu morske gline, ki leži nad bazalnim konglomeratom pri Suhem potoku, je mineraloška sestava hišic aglutiniranih foraminifer nenavadna. Namesto iz kremenovih zrn so sestavljene skoro izključno iz dolomitnih zrn. Očividno je na dnu morja, ki je tu transgrediralo na mendolski dolomit, primanjkovalo kremenovih zrn.

Tudi v vzhodnem delu zagorskega sinklinorija dobimo ponekod obrežne tvorbe. V vrtinah 46 in 47 je v oligocenski morski glini vložek peščene gline z gomoljški litotamnij. V izpirkih te gline smo našli poleg litotamnij tudi foraminifere, značilne za oligocensko morsko glino (*Clavulinoides szaboi*), ki izključujejo zamenjavo s podobnimi litotamnijskimi tvorbami v govških plasteh. Ponekod so v njih tudi lepidocikline in miogipsine (sl. 6). V orleški jami je bilo mogoče opazovati v prekopu na 9. etaži in na vmesnem obzorju neprekinjen prehod od kompaktne oligocenske morske gline v skoro čist litotamnijski apnenec. Tudi tu je morala biti, podobno kot zahodno od Izlak, obala morja vsaj v začetku sedimentacije morske gline blizu današnjega severnega roba sinklinorija.

Vzdolž južnega roba terciarnega sinklinorija, razen pri Ravnah, takih obrežnih oligocenskih tvorb nismo zasledili.

Ker leže nad oligocensko morsko glino povečini spodnjegovške plasti s podobno morsko glino, je na terenu pogosto težko določiti mejo med obema oddelkoma. Sele pri podrobnejšem pregledu je možno ugotoviti

manjše razlike med obema glinama. Govška glina vsebuje vsaj v višjih legah precej muskovita, ki ga v oligocenski morski glini ni. Govška morska glina povečini ni tako homogena kot oligocenska, temveč so v njej peščeni vložki, večasih v obliki tankih pol, večasih kot nepravilna gnezda in nepravilni pasovi. Različna pa je tudi foraminiferna favna.

Transgresijo med oligocenom in miocenom povečini nakazuje tanka plast proda, le na vzhodnem koncu severnega krila doseže ta plast debelino 5 do 10 m. Drugje je precej tanjša, tako da jo pri površinskem geološkem kartiranju kaj lahko prezremo. V takih primerih le z mikropaleontološko raziskavo lahko določimo, za katero izmed obeh glin gre.

Mikrofavna oligocenske morske gline je zelo bogata (sl. 7, 8 in 9) in sorazmerno dobro ohranjena. Najbolj pogostne in značilne vrste so naslednje:

- ✓ *Cyclammia acutidorsata* (Hantken)
- ✓ *Spiroplectammia carinata* (d'Orbigny)
- Spiroplectammia* (*Semivulvulina*) *pectinata* (Hantken)
- ✓ *Vulvulina haeringensis* (Gümbel)
- ✓ *Clavulinoides szaboi* (Hantken)
- Clavulinoides* cf. *haeringensis* (Gümbel)
- ✓ *Cylindroclavulina rudislosta* (Hantken)
- ✓ *Karreriello hantkeniana* Cushman
- ✓ *Tritaxilina hantkeni* Cushman
- ✓ *Nodosaria latejugata* Gümbel
- ✓ *Lagenonodosaria intersita* (Franzenau)
- ✓ *Robulus arcuato-striatus* (Hantken)
- ✓ *Robulus limbosus* (Reuss)
- ✓ *Planularia kubinyii* (Hantken)
- ✓ *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn
- Vaginulinopsis gladius* (Philippi)
- ✓ *Marginulina behmi* (Reuss)
- ✓ *Marginulina hantkeni* Bandy
- ✓ *Guttulina hantkeni* Cushman & Ozawa
- ✓ *Uvigerina* cf. *jacksonensis* Cushman

- ✓ *Hopkinsina citae* Hagn
- ✓ *Bolivina reticulata* Hantken
- ✓ *Bolivina semistriata* Hantken
- ✓ *Bolivina beyrichi* Reuss
- ✓ *Gyroidinoides girardanus* (Reuss)
- ✓ *Anomalina granosa* (Hantken)
- ✓ *Anomalinoides affinis* (Hantken)
- ✓ *Cibicides dalmatinus* van Bellen
- Cibicides eocaenus* (Gümbel)
- ✓ *Planulina costata* (Hantken)
- ✓ *Planulina compressa* (Hantken)
- Planulina osnabrugensis* (Münster)

Skoraj vse našete vrste nastopajo tudi v rupelski glini na Madžarskem in severnem Sedmograškem, mnoge tudi v zgornjem eocenu Madžarske in severne Italije (Hantken, 1875, Hagn, 1956). Zaradi podobnosti s kiscellsko glino Madžarske bi lahko tudi oligocensko morsko glino v Zagorju imenovali z istim imenom, vendar je bolje, da prepustimo to odločitev nadaljnjim raziskavam, ki naj ugotovijo, ali je v vmesnem prostoru med laško-zagorskim sinklinorijem in Madžarsko bila neprekinjena morska zveza ali ne. Če se ta zveza ugotovi, bomo morali vpeljati za to glino tudi pri nas ime kiscellska glina.

Mineralna sestava izpirkov oligocenske morske gline je ponekod ne navadna. Povečini so mineralni drobcji kremenovi, v nekaterih vzorcih pa je mnogo glavkonita in glinencev. V redkih vzorcih je celo ves izpirek skoraj samo iz teh dveh mineralov.

Tudi tu so, podobno kot v jalovih vložkih v premogu, glinenci idiomorfni in prozorni, redkeje motni. Mikroskopski zbruski zrnč glinencev, vloženi v polestar (umetna smola) so omogočili meritev lege optične indikatriše. Te meritve so dale po Nikitinovih diagramih poprečno 43 % an; napravili smo 11 meritev na 5 zrnih.

Za vsa zrna je značilno, da leže projekcije \perp (001) in \perp (010) v Nikitinovih diagramih daleč izven normalne črte plagioklazov, kar je značilno za visokotemperaturne plagioklaze.

Med avtigenimi glinenci sta do sedaj znana samo ortoklaz in albit brez dvojčičnih zraščenj (Pettijohn, 1957, 446), zato tudi tu avtigen nastanek plagioklazov lahko izključimo. Ker plagioklazi poleg tega ne kažejo nobenih znakov preperevanja in so pogosto idiomorfni, sklepamo, da so tudi ti plagioklazi, kot oni v premogu, neposredno vulkanskega izvora. Sestava plagioklazov v morski glini in premogu na eni ter v smrekovskih in peraičiških tufih na drugi strani se tako dobro ujema, da o skupnem izvoru skoraj ne more biti dvoma.

V sicer popolnoma homogeni in neplastoviti morski glini nastopajo poredko svetlo sive, bolj trde plasti in plasti temno sive gline s kepicami

svetlo sive, kredaste mase. Mikroskopska raziskava je pokazala, da svetlo sivo kredasto maso sestavljajo majhni ostrorobi drobcji vulkanskega stekla.

V morski glini so torej v okolici Zagorja vložene redke tanke plasti pravih tufov, mnogo pogosteje pa plasti tufitov.

Velika množina vulkanskega materiala v oligocenski morski glini kaže, da so se andezitske erupcije na sosednjem ozemlju, ki so se pričele med sedimentacijo soteških plasti (tufski vložki v premogu), nadaljevale med sedimentacijo oligocenske morske gline. Iz tega sklepamo, da je vsaj spodnji del smrekovskih andezitskih tufov oligocenske starosti.

Podobne tufske plagioklaze dobimo tudi više v govških plasteh. Verjetno so tudi femični minerali (biotit in rogovača), ki jih dobimo v precejšnji koncentraciji v nekaterih vzorcih govškega peska, vulkanskega izvora.

Glavkonit nastopa v mnogih vzorcih oligocenske morske gline v okroglih zrnih, pogosto pa tudi v obliki psevdomorfoz po hišicah foraminifer.

Kot je opozoril *Burst* (1958, 310), uporabljamo danes ime glavkonit za dve različni mineraloški tvorbi; enkrat za luskast mineral, soroden sljudam, drugič pa za več ali manj okrogla ali nepravilno oblikovana temno zelena zrnca, ki jih dobimo ponekod v morskih sedimentih kot avtogene tvorbe. *Burst* je pokazal, da ta glavkonitna zrnca v sedimentih niso sestavljena samo iz minerala glavkonita, temveč vsebujejo povečini tudi večjo množino hlorita in podobnih mineralov, v nekaterih skrajnih primerih pa so sestavljena celo izključno iz teh mineralov. Kljub temu je predlagal, da se ime glavkonit ohrani tudi za taka zrnca, ker se je že tako udomačilo, da ga bo težko odpraviti.

Po obliki lahko sklepamo, da so glavkonitna zrnca različnega izvora.

Burst navaja kot glavne vire:

1. nepravilna grozdasta zrna, verjetno koproiliti,
2. zapolnitev hišic foraminifer,
3. preperel biotit in
4. okrogla gladka zrna, verjetno koproiliti.

Glavkonitna zrna v oligocenski morski glini pri Zagorju so povečini ovalna ali okroglasta in bi jih po *Burstu* najlaže tolmačili kot koproilite. Bolj redke so psevdomorfoze po hišicah foraminifer.

3. Govške plasti

Tudi v govških plasteh so velike focialne razlike med raznimi deli zagorskega sinklinorija. Za srednji del tega sinklinorija je značilen profil, ki sta ga dali vrtini 46 in 47. Dno govških plasti tvori skoraj povsod tanka plast proda, ki nakazuje diskordanco. Nad bazalnim prodom sledi najprej oligocenski morski glini podobna laporasta glina, nato se glina menjava s peskom in rahlim peščenjakom. Množina peska proti vrhu narašča. Vrtina 46 je oddaljena komaj okrog 20 m od meje med govškimi in laškimi plastmi in je torej prevrtala skoraj vse govške plasti v srednjem delu

zagorskega sinklinorija. Njihova prava debelina je tu okrog 110 m. V zahodnem delu zagorskega sinklinorija pa je njihova debelina precej večja; tam nastopajo tudi višji deli govških plasti, ki so bili dalje proti vzhodu pod diskordanco laških plasti erodirani.

V severnem krilu orleške kadunje leži neposredno na soteških skladih prek 10 m debela plast proda z vložki lepidociklinskega apnenca. Enak prod leži dalje proti jugu na oligocenski morski glini. Barva prodnikov je precej različna, od temno zelene prek svetlo zelene do sive in rjavkaste. Mikroskopska raziskava prodnikov iz golice zahodno od orleškega jaška je pokazala, da so skoraj vsi keratofirski. Vtrošniki plagioklazov, ki v njih nastopajo, so še toliko sveži, da jih je možno raziskati s Fedorovim mikroskopom; v vseh pregledanih prodnikih pripadajo kislim plagioklazom.

Čist keratofirski prod na tem mestu vsekakor preseneča, ker v vsem zaledju zagorskega sinklinorija te kamenine ni. Tudi za ta prod kot za večino prodnatih plasti v spodnjeseoteških skladih moramo iskati izvor vzhodno od Hrastnika. Selekcija trdega, proti preperevanju bolj odpornega keratofira je znak sorazmerno zrelega sedimenta (Pettijohn, 1957, 253). To kaže, da je bil relief v zaledju sedimentacijskega prostora bolj zrel in kemično preperevanje močnejše kot v času nastanka spodnjeseoteških plasti. Tudi to dokazuje, da so bile v savski fazi tektonske deformacije le slabe.

Takoj nad bazalnim prodom sledi v severnem krilu orleške kadunje rahel peščen apnenec, ki vsebuje povečini polno ploščatih, ponekod zelo velikih lepidociklin. Že Bittner (1884, 575) je v okolici Orleka našel mnogo »orbitoidov« in je na podlagi tega primerjal te plasti s plastmi schio na Vicentinskem. Kasneje omenja te plasti le še Fuchs (1884, 380) pri opisu fosilov iz okolice Rogaške Slatine, kjer je našel »orbitoide« v litavskem apnencu. To dokazuje, da nastopa tudi v okolici Rogaške Slatine litotamnijski apnenec spodnjemiocenske starosti, ki ga nikakor ne bi smeli imenovati litavski apnenec, ker je ta po definiciji tortonske starosti. Fuchs je plasti iz okolice Rogaške Slatine primerjal z onimi iz okolice Zagorja. Na podlagi »orbitoidov« je skušal dokazati svojo prejšnjo trditev, da je laški lapor »šlirske«, tj. spodnjemiocenske starosti; ob litotamnijskem apnencu je namreč našel laškemu laporju podobne sedimente. Danes je dokazano, da je pravi laški lapor tortonske starosti. Fuchs je torej napačno primerjal ekvivalente govških plasti iz okolice Rogaške Slatine z mlajšimi tortonskimi tvorbami laškozagorskega terciarja.

Južno od orleškega jaška so v tem peščenem apnencu do 8 cm velike lepidocikline. Pripadajo vrsti *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* (sl. 4 in 5) in dokazujejo akvitansko starost bazalnih tvorb govških plasti.

Severno od orleškega jaška nastopa kompakten litotamnijski apnenec, ki so ga prej kartirali kot litavski apnenec. V večini vzorcev apnenca je možno že na oko ugotoviti majhne debele lepidocikline in operkuline. Lepidocikline in položaj tega apnenca med bazalnimi prodnatimi sedimenti govških plasti določujejo njegovo starost kot spodnjemiocensko.

Dalje proti zahodu nastopajo v enakem položaju nad bazalnimi govškimi plastmi tanjše pole litotamijskega apnenca, ki vsebuje ponekod polno tankih majhnih lepidociklin, drugje pa jih je le malo ali sploh manjkajo, tako da je apnenec makroskopsko popolnoma enak litavskemu apnencu. Tak litotamijski apnenec se pojavlja na več krajih vzdolž severnega krila zagorskega sinklinorija vse do Izlak.

Nad opisanim bazalnim prodom sledi najprej precej debela plast homogene modrikasto sive laporaste gline, ki je makroskopsko skoraj ne moremo ločiti od oligocenske morske gline. Tudi v tej glini do sedaj nismo našli določljive makrofavne, pač pa zelo bogato foraminiferno favno, ki je povečini še znatno bolj ohranjena kot favna v oligocenski morski glini (sl. 10). Hišice so tu pogosto še gladke in se svetijo, medtem ko so v oligocenski morski glini hišice istih vrst skoraj vedno motne. Po sestavi je ta favna precej podobna favni oligocenske morske gline, kar kaže na podobne ekološke pogoje v času sedimentacije obeh glinastih oddelkov. V govški glini pa manjka večina oblik, naštetih na 28. in 29. strani, ki so značilne za paleogen. Le malo teh fosilov nastopa tudi v govški glini, najpogosteje še

Robulus arcuato-striatus
Anomalinoides affinis.

To govori za spodnjemiocensko (akvitanško) starost te gline, ki je tudi po svoji legi ekvivalent akvitanškega apnenca z *Eulepidina elephantina* (neposredna krovina bazalnih prodnatih plasti).

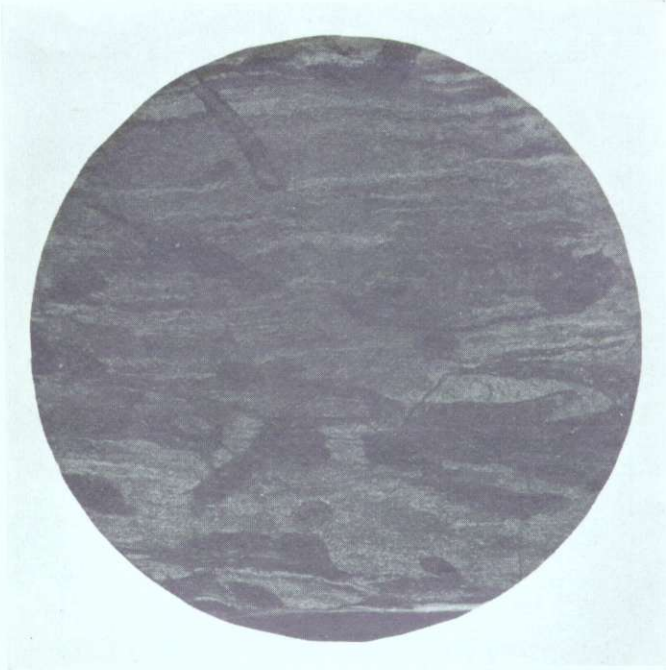
Debelina tega spodnjega dela govške gline je okrog 30 do 40 m. Više postaja glina vedno bolj peščena. Pesek se pojavlja povečini v nepravilnih gnezdih, pogosto pa tudi v obliki nekaj milimetrov do 1 centimeter širokih nepravilnih cevastih zapolnitev. Še više se menjavajo glinaste in peščene plasti, pri tem čedalje bolj prevladuje pesek.

Vzporedno z litološko spremembo se spremeni tudi sestava foraminiferne favne, ki postane kmalu zelo enolična; to kaže, da je postalo okolje bolj brakično. Najprej prevladuje vrsta *Bulimina elongata*; povečini jo spremljata *Nonion commune* in *Virgulina schreibersiana* (sl. 11). V višjih plasteh *Bulimina elongata* manjka, tu nastopata le *Nonion commune* in *Virgulina schreibersiana*. V še višjih govških plasteh, predvsem v zahodnem delu zagorskega sinklinorija pa prevladuje izrazito brakična favna s *Streblus becarii*.

Po foraminiferni favni ločimo torej v govških plasteh štiri cone:

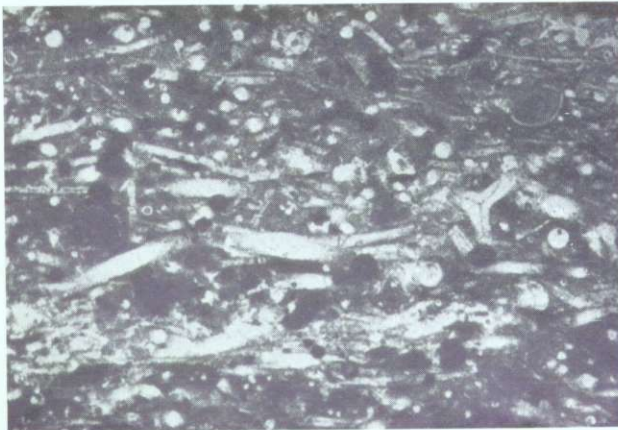
4. cona s *Streblus becarii*,
3. cona z *Nonion commune* in *Virgulina schreibersiana*,
2. cona z *Bulimina elongata*,
1. cona z bogato morskno favno in z ostanki oligocenskih vrst.

Zanimivo je, da se pri razporeditvi teh con kaže ista tendenca kot v razvoju šlira v vzhodnem delu severnoalpske molasne kotline, kjer so spodaj tudi morske favne z robulusi, na vrhu pa brakične favne z vrsto *Streblus becarii*. S tem seveda ni dokazana istočasnost govških



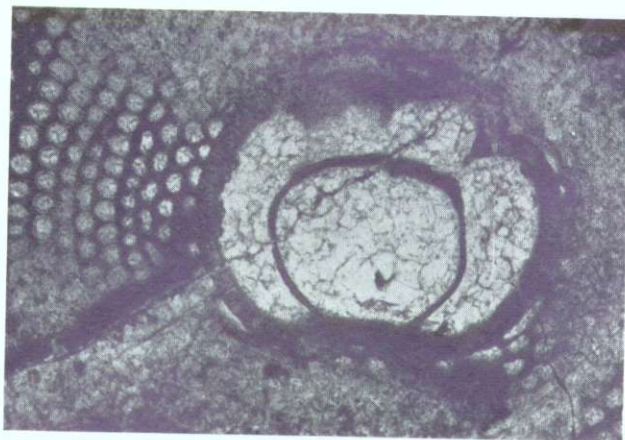
Sl. 2. Jedro zgornjesoteškega laporja s temnimi kanali, ki so izpolnjeni z oligocensko morskno glino, $0,8 \times$

Fig. 2. Core of the Upper Socka Beds with channels filled with Oligocene Marine Clay, $0,8 \times$



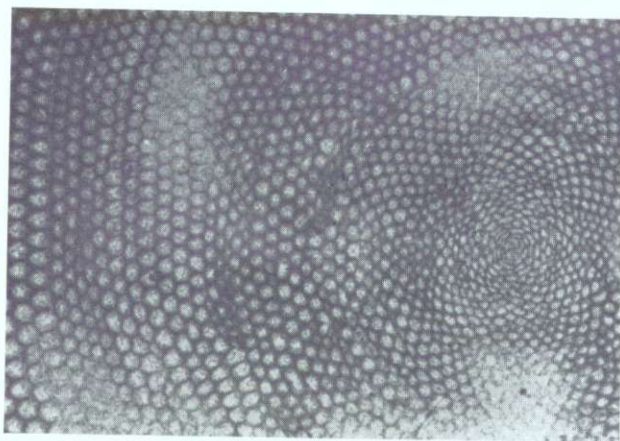
Sl. 3. Spongilit iz spodnjih govških plasti, Žvarulje, $25 \times$

Fig. 3. Spongilite, Lower Govce Beds, Žvarulje, $25 \times$



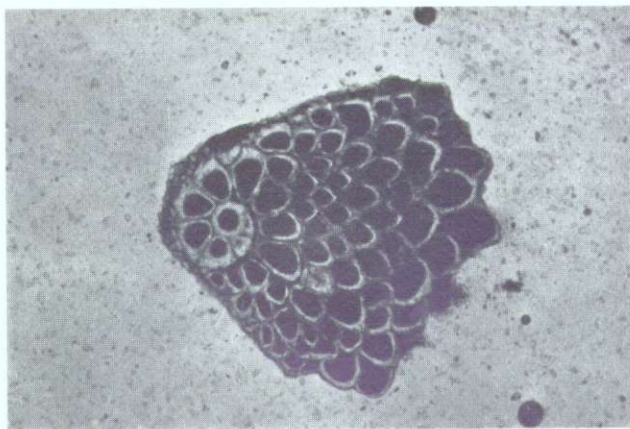
Sl. 4. *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* (Munier-Chalmas), megalosferična generacija, Orlek, 30 ×

Fig. 4. *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* (Munier-Chalmas), megalosphaeric generation, Orlek, 30 ×



Sl. 5. *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* (Munier-Chalmas), mikrosferična generacija, Orlek, 22 ×

Fig. 5. *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* (Munier-Chalmas), microsphaeric generation, Orlek, 22 ×



Sl. 6. *Miogypsina* cf. *formosensis*, Yabe in Hanzava, jama Kotredež, IV. obzorje, prekop v severno krilo, 455 m, 40 ×

Fig. 6. *Miogypsina* cf. *formosensis*, Yabe and Hanzava, Kotredež pit, IV. level, crosscut in the north flank, 455 m, 40 ×



Sl. 7. Mikrofavna oligocenske morske gline, jama Kotredež, VI. obzorje, 70,5 m severno od premogovega sloja, 12 ×

Fig. 7. Microfauna of the Oligocene Marine Clay, Kotredež pit, VI. level, 70,5 m north of the coal seam, 12 ×

- 1 *Cyclammina acutidorsata*, 2 *Clavulinoides szaboi*, 3 *Karrerella hantkeniana*, 4 *Vaginulinopsis pseudodecorata*, 5 *Marginulina behmi*, 6 *Nodosaria bacillum*



Sl. 8. Mikrofavna oligocenske morske gline, grapa severno od Kukelnovca,
12 ×

Fig. 8. Microfauna of the Oligocene Marine Clay, ravine north of the summit
of Kukelnovec, 12 ×

1 *Clavulinoides szaboi*, 2 *Karriella hantkeniana*, 3 *Vaginulinopsis pseudodecorata*,
4 *Planularia kubinyii*



Sl. 9. Mikrofavna oligocenske morske gline, ob cesti na Senožeti južno od Kisoveca, 17 ×

Fig. 9. Microfauna of the Oligocene Marine Clay, south of Kisovec on the way to Senožeti, 17 ×

1 *Uvigerina cf. jacksonensis*, 2 *Gyroidinoides girardanus*, 3 *Cibicides dalmatinus*



Sl. 10. Mikrofavna spodnjih govških plasti, Izlokarji, 13 ×
 Fig. 10. Microfauna of the Lower Govce Beds, Izlokarji, 13 ×
 1 *Anomalina granosa*, 2 *Anomalinoides affinis*, 3 *Virgulina schreibersiana*



Sl. 11. Mikrofavna srednjega dela govških plasti, Podlipovica, 25 ×
 Fig. 11. Microfauna of the middle part of the Govce Beds, Podlipovica, 25 ×
 1 *Virgulina schreibersiana*, 2 *Nonion commune*, 3 *Streblus beccarii*

in spodnjemiocenskih favn molasne kotline, temveč le, da je zaporedje favnističnih con pri postopnem pojemanju morskega vpliva lahko na različnih krajih podobno.

Spodnji del peščenih govških plasti vsebuje ponekod vložke trdnih peščenjakov, polnih moluskov, vendar so ti povetini slabo ohranjeni. Najbolj pogostni so rodvi *Ostrea*, *Turritella* in *Natica*. Iz podobne plasti je verjetno tudi favna, ki jo je opisal Fuchs (1874, 113) s severnega pobočja Kukelnovca in jo imel za ekvivalent favne hornskih skladov Zunanjealpske dunajske kotline. Tudi po Kühnelu (1933, 105) so govške plasti v kamniško-motniški sinklinali burdigalske starosti. To pomeni, da se je sedimentacija govških plasti nadaljevala iz akvitana v burdigal.

V zahodnem delu zagorskega sinklinorija so govške plasti razvite nekoliko drugače. Zdi se, da zahodno od Mlinš popolnoma manjkajo bazalne tvorbe, ki so ob Kotredeščici bolj ali manj sklenjene. Na triadnih skladih opazujemo tu laporasto glino z bogato in dobro ohranjeno mikrofavno, ki je ekvivalent favne spodnjegovške glin kotredeškega območja. Južno od Zvarulj pri Lokarjih je na bazi govških plasti svojevrstna kremenasta kamenina z majhno prostorninsko težo in dobro ohranjenimi okremenelimi operkulinami. Mikroskopska raziskava te kamenine je pokazala, da je sestavljena povetini iz iglic kremenastih spužev (sl. 3); gre torej za pravi spongiolit. Majhna prostorninska teža je verjetno posledica izluževanja karbonatnih sestavin.

Nad spodnjimi, pretežno glinastimi govškimi plastmi nastopajo tudi tu peščene plasti, ki vsebujejo, v nasprotju z onimi ob Kotredeščici, več prodatih vložkov. Tudi v teh vložkih prevladujejo keratofirski prodniki nad karbonatnimi. V glinastih vložkih med peščenimi in prodatimi plastmi se nahaja skoraj vedno mikrofavna, ki pa je zelo enolična. Zgornje, brakične cone so tu znatno debelejše kot v vzhodnem delu zagorskega sinklinorija.

Debelina govških plasti je v zahodnem delu zagorskega sinklinorija znatno večja kot v vzhodnem, kjer so zgornje brakične cone tanjše ali pa jih sploh ni. To dokazuje, da je bil v štajerski fazi denudiran v vzhodnem delu sinklinorija večji zgornji del govških plasti.

Zahodno od Šemnika so glinasti vložki v govških plasteh skrilavi, pogosto rjavkasti in brez karbonatnih primesi, tako da močno sličejo zgornjesoteškimi plastem v zagorski stranski kadunji. Zaradi tega so jih včasih zamenjavali z njimi (Bittner, 1884, 582).

Ponekod so v višjih, peščenih govških plasteh tanki sloji premoga, kakršne so dobili pri poglobljanju vinskega jaška in v prekopi na 4. in 6. obzorju v kotredeški jami. To so povetini le posamezne leče, komaj nekaj centimetrov debele.

Možno je, da pripada premog, ki so ga raziskovali pri Moravčah, govškemu skladom, ne pa soteškimi. Na to kaže Kühnelova določitev akvitanse favne (Kühnel, 1933, 92).

Transgresivna lega govških plasti se v kotredeški kadunji jasno kaže v neenakomerni debelini oligocenske morske glin. Medtem ko je debelina oligocenske morske glin na krilih kadunje v višini 4. in 6. obzorja 40 m, znaša v vrtini 49 okrog 100 m.

Proti vzhodnemu koncu kotredeške kadunje leže govške plasti na čedalje starejših skladih. Vzhodno od potoka Kotredeščice zgornjesoteških plasti ni več, govške plasti ležijo tu neposredno na premogu, kot so pokazala rudarska dela na 1. obzorju in 9. etaži v orleški jami.

Slačniški prekop, ki je potekal z vzhodnega konca kotredeškega rova proti severu, je iz spodnjesoteških plasti prišel neposredno v konglomerat govških plasti, ne da bi zadel na premog. Govške plasti leže torej tu že neposredno na spodnjesoteških skladih. Tudi južno od vasi Orlek, kjer se kotredeška kadunja končava, leži bazalni konglomerat govških plasti neposredno na spodnjesoteških skladih (črni talnini). Ta konglomeratna plast se po večji množini dolomitnih prodnikov loči od bazalne plasti v severnem krilu orleške kadunje, kjer močno prevladujejo keratofirski prodniki. Različna sestava prodnikov kaže, da tudi med sedimentacijo govških plasti izvor sedimentnega materiala ni bil daleč in ga je v terciarno kadunjo prinašalo več manjših vodnih tokov.

Vzhodno od Orleka stratigrafije miocenskih sedimentov zaradi zamotane tektonike še ni bilo mogoče dovolj pojasniti. Poleg govških nastopajo tu tudi laške plasti. Vzdolžne dislokacije so večkrat prekinile normalno zaporedje skladov, vendar je te dislokacije zaradi slabe razgaljenosti terena težko zasledovati. Zato je bilo pri kartiranju včasih težko določiti, ali pripadajo posamezne golice govškim ali laškim plastem.

Med tortonskim bazalnim konglomeratom cementnega laporja na Vaslah in psevdoziljskimi skladi na severni strani terciarnega sinklinorija nastopajo peski z redkimi vložki laporaste glin, ki vsebuje skromno, za zgornjegovške sklade značilno foraminiferno favno.

V spodnjem delu teh peščenih plasti, že blizu triadnega obrobja, nastopajo ponekod plasti trdnejšega peščenjaka z ostanki pektenov in ostrig, ki so tako slabo ohranjeni, da jih ne moremo točneje določiti. Bittner (1884, 573 in 574) navaja iz teh plasti naslednje vrste: *Ostrea gingensis*, *Turritella* sp. in *Trochus patulus*. Po analogiji s plastmi v zahodnem delu zagorskega sinklinorija bomo mejo med govškimi in laškimi plastmi postavili pod bazalni konglomerat vaselskega cementnega laporja.

Posamezne stratigrafske oddelke, ki jih lahko ugotovimo v kamnolomu na Vaslah, je le težko navezati na stratigrafsko lestvico območja ob Kotredeščici. Nekatero konglomeratno plast je sicer možno zasledovati sklenjeno na večjo razdaljo, vendar je teren dokaj slabo razgaljen, tektonika terena pa bolj zamotana kot se zdi pri površnem pregledu. Tako leži npr. pod debelo konglomeratno plastjo, ki jo lahko sklenjeno zasledujemo od Vasel na vzhodu do Jazem na zahodu, pri Vaslah laški lapor, na zahodni strani bevške grape pa zgornjegovški pesek.

V trboveljski kadunji govške plasti ne nastopajo v takšni debelini, kot na območju Zagorja, pogosto pa sploh manjkajo. Neposredno nad oligocenskimi plastmi nastopajo povečini takoj laške plasti (litotamnjski apnenec, lapor in peščenjak). Govške plasti so ohranjene le na posameznih mestih. Bolj sklenjeno nastopajo šele vzhodno od Dola. Njihov standardni profil je pri Govcah na območju Hude jame. Vendar tudi v tem profilu še daleč ne dosežejo tiste debeline kot pri Zagorju. Govške plasti pri Govcah so po morski favni z ostrigami podobne nekaterim prodnatim

in peščenim spodnjegovškimi plastem pri Zagorju. Pri Govcah pa manjkajo višje plasti z brakično favno. Profil pri Govcah torej ni primeren za stratotip govških plasti. Bolje bi ga bilo določiti v zagorskem sinklinoriju. Za spodnji del plasti najbolj ustreza profil v okolici Orleka, ki sta ga pokazali vrtini št. 46 in 47. Za stratotip zgornjega dela govških plasti pa je primeren razvoj v zahodnem delu zagorskih kadunj, kjer prevladujejo brakične plasti. Te profile bo treba še podrobneje raziskati in točno opisati njihovo mineralno in paleontološko vsebino.

4. Laške plasti

Meja med govškimi in laškimi plastmi je v zagorskem sinklinoriju jasna. Označuje jo skoraj povsod precej grob konglomerat. Tudi v tem konglomeratu petrografska sestava prodnikov ni povsod enaka. V zahodnem delu zagorskega sinklinorija so prodniki povečini keratofirski ali porfiritski, torej podobni prodnikom govških plasti. Le na severnem robu pri Kolvratu je konglomerat sestavljen povečini iz dolomitnih oblic, kar je razumljivo, ker transgredira tu prek dolomita na severnem robu kadunje. Tudi v srednjem delu sinklinorija med Lokami in Kotredežem je dolomit v tem konglomeratu zelo pogosten. Vezivo konglomerata je vedno apneno in v nasprotju z vezivom govškega konglomerata sorazmerno trdno. Zato tvori ta konglomerat že morfološko jasno vidne pasove s strmimi pobočji, posebno v zahodnem delu v okolici Žvarulj in na vzhodu pri Jazmah. Delna podobnost v petrografski sestavi prodnikov laških plasti s prodniki govških plasti je razumljiva, ker transgredirajo laške plasti prek govških in so zato bazalne laške plasti sestavljene v veliki meri iz prenesenih govških plasti.

Diskordantna lega laških plasti je jasna šele v zahodnem delu kolovraške kadunje, kjer se mehke govške plasti na severnem in južnem krilu izklinijo in leži ponekod bazalni konglomerat laških plasti neposredno na triadni podlagi.

Više postaja bazalni laški konglomerat bolj drobnozrnat in prehaja v peščenjak s kremenovimi in keratofirskimi zrci ter z apnenim vezivom. Še više postajajo ta zrnca bolj redka, peščenjak prehaja v peščen, nekoliko lapornat apnenec, ki ga je Teller (1907) kartiral kot laški lapor. Šele vzhodno od Vin so te plasti podobne normalnemu laškemu laporju.

Peščeni apnenec kaže povečini zelo izrazito prečno krojitev v obliki nepravilnih podolgovatih leč. Ta je lahko mnogo bolj izrazita kot plastovitost in je že večkrat zapeljala k nepravilni določitvi lege plasti in napačni interpretaciji geoloških profilov.

Med Potoško vasjo in Vinami so v bazalnih prodnatih plasteh vložki litotamnjskega apnenca zelo različne debeline, od nekaj metrov do nekaj deset metrov. Večjim biohermam na desnem bregu Kotredeščice je Bittner (1884, 942) pripisal mlajšo starost in jih je imel za zgornji litavski apnenec.

Vzhodno od Kotredeščice v osi kadunje ni več laških plasti, temveč nastopajo tu kot najmlajše govške plasti.

V zahodnem delu zagorskega sinklinorija bazalnih vložkov litotamnjskega apnenca ni, pač pa se pojavi apnenec na vrhu laških plasti in predstavlja tu v vsem zagorskem terciarju največje mase litotamnjskega apnenca. Na Tellerjevi geološki karti (1907) je ta apnenec označen sicer kot spodnji litavski apnenec, vendar je to očitna pomota, ker je že iz karte same vidno, da leži nad laškim laporjem. Tudi Bittner (1884, 589) je pri opisovanju geoloških razmer zahodno od Lok ta apnenec izrecno imenoval zgornji litavski apnenec.

Laške plasti so med vsemi terciarnimi plastmi najtrše in proti prepevanju najbolj odporne, zato sestavljajo najvišje vzpetine terciarnega območja (Vinski vrh 613 m). Kjer so v jedru kadunje mehke sarmatske plasti, se vlečeta vzdolž kadunje dva grebena višjih vzpetin, ki ustrezata izdankom laških plasti na obeh krilih.

Litavski apnenec prehaja postopno v sarmatsko glino. V spodnjem delu prehoda so posamezni gomolji litotamnij obdani s tanko kožico glin; zato postane apnenec nekoliko laporast. Više so te kožice vedno debelejše, zato glinene primesi prevladujejo nad gomolji litotamnij. Kmalu izginejo zadnji gomolji litotamnij. Glina tega prehodnega pasu vsebuje že tipično sarmatsko mikrofavno z velikimi elfidiji.

V kotredeški kadunji, kjer ni zgornjega litavskega apnenca, so mejne plasti iz sivega glinastega peska. Pri Vinah in Cilenci, kjer so na Tellerjevi geološki karti (1907) označeni sarmatski skladi na precejšnji površini, smo v več ročnih vrtnah našli glinast pesek s skromno mikrofavno brez značilnih sarmatskih brakičnih oblik. Zato te plasti primerjamo z zgornjim tortonom Dunajske kotline.

V moravški kadunji laške plasti niso več ohranjene v vsej debelini. Nikjer ni več nad njimi sarmatskih plasti niti zgornjega litavskega apnenca.

5. Sarmatski skladi

Meja med morskim srednjim miocenom in brakičnim zgornjim miocenom je v Sloveniji zelo verjetno enako stara kot v Dunajski kotlini. Obe območji pripadata obrobju Panonske kotline, poleg tega je pa tudi do sedaj znana makro- in mikrofavna zgornjemiocenskih brakičnih plasti v obeh območjih tako podobna, da v pravilnost te korelacije težko dvomimo. Imeni torton in sarmat lahko torej uporabljamo pri nas za označevanje oddelkov v istem obsegu, kot jih uporabljajo v Dunajski kotlini. Kot je pokazal Thenius (1959, 1 do 11) s primerjavo sedimentov, v katerih se prvič pojavi *Hipparion*, se meje teh oddelkov v Dunajski kotlini ne skladajo z mejami enako imenovanih oddelkov v drugih terciarnih območjih in tudi ne s stratotipom tortona. V južni in zahodni Evropi so označevali kot tortonske tudi sedimente, ki so ekvivalenti dunajskega sarmata in spodnjega panona. Zato predlaga Thenius, naj se ime torton uporablja v razširjenem pomenu tudi za plasti, ki so ekvivalenti dunajskega sarmata, sarmat pa samo kot podstopnja zgornjega tortona v obsegu, kot ga imajo te plasti v Dunajski kotlini. Glede na dosežanje razdelitev našega miocena bomo izraz torton zaenkrat še rabili v pomenu ekvivalentnih plasti tortona Dunajske kotline.

Sarmatski skladi so najmlajši terciarni oddelek v zagorskem sinklinoriju; kjer nastopajo, sestavljajo jedro najglobljih delov kadunj. Povečini so mehki, zato so slabo razgaljeni in njihova raziskava otežkočena. Meja sarmata pa je že morfološko ostro vidna tam, kjer je na vrhu tortona zgornji litavski apnenec. Če pa je vrh tortona glinast ali peščen, meje zaradi slabe razgaljenosti ni mogoče točno ugotoviti.

Pri Vinah so sarmatski skladi verjetno precej manj razširjeni kot je označeno na Tellerjevi geološki karti. Del teh skladov štejemo po njihovi mikrofavni še v zgornji torton. Verjetno spadajo sem tudi plasti, ki jih omenja Bittner (1884, 493) z desnega brega Kotredeščice. Tu je našel naslednje fosile:

Ervilia cf. *pusilla* Phil.
Cardium aff. *obsoletum* Eichw.
Modiola aff. *volhynica* Eichw.

Vzhodno od vinske cerkve so majhne golice tanko plastovite svetlo rjave glin, ki vsebuje slabo ohranjene primerke *Streblus becarii*, torej tipično brakično favno.

Sarmatski skladi okolice Vin tvorijo vzhodni konec vrste manjših nahajališč sarmata, ki so nanizani vzdolž osi glavne kadunje zagorskega sinklinorija proti zahodu do Razpotja. Vzhodno od velikega diagonalnega loškega preloma leži os glavne kadunje precej visoko in je zato sarmatski pas večkrat prekinjen. Prvič je prekinjen takoj zahodno od vinske cerkve, kjer so v jedru kadunje laške plasti. Zato os kadunje med Vinami in Lokami morfološko ni vidna in poteka v enakomerno strmo nagnjenem pobočju. Šele severno od Lok se na vrhu grebena spet pojavijo sarmatske plasti. Med tem nahajališčem in Vel. Stobovnikom so sarmatski skladi prerezani z globoko grapo, ki sega v litavski apnenec v njihovi podlagi.

Zahodno od diagonalnega loškega preloma, ki ponovno prekine kontinuiteto sarmatskih skladov, je najgloblji del glavne kadunje. Tu so sarmatske plasti v dnu doline, vendar so povečini skrite pod naplavinami potoka Medije, ki teče tu na večjo razdaljo skoraj točno po osi kadunje. V tem največjem in najglobljem sarmatskem območju je ohranjen zahodno od Medijskega gradu zgornji del sarmatskih plasti. Nad Razpotjem ležita nad bazalno sarmatsko glino prod in rahel konglomerat, nato pa sledi peščenjak. Prod je pretežno apnen in je zelo podoben recentnemu savskemurodu. Podoben sarmatski prod se nahaja tudi zahodno od Medijskega gradu. Po svoji legi nad spodnesarmatskimi skladi ustreza ta prod prav dobro Winklerjevi karintski delti, tj. srednjemu sarmatu južnega obrobja graškega zaliva (Winkler, 1957, 25—29).

Tudi drugod po Sloveniji so bile najdene podobne srednesarmatske prodnate plasti. Tako omenja Winkler (1958, 16) ekvivalente karintske delte v kamniško-tuhinjskem terciarju. Tudi pri Laškem je v srednjem sarmatu prodna plast (Hamrla, 1954, 137; Winkler, 1958, 19 do 20). Winkler je med prodniki našel tudi oblice litavskega apnenca in po tem sklepal na delno diskordanco pod srednjim sarmatom.

Po Mundi (1953, 57) je med Laškimi in Hrastnikom konglomeratna plast na bazi sarmata. Možno je, da je Munda tu kartiral kot zgornji

torton ekvivalente skladov s sindozmijami, ki jih je Bittner (1884, 496) imel za najvišji torton, Winkler pa za spodnji sarmat.

Po ekvivalentni legi med morskimi laškimi plastmi (litavski apnenec oz. laški lapor) in prodnatimi srednjesarmatskimi plastmi moramo imeti glinaste plasti spodnjega sarmata v zagorskem sinklinoriju za ekvivalente skladov s sindozmijami v vzhodnem delu laškega sinklinorija.

Mlajših sarmatskih in panonskih plasti v zagorskem sinklinoriju ni. Winkler je sklepal po morfoloških predpostavkah, da so te plasti bile tu odložene, vendar kasneje spet popolnoma erodirane, toda te predpostavke ne moremo niti potrditi niti zanikati.

6. Pliocen

Na planoti okrog Vrha jugozahodno od Zagorja nastopa neposredno na triadnem dolomitu preperel prod v debelini več deset metrov. To nahajališče je opisal že Winkler (1958, 17 do 18), ki je po geomorfoloških kriterijih mislil, da je ta prod mlajše dakijske starosti. Prod ne nastopa samo na vrhu planote, temveč se spušča proti zahodu precej globoko po pobočju proti suhi dolini pri Čolnišah. Na površini je tako močno preperel, da njegove sestave ni mogoče ugotoviti. Posamezni prodniki so pogosto spremenjeni v porozno kremenasto maso. V globljih vkopih se pokaže prvotna sestava tega proda. Poleg sivih apnenih prodnikov so precej pogostne oblice rdečkastega lapornatega apnenca, verjetno krednega. Prodniki so precej veliki, največ 10 cm, in sorazmerno slabo zaobljeni, kar kaže, da je bil transport kratek. Podlaga tega proda ima očitno oblike doline; njeno dno je okrog 50 m globlje kot vrh zasipa pri Vrhu.

Na območju terciarnega sinklinorija ni nikjer ekvivalentnih pliocenskih tvorb.

II. 3. Kvartar

Ob potokih na območju zagorskega sinklinorija ni nikjer prodnih teras, nastopa pa povsod recen ten prodnat zasip, tako da danes potoki skoraj nikjer ne tečejo po prvotni skalnati podlagi. Precej številne raziskave za temeljenje raznih objektov so pokazale, da debelina tega mladega zasipa nikjer ne presega 7 do 8 metrov.

V okolici Kisovca zavzemajo precejšnji obseg plazine triadnih dolomitov in apnencev. Največje so tam, kjer je triada narinjena na terciar. Zaradi preglednosti teh plazin v karti povečini nismo vtisali, označili pa smo večjo maso Repnika nad Stopami, ki so jo že večkrat kartirali kot triado; vendar so rudarska dela pod to maso dokazala, da leži vsa na terciarni podlagi in jo moramo zato imeti za mlado plazino.

III. PRIMERJAVA S TERCIAROM DRUGIH OBMOČIJ

Za točnejšo korelacijo zagorskega terciarja z drugimi terciarnimi območji srednje in vzhodne Slovenije bo treba ponovno raziskati večino klasičnih nahajališč slovenskega oligocena in miocena in revidirati nji-

hovo makrofavno ter obdelati še skoraj popolnoma neznano mikrofavno. Vendar daje že primerjava po dosedanjih raziskavah zanimive rezultate.

1. **Zahodne Posavske gube.** Kühnel je 1933 opisal s tega območja dva faciesa akvitana: iz Soteske pri Moravčah lapornega z brakično favno, z Briš pri Kamniku pa lepidociklinski apnenec. Ta apnenec je našel že Kossmat, njegovo favno pa je na kratko opisal Schubert (1908 in 1913, 67 in 83), ki je določil naslednje vrste:

Lepidocyclina dilatata Mich.
Lepidocyclina sumatrensis Br.
Lepidocyclina morgani
Lepidocyclina tournoueri
Miogygsina complanata
Miogygsina cf. burdigalensis.

Najdba velike oblike *Lepidocyclina elephantina* na Orleku pri Zagorju je pokazala, da so bazalne govške plasti ekvivalent apnenca z Briš.

Lepidociklinski apnenec tudi pri Brišah ne tvori sklenjenega horizonta, temveč se pojavlja le v obliki manjših leč neposredno na triadni podlagi.

Drugi, pretežno glinast facies akvitana je v okolici Soteske pri Moravčah. Opisal ga je Kühnel (1933, 73) in navedel brakično favno s *Cerithium margaritaceum*, ki jo je določil Kossmat. Verjetno te plasti niso ekvivalent soteskih skladov, temveč brakičnih govških plasti pri Zagorju, v katerih tudi nastopajo ponekod tanki vložki premoga.

Kühnel je postavil ekvivalente govških plasti v kamniško-tuhinjski kadunji v burdigal, nad njimi ležeče laporne in peščene plasti, ki jih je imel za ekvivalente laškega laporja, v helvet, in peščene plasti tik pod sarmatom v torton. Kühnelova korelacija laških plasti s helvetom ni pravilna, ker je že iz Bittnerjevega opisa vidno, da leži v laško-zagorskem sinklinoriju sarmat konkordantno na laškem laporju ali na zgornjem litavskem apnencu in da je litavski apnenec facialni različek laških plasti. Laški lapor je zato že po svoji legi ekvivalent dunajskega tortona.

Ponovno kartiranje kamniško-tuhinjskega terciarja bo lahko šele pokazalo, ali je tu stratigrafsko zaporedje res neprekinjeno, kot je mislil Kühnel, ali so tudi tu podobne diskordance kot v laško-zagorskem sinklinoriju.

2. **Območje gornjegrajskih skladov.** V ozkem in dolgem pasu od Socke prek Mozirja, Gornjega grada, Kamniške Bistrice in Polšice do Bohinja nastopajo v bazi terciarnih skladov morski srednjeoligocenski sedimenti, ki so jih imenovali povečini gornjegrajske sklade.

Nad morskimi skladi sledita lapor in mehak skrilavec s sladkovodno, brakično in delno tudi morsko favno ter pogosto z bogato floro. Nad temi skladi pa leži povečini modrikasto siva homogena laporasta glina.

Facies teh skladov je na posameznih krajih precej različen, zaradi česar so enako stare sklade večkrat imenovali z različnimi imeni.

Žal o tako važnih klasičnih nahajališčih terciarnih plasti Slovenije kot je okolica Dobrne, ni nobenih novejših raziskav. Po Sturu (1871)

in Tellerju (1896) povzemamo naslednje. Dno terciarja tvorijo tu klanški skladi, sestavljeni iz peščenega apnenca s slabo ohranjeno nedoločljivo favno. Sledi povečini tanka plast konglomerata ali proda, nato premog in nad njim soteški lapor s floro, ki više prehaja brez ostre meje v rjavkasto črn peščen lapor, po Tellerju (1896) imenovan dobrnski lapor. Sledi tufski peščenjak in na vrhu litavski apnenec. Takšen je razvoj terciarnih skladov severno od šoštanjске prelomnice. Na južni strani pa je razvoj drugačen; kaže nam ga profil pri Črnovi na severni strani pireiškega keratofirskega masiva: na triadi leži oligocenska morska glina, nato sledita andezitski tuf in dobrnski »tufski peščenjak«. »Tufski peščenjak« je precej grob, zrna so povečini iz triadnih porfirskih kamenin, ne pa iz terciarnega andezita. Zato ime »tufski peščenjak« ni primerno in bo treba poiskati novo, ker kamenina ni v nobeni neposredni zvezi s terciarnimi vulkanskimi crupcijami v Savinjski dolini. V enem vzorcu tega peščenjaka smo našli majhne, toda že na oko vidne miogipsine, kar govori za to, da je peščenjak spodnje ali srednjemiocenske starosti in je torej ekvivalent govških plasti, kakor je ugotovil že Teller (1896, 183). Tudi Hoernesu (1877, 276) so se zdele nekatere plasti v okolici Dobrne podobne severnoitalijanskim spodnjemiocenskim plastem, tako da je pisal celo o plasteh schio na južnem Štajerskem. Svojo ugotovitev pa je podprl le z enim samim fosilom *Pecten haueri*, kar pa ni bila dovolj zanesljiva podlaga za njegov sklep.

Zal ni znano točno najdišče Hoernesovega fosila, po njegovem opisu kamenine pa smemo domnevati, da je to dobrnski lapor. Po Hoernesu sta tudi Teller (1898, 99) in Oppenheim (1903, 226) prevzela mnenje, da je »tufski peščenjak« ekvivalent plasti schio.

Pektene, ki jih omenja Hoernes iz okolice Dobrne, je leta 1893 natančneje opisal Oppenheim (1903, 226). Tudi po njegovem mnenju gre za sedimente, ki so blizu plastem schio in niso mlajše od burdigala. Za nekatere teh pektenov navaja najdišče Klanec pri Dobrni; vsaj ti izvirajo zanesljivo iz dobrnskega foraminifernega laporja. Na podlagi tega bi morali imeti ta lapor za akvitanski in za ekvivalent govških plasti.

Po drugi strani pa na terenu ni mogoče najti ostre meje med soteškimi plastmi in dobrnskimi foraminifernim laporjem, pač pa je meja med dobrnskimi laporjem in »tufskim peščenjakom« bolj ostra, kar bi kazalo, da se s »tufskim peščenjakom« pričinja nova transgresija, podobno kot v laško-zagorskem terciarju z govškimi plastmi. V tem primeru bi mogel biti dobrnski foraminiferni lapor ekvivalent oligocenske morske gline. Tako korelacijo potrjuje *Pecten duodecimlammatatus*, ki ga je Teller (1896, 188) našel v dobrnskem laporju in v oligocenski morski glini v okolici Laškega.

Dalje proti zahodu, v okolici Preske in Mozirja, sestavlja bazo terciarja peščen apnenec, ki je litološko precej podoben klanškim skladom, vendar vsebuje majhne numulite, zaradi česar ga je Teller (1896) kartiral kot gornjegrajske sklade. Pri Preski leži neposredno nad gornjegrajskimi skladi soteški lapor, nad njim pa siva laporasta glina in končno andezitski tuf. Zahodno od Mozirja pri Brdcah baza terciarja ni razgaljena, pač pa je v potoku razgaljen dolg profil v temnem, skoraj črnem

laporastem skrilavcu, ki vsebuje ponekod dobro ohranjene ribje skelete. To je znani ribji skrilavec Brdc. Nad ribjim skrilavcem sledi enaka modrikasto siva laporasta glina, kakršna je pri Preski nad soteškimi skladi. Zato imamo ribji skrilavec za ekvivalent soteških skladov. Tudi do sedaj znana favna ribjega skrilavca govori za tako korelacijo. Školjki *Cardium lipoldi* in *Saxicava* cf. *slovenica*, ki ju je opisal Rolle (1858, 24) iz ribjega skrilavca Brdc, je našel Bittner tudi v zgornjesoteških skladih pri Zagorju (Bittner, 1884, 584). Flora teh skladov je skoraj identična s floro iz Socke. Litološko podoben ribji skrilavec nastopa tudi ponekod med zgornjesoteškimi plastmi v Zagorju. Ribe zagorskega skrilavca je opisal Gorjanovič-Kramberger (1891). Med njimi je določil tudi *Labrax stiriacus*, ki nastopa tudi pri Brdcah.

Gornjegrajski skladi so v Savinjski dolini razviti tipično samo v okolici Gornjega grada in Nove Štifte. Reuss (1844) je opisal iz teh skladov poleg koral in briozojev tudi nekaj foraminifer, žal pa ni navedel točno njihovega najdišča. Verjetno izvirajo iz kakega mehkejšega vložka med plastmi s koralami, ne pa iz modrikasto sive laporaste gline, ki leži nad temi koralnimi plastmi. Foraminiferna favna laporaste gline se močno razlikuje od favne, ki jo je opisal Reuss in je podobna favni oligocenske morske gline zagorskega sinklinorija.

V nekaterih profilih je možno ugotoviti, da leži med gornjegrajskimi skladi in laporasto glino črn skrilavec, podoben ribjemu skrilavcu Brdc.

Pod gornjegrajskimi skladi nastopajo ponekod še konglomeratne in peščene plasti v debelini prek 100 m. V okolici Okonine jih je Teller kartiral kot poseben oddelek, ki ga je imenoval okoninski konglomerat, v okolici Nove Štifte pa jih je označil kar skupaj z gornjegrajskimi skladi, čeprav tukaj njihova debelina ni nič manjša. V kamnolomu okoninskega konglomerata se nahaja v vezivu mnogo majhnih numulitov.

Zaporedje gornjegrajskih in soteških skladov ali njim ekvivalentnega ribjega skrilavca, je bilo eno glavnih oporišč pri določanju geološke starosti soteških skladov. Po Winklerju (1958, 36 do 37) naj bi soteški skladi ležali diskordantno nad ribjim skrilavcem, pri Dolu celo z debelo plastjo bazalnega konglomerata. Kljub ponovnemu obisku tega kraja, diskordance nisem mogel ugotoviti. Podroben pregled dobro razgaljenih profilov pri Novi Štifti, Gornjem gradu, Brdcah in Preski je nasprotno pokazal, da sledi nad morskimi gornjegrajskimi ali klanškimi skladi povsod konkordantno ali soteški lapor (pri Preski) ali ribji skrilavec, nad tema pa modrikasto siva laporasta glina, ki je makroskopsko popolnoma enaka morski glini zagorskega sinklinorija, in končno andeziški tuf.

Izpirki modrikaste gline se razlikujejo od zagorskih, ker vsebujejo vedno precej grobega peska, ki je sestavljen povečini iz drobcev keratofirja. Favna v njej je bolj revna kot v oligocenski morski glini pri Zagorju, vmes pa so nekatere tipične oligocenske oblike, med njimi tudi *Clavulinoides szaboi*.

Podobno zaporedje skladov kot v Savinjski dolini je tudi v Kamniški Bistrici, le da je tu debelina brakičnih in sladkovodnih plasti nad morskimi bazalnimi plastmi znatno večja (Teller, 1885, 198).

Najbolj znane oligocenske plasti v gorenjski kotlini so pri Polšici; opisala sta jih Kinkelin (1890) in Oppenheim (1896). V zadnjem času pa je Cimerman ponovno raziskal to nahajališče ter njegove talninske in krovninske sklade. Tudi tu leže med plastmi z znano srednje-oligocensko favno in triadno podlago prek 100 m debele klastične usedline, predvsem peščenjak in konglomerat. Ti sedimenti so v glavnem sestavljeni iz drobcev porfiritov, kakršni nastopajo na vznožju Jelovice. Njihov izvor je torej le lokalni. Plast s koralami je sorazmerno tanka, nakar sledi modrikasto siva laporasta glina z bogato foraminiferno favno, ki je skoraj identična s favno oligocenske morske gline iz Zagorja. Med to glino in gornjegrajskimi skladi tu ni nobenega vmesnega vložka brakičnih ali sladkovodnih skladov, ki bi ga mogli imeti za ekvivalent soteških skladov. Med tema dvema oddelkoma tudi ni nobenih znakov diskordance, ki bi lahko razložila, zakaj tod ni soteških skladov.

Morska glina tvori podlago precejšnjega dela gorenjske kotline. Na mnogih krajih kot npr. ob Savi nad mostom med Bledom in Lescami je v tej glini izredno bogata oligocenska favna. Nad njo leži tudi v gorenjski kotlini zelen andezitski tuf, kot se lepo vidi v profilu med Posavcem in Peračico.

Drugi v gorenjski kotlini gornjegrajskih skladov v tej obliki kot v Polšici, tj. z bogato favno, ni. Bazalne plasti terciarja so bile precej dobro raziskane tudi pri vrtnju za projekt HE Radovljica. V profilu prek Save pri Spodnjem Lancovem, je pod Pustim Gradom takoj nad triado konglomerat, sestavljen podobno kot pri Polšici, pretežno iz zelenih do sivkasto zelenih triadnih porfirskih kamenin, kakršne nastopajo v večji množini na severnem pobočju Jelovice. Plasti padajo precej položno proti severu, tj. proti Savi. Ob savski strugi sami so razgaljene že višje plasti, v katerih se menjavajo prod, glina in ponekod tudi breča. V breči se nahajajo včasih tudi do 1 m veliki bloki triadnih porfirskih kamenin, znak, da je bilo blizu strmo obrežje. Više postajajo grobi vložki čedalje redkejši in končno preide zaporedje skladov v homogeno sivkasto modro laporasto glino z enako foraminiferno favno kot pri Posavcu. Kamenine v profilu pri Radovljici so očitno ekvivalent gornjegrajskih skladov, manjkajo pa plasti s koralno favno. Edini fosili, ki se jih je do sedaj posrečilo tu najti, so posamezne lupine iz rodu Spondulus, prilepljene na porfirski prodnik, in votlinice v apnenčevih prodnikih, ki so jih napravile školjke Lithodomus, ter ožji mrežasti kanali spužev.

V okolici Medvoda je oligocen brez gornjegrajskih skladov. Opisali so ga že Morlot (1850, 392), Lipold (1957-a, 223 do 225, 1957-b, 371 do 372), Kossmat (1905, 13; 1905, 79 do 81) in Petrascheck (1926 do 1929, 340), natančneje pa Rakovec (1937). Nad bazalnimi dolomitnimi in apnenimi brečami in konglomerati nastopa najprej pesek in glinast pesek z brakično in morsko favno. Ponekod vsebujejo te plasti tudi rastlinske ostanke in celo tanek sloj premoga. Zgoraj leži homogena modrikasto siva morska glina, v kateri je Rakovec (1937, 32 in 34) našel mnogo foraminifer. Na kraju, kjer stoji HE Medvode, je na površju triadna antiklinala z oligocenskimi plastmi na obeh krilih. Od hidroelektrarne proti jugu je bil med regulacijo savske struge raz-

PRIMERJAVA TERCIARJA POSAVSKIH GUB S SAVINJSKIM IN GORENJSKIM TERCIARJEM

2. tabela

Zagorje	Moravče, Kamnik	Socka	Mozirje, Gornji Grad	Poljšica	Medvode	
Sarmat	Sarmat					Sarmat
Laške plasti (litavski apnenec, laški lapor, bazalni konglomerat)	Laške plasti	Litavski apnenec				Torton
Zgornje, brakične govške plasti (pesek, prod, glina)	Plasti s <i>Cerithium margaritaceum</i> pri Moravčah					Burdigal
Spodnje, morske govške plasti (glinena, pesek, prod, lepidociklinski apnenec)	Peščene spodnjemiocenske plasti pri Kamniku Lepidociklinski apnenec pri Brišah	»Tufski peščenjak«				Akvitan
Oligocenska morskaglina	Oligocenska morskaglina	Dobrnski lapor	Andezitski tuf Oligocenska morskaglina	Andezitski tuf Oligocenska morskaglina	Oligocenska morskaglina	
Zgornjesoteške plasti		Soteške plasti	Ribji skrilavec Brdc		Brakične peščene in glinaste plasti	Rupel
Spodnjeseoteške plasti	Bazalne prodnate plasti	Klanški skladi	Gornjegrajski skladi bazalne plasti	Gornjegrajski skladi bazalne plasti	Bazalni konglomerat	

galjen sklenjen profil, kjer je bilo mogoče opazovati konkordantno zaporedje od bazalne breče in konglomerata tik pod pregrado do morske glin. Po foraminiferni favni je ta glina enaka zagorski oligocenski morski glini, zato jo tudi tu postavljamo še v srednji oligocen in ne v miocen.

Primerjava stratigrafskih lestvic z različnih območij gornjegrajskih skladov in laško-zagorskega sinklinorija kaže, da so bile v začetku sedimentacije oligocenskih skladov facialne razlike zelo velike, pozneje pa je pokrilo celotno ozemlje morje, v katerem se je povsod sedimentirala zelo podobna morska glina z značilno foraminiferno favno. Začetek te sedimentacije tvori skoraj povsod prodat sediment s prodniki iz bližnje okolice (okoninski konglomerat, bazalne plasti v Polšici, spodnjeseški skladi, konglomerat na Kamnitniku pri Škofji Loki). Vmesne plasti med bazalnimi tvorbami in oligocensko morsko glino so v Posavskih gubah brakične in sladkovodne soteške plasti, na območju gornjegrajskih skladov pa delno morski sedimenti (gornjegrajski skladi in ribji skrilavec) delno pa brakične in sladkovodne soteške plasti. Kjer sta razvita oba faciesa, morski in brakični (v Savinjski dolini), leže brakične soteške plasti nad morskimi gornjegrajskimi; kjer pa brakičnih plasti ni, leži nad gornjegrajskimi plastmi neposredno morska glina. Zato imamo soteške in gornjegrajske sklade le za facialna različka enega in istega oddelka.

Vzdolž južnega roba današnjih Savinjskih in Julijskih Alp je bil vsaj začasno morski rokav, ki je verjetno imel neposredno zvezo s severno Italijo (Petrascheck, 1926—29, 83). Južno od tega, pretežno morskega območja, tj. na ozemlju današnjih Posavskih gub in njihovega podaljška proti zahodu v okolici Medvod so se v zalivih oziroma grezajočih se dolinah (nastajajočih kadunjah) sedimentirali brakični ali celo sladkovodni in kontinentalni soteški skladi. Na prehodnem ozemlju pa sta oba faciesa, tj. morski in sladkovodni.

Debele plasti bazalnih prodatih sedimentov na bazi gornjegrajskih oziroma soteških plasti so nastale verjetno iz istega vzroka, tj. zaradi tektonskih premikov, pri katerih se je dvigalo sosednje območje, od koder je prihajal grob material.

Primerjavo navedenih nahajališč terciarnih plasti kaže 2. tabela.

3. Vzhodne Posavske gube. V oligocenskih plasteh vzhodnih Posavskih gub je vpliv morja močnejši kot v zahodnih Posavskih gubah. Tu se pojavljajo v krovni in talni premoga brakični in morski mehkužci.

Najbolj znani nahajališči tega območja sta Senovo in Radoboj. Senovski terciar je podrobneje obdelal Munda (1939), nekaj podatkov pa je dal tudi Petrascheck (1940). Munda je po primerjavi favne soteških skladov iz Senovega s podobno favno Madžarske, Transilvanije in severnoalpske molasne kotline sklepal, da je senovska favna katska. Njegova tabela kaže, da je malo vrst značilnih za zgornji oligocen, ker mnoge med njimi nastopajo tudi v srednjem oligocenu molasne kotline.

Nad soteškimi plastmi manjka tu oligocenska morska glina; očitno je bila že erodirana pred odložitvijo mlajših miocenskih plasti, ki jih brez težav vzorejamo z govškimi, laškimi in sarmatskimi plastmi laško-zagorskega sinklinorija. Petrascheckova (1940) stratigrafska shema

senovskega terciarja se dobro sklada s stratigrafijo zagorskega terciarja, razlika je le v tem, da v okolici Senovega nastopajo še panonske plasti, ki jih v laško-zagorskem sinklinoriju ni.

Terciar Radobojske okolice je postal bolj znan s Fuchsovim delom (1894), v katerem je primerjal radobojsko favno z Mayer-Eymarjevim akvitanom, ne pa z Beyrichovim zgornjim oligocenom, ki ga je imel za stopnjo starejšega. Ker so do takrat mislili, da je zgornji oligocen ekvivalent akvitana, je Fuchs vpeljal za zgornji oligocen novo stopnjo, ki jo je imenoval kat. Kasneje so našli v Trbovljah in Senovem antrakoterije, ki so dokazovali oligocensko starost premogonosnih skladov; to je privedlo k napačni predstavi, da imamo v Posavskih gubah dva različna oddelka s premogom, v zahodnih Posavskih gubah oligocenske soteške sklade, v vzhodnih Posavskih gubah pa spodnjemiocenske sklade pri Radoboju. Šele Anić (1952) je pri ponovni obdelavi dokazal, da je radobojska favna po starosti enaka senovski. V vseh Posavskih gubah imamo torej en sam premogonosni horizont, ki je po Petrascheckovih, Mundovih in Aničevih raziskavah katske starosti. Facies premogonosnih plasti pa se v vzhodnih Posavskih gubah toliko spremeni, da jih ne bi smeli več imenovati soteške sklade, ker v njih ni tipičnega laporja z rastlinskimi ostanki, ki predstavlja soteške sklade v prvotnem pomenu besede, temveč ga tu nadomeščajo glinasto peščene morske plasti.

Do sedaj še ni pojasnjeno, katere plasti pri Radoboju so ekvivalent govških plasti, pač pa je jasna ekvivalenca tamkajšnjega litavskega apnenca z laškimi plastmi.

4. Madžarska, južna Slovaška in Transilvanija. V paleogenu je bila Panonska kotlina že sorazmerno malo poplavljen z morjem. Šele v neogenu se je začela močneje pogrezati in zato leže mlajši terciarni sedimenti mnogokje neposredno na predterciarni podlagi. Pod ogromnim pokrovom mladoterciarnih sedimentov je težko zasledovati razširjenost paleogenskih oddelkov, ki so zato bolje poznani le na nekaterih krajih na obrobju Panonske kotline. Po podatkih novejših raziskav z globinskim vrtnjem je bil v oligocenu poplavljen le sorazmerno ozek pas Panonske kotline, ki sega od Budimpešte proti vzhodu v Transilvanijo, proti zahodu pa k Blatnemu jezeru (Szöts, 1956, 221). Verjetno se ta pas nadaljuje naprej proti zahodu na ozemlje Slovenije. V terciarni lestvici Madžarske sta najbolj znana lapor in laporasta glina, ki ju je Hantken imenoval »plasti s *Clavulina szaboi*«. Te plasti leže nad zgornjeeocenskimi plastmi s *Cerithium diaboli*. Kasneje je bilo dokazano, da Hantkenove plasti s *Clavulina szaboi* niso enoten oddelek, temveč jih loči diskordanca v dva oddelka. Hantkenov spodnji oddelek je zgornji eocen, medtem ko je zgornji oddelek (kiscellska glina) po splošnem mnenju srednji oligocen (rupel) (Majzon, 1940, 367; Hagn, 1956, 92). Na območju Budimpešte so ponekod ugotovili neposredno pod kiscellsko glino plasti brez fosilov, ki so verjetno sladkovodne; po podatkih vrtnja vsebujejo tudi ribje luske in rastlinske ostanke. Majzon (1944, 19) je te plasti imenoval tardske plasti in jih uvrstil v latorf.

V zadnjem času so tudi na južnem Slovaškem našli v vrtnah pod tipično kiscellsko glino brakične in kontinentalne sedimente s sledovi premoga (Brestenska & Lehotayova, 1960, 109; Prokšova 1960, 120), ki so ekvivalent tardskih plasti na Madžarskem in so po njunem mnenju spodnjerupelske starosti.

Tudi v esztergomski premogovni kadunji leže pod kiscellsko glino brakične plasti s premogom, ki so ekvivalent spodnjerupelskih brakičnih plasti na južnem Slovaškem in tardskih plasti v okolici Budimpešte.

Pesek s pektunkulusi, ki leži nad kiscellsko glino, po Szötsu (1956) ni konkordanten nad srednjeoligocenskimi plastmi, temveč transgredira, kar se prav dobro ujema z novejšo uvrstitvijo tega peska v akvitan (Czepreghi-Meznerics, 1956, 200). Mnogi vodilni fosili, ki so jih imeli prvotno za karakteristične katske, so se pokazali, da niso identični s pravimi katskimi vrstami drugih pokrajin. Tako npr. »*Pectunculus obovatus*« madžarskega peska ni identičen z Lamarkovim *P. obovatus* iz pariške kotline, temveč ga je Bányaí opisal kot novo vrsto *Glycymeris hungaricus* (Szöts, 1956, 214). Szöts je šel celo tako daleč, da je zanikal samostojnost obeh zaporednih stopenj — kata in akvitana.

V Transilvanski kotlini je velika razlika v razvoju oligocena med severnim in južnim delom. To je opisal že Koch (1894) in lepo prikazal v shematskem profilu. Medtem ko so v južnem delu razvite srednje- in zgornjeoligocenske plasti v pretežno sladkovodnem in brakičnem faciesu (cirenske plasti), prevladuje na severu morski facies, v katerem je le malo brakičnih in sladkovodnih vložkov.

Munda je 1939 primerjal soteške plasti s cirenskimi plastmi Transilvanije in predpostavljal, da so te izključno zgornjeoligocenske starosti, kar pa po novejših raziskavah ne drži.

V severnem delu Transilvanije nastopajo nad wemmelskimi briozoj-skimi plastmi najprej morske plasti (plasti Mera), nad temi pa ileandski ribji skrilavec, ki je podoben ribjemu skrilavcu z Brdc. Tudi v ileandskem ribjem skrilavcu so ribje luske vrste *Clupea longimana*. (Leriche je že leta 1910 združil vrsti *Meletta crenata* in *M. longimana*, ki ju danes imenujemo *Clupea longimana*.) Še bolj zanimivo je, da nastopa v teh plasteh tudi *Cardium lipoldi* Rolle (Koch, 1894, 352), tj. vrsta, ki jo je opisal Rolle iz ribjega skrilavca Brdc. Nad ileandskim skrilavcem sledi ponekod siva laporasta glina, ki jo je Koch imel za globokomorski facies akvitana. Majzon (1944) pa je našel v njej *Clavulinoides szaboi* skupaj z drugimi tapičnimi vrstami kiscellske gline. Zgoraj leže končno peščeni sedimenti, ki jih ima Majzon za katske.

Stratigrafska lestvica oligocena severne Transilvanije je precej podobna oligocenski lestvici Posavskih gub in okolice Mozirja.

Zdi se, da je v oligocenu Panonske kotline zelo razširjen horizont z brakičnimi ali celo kontinentalnimi sedimenti, ki leži neposredno pod glinami s *Clavulinoides szaboi*. Majzon je vse te brakične plasti postavil v latorf in jih primerjal s soteškimi (Majzon, 1958).

Najdba *Anthracotherium illyricum* (po Stehlinu je to *A. magnum*) v Trbovljah in *A. magnum* pri Senovem (Petrascheck, 1926-29

(1927, 83)) pa dokazuje, da soteške plasti niso starejše od srednjega oligocena. Zato postavljamo, podobno kot Brestenska in Lehotayova ustrezne brakične in kontinentalne plasti Slovaške, tudi soteške plasti v spodnji rupel.

Papp (1954, 1955) je pri obdelavi miogipsin in lepidociklin iz morske gline okolice Zagorja uvrstil to glino v katsko stopnjo. V mnogih vzorcih so pa *Clavulinoides szaboi* in druge oligocenske vrste foraminifer tako pogostne, da imamo kljub temu oligocensko morsko glino iz Zagorja za pravi ekvivalent kiscellske gline.

5. Južna Bavarska. Severnoalpska molasa postaja od zahoda proti vzhodu vedno bolj morska, tako da se limnični in brakični sedimenti vzhodno od Inna sploh izgubijo. Tu imamo stratigrafsko lestvico morskih sedimentov, ki sega sklenjeno od rupela v helvet. V novejšem času sta to lestvico temeljiteje obdelala Hagn in Hölzl (1952). Bazalnih terciarnih plasti ni tu nikjer videti, ker je kontakt s flišno cono, oziroma helvetikumom, povsod nariv, tako da je podlaga molase ob Alpah v vsej dolžini globoko skrita. Najstarejše plasti ob narivu Alp v molasi sestavlja laporasta glina rupela (Tonmergelstufe). Po Hagnu in Hölzlu je ta glina ekvivalent kiscellske gline, vendar je njen razvoj nekoliko drugačen kot na Madžarskem. Na Bavarskem popolnoma manjka značilna *Clavulinoides szaboi*, nastopajo pa nekatere druge značilne oligocenske vrste, med njimi *Vaginulinopsis pseudodecorata*, ki jo je Hantken prej opisal kot *Cristellaria arcuata*.

Zahodno od Inna postajata kat in akvitan brakična (cirenske plasti) in delita morske terciarne plasti molasne kotline na spodnjo in zgornjo morsko molaso. S temi cirenskimi plastmi so povečini primerjali soteške plasti Posavskih gub (Munda, 1933, 133). Ker pa je »Tonmergelstufe« brez dvoma ekvivalent kiscellske gline in oligocenske morske gline v Zagorju, so cirenske plasti molasne kotline mlajše od soteških plasti. Sladkovodnih ekvivalentov soteških plasti v molasni kotlini torej ni.

V avstrijski molasi ni več mogoče ločiti kata od akvitana, temveč nastopata ti dve stopnji kot enoten kompleks peščene gline, ki ga imenujejo oligocenski šlir. Na njem transgresivno leži na robovih kadunje burdigalski šlir (Haller Schlier), ki prehaja navzgor v šlir z robulusi. Više je šlir bolj brakičen (*Streblus becarii*).

Tudi v »tortonu« Dunajske kotline lahko zasledujemo podoben razvoj: spodaj lagenidna cona, nato cona s *Spiroplectamina carinata* in cona z bolivinami in buliminami, vse torej še s čisto morsko favno. Torton pa se končuje s cono s *Streblus becarii*, tj. z brakično favno (Grill, 1941). Taka podobnost v razporeditvi favnističnih con pa v tem primeru ni dokaz za enako starost skladov, temveč odraža le enake tendence pri razvoju favn pri postopnem pojemanju slanosti, ki se je v različnih terciarnih morjih izvršilo v različnih časih.

6. Häring na Tirolskem. Že Gumbel je opisal zanimive terciarne plasti iz Häringa v Innski dolini. Litološko je razvoj teh plasti zelo podoben soteškimi plastem. Nad debelim oddelkom klastičnih bazalnih plasti,

ki vsebujejo vložke numulitnega apnenca, sledi plast premoga, ki so ga odkopavali v rudniku Häring. Krovina tega premoga je plastovit sladkovodni lapor s floro. Ta lapor prehaja više v cementni lapor s precej bogato foraminiferno favno, ki pa še ni bila na novo obdelana (G ü m b e l, 1868; A m p f e r e r, 1922). Podobnost v razvoju oligocena pri Häringu in v Posavskih gubah je lahko samo slučajna.

Häriške plasti so postavljali povečini v spodnji oligocen in jih s tem smatrali za starejše od soteških. Po uvrstitvi soteških plasti v spodnji rupel ali celo v latorf (M a j z o n, 1958) pa se je razlika v starosti häriških in soteških plasti zelo zmanjšala. Edina, ki sta do sedaj nakazala tako stratigrafsko korelacijo, sta E t t i n g s h a u s e n (1873) in P e t r a s c h e c k (1926—29, 16). Starost häriških plasti je bila po njihovih moluskih določena kot spodnji oligocen (S c h l o s s e r, 1923). Vsekakor je potrebna ponovna obdelava foraminiferne favne teh plasti. Zanimivo je, da nekatere značilne oligocenske vrste nastopajo v häriškem in zagorskem oligocenu, npr. *Clavulinoides haeringensis* in *Vulvulina haeringensis*.

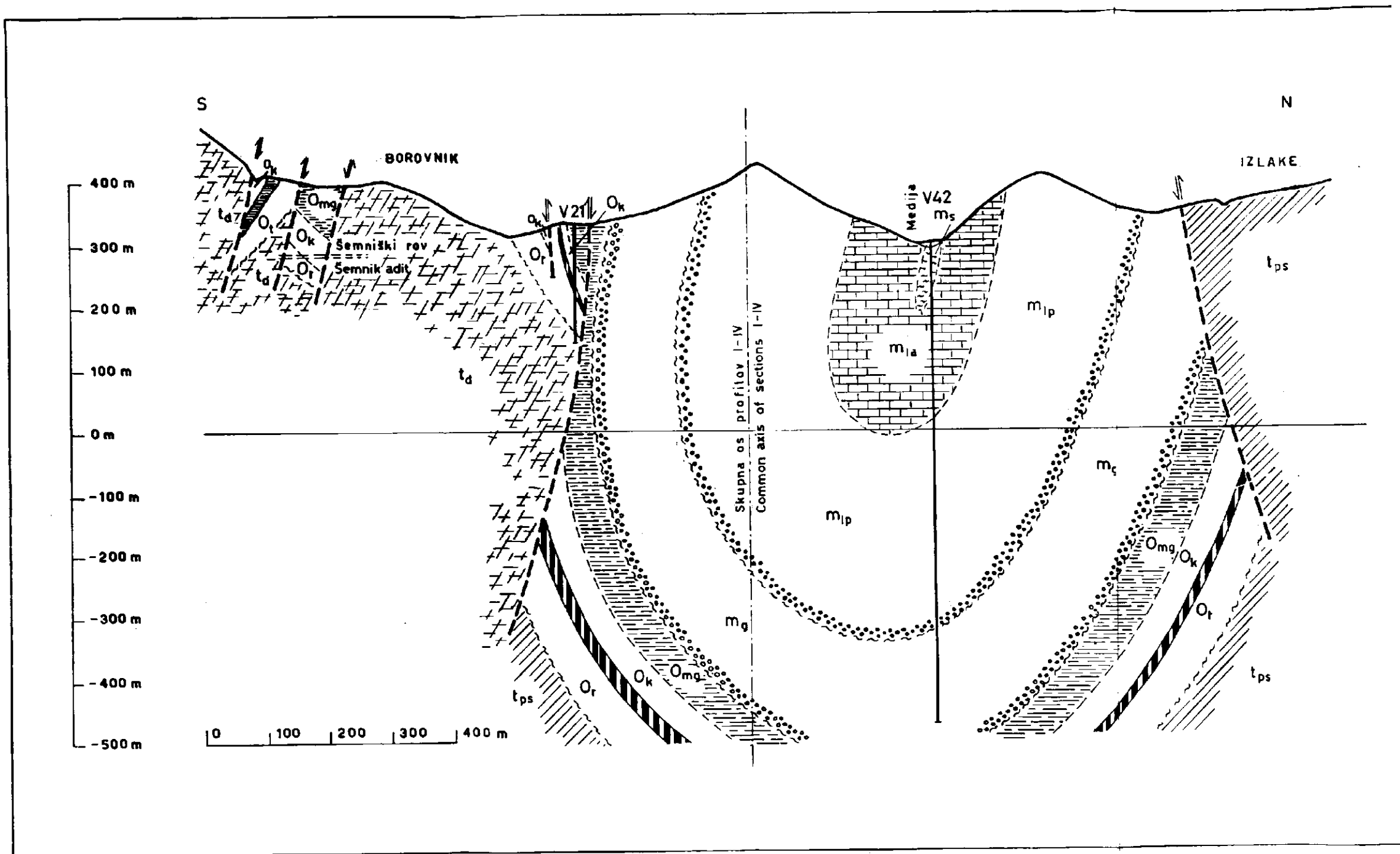
7. Severna Italija. Med klasična terciarna ozemlja spada tudi Vicentinsko, kjer je dobro razvit ves terciar od paleocena do miocena. V oligocenu tu sicer ni podobnih tvorb kot je kiscellska glina na Madžarskem, pač pa je v zgornjem eocenu siv lapor z bogato foraminiferno favno, ki je precej podobna favni kiscellske gline. Že H a n t k e n je leta 1883 opisal »plasti s *Clavulina szaboi*« v Euganejih. V novejšem času je H a g n (1956) temeljito obdelal foraminiferno favno wemmelskega laporja v okolici severnega konca Gardskega jezera. Tudi tu se nahajajo mnoge značilne vrste kiscellske gline.

Rupel je v okolici Gardskega jezera in na Vicentinskem razvit drugače; tu so znani castellgomberdski skladi, ki so jih že dolgo imeli za ekvivalent gornjegrajskih skladov pri Polšici in Gornjem gradu.

Nad castellgombertskimi skladi slede plasti schio, o katerih so že dolgo razpravljali ali so katske ali akvitanke starosti. O p p e n h e i m je pri obravnavanju tega vprašanja prišel do zaključka, da sta kat in akvitan po starosti ekvivalentna, ne pa dve zaporedni stopnji. S spodnjem oddelku plasti schio se nahajajo velike lepidocikline: *L. (Eulepidina) elephantina*, ki je dober vodilni fosil za akvitan (D o u v i l l é, 1924; O p p e n h e i m, 1903). Apnenec z velikimi lepidociklinami pri Orleku in z Briš pri Kamniku je brez dvoma časoven ekvivalent lepidociklinskega apnenca v plasteh schio.

Pri primerjavi schioskih plasti z drugimi terciarnimi območji je O p p e n h e i m (1903, 233) sklepal, da so govške plasti ekvivalent schioskih plasti in torej akvitanke starosti.

Tudi B i t t n e r sam se je precej določno izrazil za korelacijo plasti z »orbitoidi« pri Orleku s schioskimi plastmi: »Pripominjamo, da poznamo orbitoide, in to celo zelo velike in značilne oblike, tudi iz vicentinskih schioskih plasti, katerih stratigraski nivo vsekakor ne more biti daleč od tukaj omenjenih plasti« (B i t t n e r, 1884, 575).



Sl. 12. Profil I—I', Strahovlje—Zelenc

Fig. 12. Section I—I'

Legendo glej na hrbtni strani — P.T.O. for the Explanation

LEGENDA K PROFILOM I-IV ;

EXPLANATIONS TO SECTIONS I-IV ;

	Kvartar - rečne naplavine , večje plazine Quaternary, alluvium , larger landslides		Zgornjesoteški skladi („krovnina“)- lapor, sladkovodni apnenec , kremenast skrilavec Upper Socka Beds, marl , lacustrine limestone , siliceous shale		Žažarski skladi - svetlosiv dolomit Žazar Beds , light grey dolomite
	Sarmat - gline , peščenjak , prod Sarmatian , clay , sandstone , gravel		Premog odkopan še ne odkopan Coal excavated not excavated		Karbon - črn glinast skrilavec in peščenjak Carboniferous , black shale and sandstone
	Laške plasti - litotamnijski apnenec (= litvanski apnenec) Laško Beds , lithothamnion limestone (Leitha Limestone)		Spodnjeseoteški skladi („talnina“) – glina , pesek , prod Lower Socka Beds , clay , sand , gravel		vrtina borehole
	Laške plasti - konglomerat , lapor , peščenjak Laško Beds , conglomerate , marl , sandstone		Zgornjetriadni (+jurski?) apnenec – siv , neskladovit , ponekod oolitski apnenec Upper Triassic (+Jurassic ?) , gray , massive , partly oolitic limestone		prelom z označeno smerjo premika Fault with designation of dirrection of movement
	Govške plasti - prod , pesek , glina , litotamnijski in lepidociklinski apnenec Govce Beds , gravel , sand , clay , lithothamnion and lepidocyclinal limestone		Mendolski in schlernski dolomit Mendola and Schlern Dolomite		sigurna normalna geološka meja nesigurna proved normal geologic unproved boundary
	Oligocenska morska glina - siva laporasta glina , ponekod na bazi konglomerat in litotamnijski apnenec Oligocene Marine Clay , gray calcareous clay , at the bottom with conglomerate and lithothamnion limestone		Psevdoziljski skladi - črn glinast skrilavec , droba Pseudozilian Beds , black shale and greywacke		sigurna diskordanca nesigurna proved unproved unconformity

8. Vprašanje akvitanke in katske stopnje. Geološka starost sedimentov na meji oligocen—miocen je v Evropi v splošnem zelo negotova. V zvezi s tem še vedno razpravljajo, ali je treba mejo med oligocenskimi in miocenskimi plastmi postaviti pod bazo ali na vrh akvitanke stopnje.

Kot vse kaže, v Posavskih gubah katskih sedimentov sploh ni; med rupelom in akvitano je tu diskordanca. Zato raziskave našega terciarja ne morejo dati argumentov za samostojnost obeh stopenj, kata in akvitana, pač pa bi po stratigrafskih razmerah v zagorskih kadunjah raje postavili mejo med oligocen in miocen pod bazo akvitana, tj. pod bazo govških plasti. Te se pričenjajo namreč s transgresijo, podobno kot akvitanke plasti na mnogih drugih krajih v Evropi. Če bi pa postavili mejo med oligocenom in miocenom nad akvitano, potem te meje v zagorskem terciarju ne bi mogli točneje določiti, ker poteka meja med akvitano in burdigalom sredi govških plasti in je zaradi neprekinjene sedimentacije na terenu ni mogoče ugotoviti.

Akvitano kot samostojno stopnjo je postavil Mayer-Eymar 1857/58, torej nekaj let kasneje, kot je Beyrich uvedel za terciarne sedimente med eocenom in miocenom v severni Nemčiji novo serijo: oligocen (Beyrich, 1854, citirano po Szötsu, 1956, 200 in 210). Mayer-Eymar je imel Beyrichov zgornji oligocen (casselski pesek, sternberške in doberške plasti) za ekvivalent akvitana jugozahodne Francije in je postavil vse te tvorbe po njihovi sorazmerno moderni favni na začetek neogena.

Ko si je Beyrichov oligocen priboril splošno priznanje, so zaradi domnevne ekvivalence akvitana z zgornjim oligocenom severne Nemčije postavljali akvitano na splošno v zgornji oligocen. Temu se je pridružil kasneje tudi avtor akvitana, Mayer-Eymar. Šele Fuchs je pri obdelavi favne iz Radoboja in Krapine z vso odločnostjo trdil, da zgornji oligocen severne Nemčije in akvitano jugozahodne Francije nista enako stara (Fuchs, 1894) in predlagal za severnonemške zgornjeoligocenske tvorbe novo ime katska stopnja. Poleg zgornjega oligocena v Nemčiji je Fuchs navedel kot tipičen sediment katske stopnje tudi pesek s pektunkulusi na Madžarskem. Kat je imel za zadnjo stopnjo oligocena, akvitano pa za prvo stopnjo neogena.

Na negotovost korelacij na meji oligocen—miocen kaže dejstvo, da štejejo na Madžarskem in Slovaškem (Buday, 1960, 28) pesek s pektunkulusi v akvitano, Anić (1952) pa radobojske plasti v kat, torej ravno obratno kot je mislil Fuchs.

Kljub temu danes katsko stopnjo povečini priznavajo kot samostojno stopnjo. Ni pa čudno, da se zaradi negotovosti vedno znova pojavljajo tehtni ugovori proti takim naziranjem. Tako je Oppenheim pri obravnavanju plasti schio (Oppenheim, 1903, 209) zagovarjal časovno ekvivalenco obeh stopenj in skušal razložiti veliko razliko v favni moluskov akvitana jugozahodne Francije in kata severne Nemčije z izoliranostjo severnonemškega morja in zato le slabih komunikacij, ki niso dovoljevale hitrega naseljevanja moderne akvitanke favne v severnonemško morje. Zato je favna v severnonemškem morju lahko obdržala svoj oligocenski značaj dalj časa kot v jugozahodni Franciji, kamor je

moderna favna iz južnega Atlantika prej dospela. Istega mnenja sta tudi Dietrich in Kautsky (1920) ter Kautsky (1925). Kautsky navaja, da je v severni Nemčiji še v spodnjem miocenu mnogo oligocenskih oblik in njihovih neposrednih potomcev (Kautsky, 1925, 12). Nasprotno pa se pojavljajo novodošleci iz severne Amerike v borealni evropski provinci prej kot v mediteranski. Le tako je mogoče, da je imel Philippi nemški oligocen in mediteranski pliocen za enako stara.

Tudi Szöts (1956) dokazuje, da so vse katske tvorbe ekvivalenti akvitana. V stratigrafski tabeli pri str. 216 daje pregled glavnih evropskih sedimentov na meji oligocena z miocenom in jih razvrsti ali v rupel ali v akvitan. Za akvitanske ima vse plasti, ki so jih drugi šteli v kat. Tudi soteške plasti so navedene kot akvitan, kar je očitno v nasprotju z že prej znano najdbo *Anthracotherium magnum* v Trbovljah in Senovem ter s foraminiferno favno v krovlini soteških plasti. Po Szötsovem mnenju je na meji rupela z akvitanom povsod diskordanca. Pri tem pa ni jasno, zakaj Szöts ni paraleliziral stratigrafske vrzeli, ki ustreza tej diskordanci, s katsko stopnjo.

Po oligocenskem značaju favne sesalcev v akvitanu jugozahodne Francije postavljajo v novjšem času nekateri avstrijski in francoski geologi akvitan v zgornji oligocen in pričenjajo miocen z burdigalom (Papp-Thenius, 1949; Gignoux, 1950, 509). Pri določevanju meje med oligocenom in miocenom so nekateri geologi dali prednost sesalcem in postavili mejo na vrh akvitana, drugi pa morskim sedimentom z moluski in jo postavili na bazo akvitana. Odločitev, kje naj postavimo mejo med oligocenom in miocenom vsekakor ni rešljiva z nadaljnjimi raziskavami, temveč je to stvar dogovora med geologi. Tudi oligocenski značaj akvitanskih sesalcev v zahodni Evropi ne more biti kriterij za dokončno odločitev, ker se moderna burdigalska favna v zahodni Evropi ni razvila iz starejše oligocenske, temveč je dopotovala tja iz drugih krajev, in sicer iz severne Afrike. Ta invazija se je odigrala v zahodni Evropi kasneje, po invaziji mladoterciarnih moluskov. Istočasno z oligocensko favno sesalcev v zahodni Evropi je morala obstajati že modernejša favna sesalcev v Afriki. Značaj sesalske favne torej tudi ne more biti splošno veljaven kriterij za določitev meje med terciarnimi serijami.

Za rešitev spornih vprašanj na meji oligocena z miocenom je bolj važna točna korelacija tipusov akvitana in kata, tj. jugozahodne Francije in severne Nemčije, na kar je opozoril že Kautsky (1925, 1).

Zaradi transgresivne lege govških plasti, ki so vsaj v spodnjem delu akvitanske starosti, soglašam z resolucijo, sprejeto na Dunaju leta 1959 (Comité du Néogène Méditerranéen ob nasprotovanju Theniusa). Po tej resoluciji je akvitan najnižja stopnja miocena (Roger, 1959, 3).

IV. ZGRADBA ZAGORSKEGA SINKLINORIJA

Podlaga terciarja je nesimetrična; na severni strani so povsod psevdosiljski skladi, na južni pa povečini apnec in dolomit zgornje triade in morda celo jure in spodnje krede. Tudi v otokih triadnih skladov,

ki se pokažejo na površini sredi terciarja, ni drugačnih kamenin, zato tudi v globini pod terciarnimi plastmi pričakujemo enake triadne kamenine.

Nesimetrična podlaga terciarja dokazuje, da so bile soteške plasti odložene vzdolž kontakta med psevdoziljskimi skladi in zgornjetriadnim apnencem in dolomitom. Pri poznejšem gubanju se je toga zgornjetriadna apneno-dolomitna plošča horizontalno premikala po sorazmerno plastičnem psevdoziljskem skrilavcu in s tem zožila terciarno območje, ki se je nagubalo v sinklinorij.

Manjše deformacije, izražene v diskordanci pod govškimi plastmi, so nastale v savski fazi. Pri teh deformacijah se kažejo že iste tendence grezanja in dviganja kot pri kasnejšem gubanju. Zaradi tega je debelina oligocenskih plasti v dnu kadunj večja kot na vmesnih antiklinalah in na krilih kadunj.

Diskordanca med oligocensko morskno glino in govškimi plastmi ni identična z diskordanco, ki jo je opisal Bittner (1884, 485) in je rabila Stilleju (1924, 176) za tipus savske faze (Kuščer, 1957, 261), temveč leži znatno višje. Tudi v štajerski fazi, tj. med sedimentacijo govških in laških plasti, so bile deformacije bolj šibke in ni prišlo do nastanka močnejšega reliefa.

Najmočnejša orogenetska faza v Posavskih gubah je nastopila po sedimentaciji sarmatskih plasti. Ker leži pri Vrhu dakijski prod na ohranjenem dakijskem reliefu, je ta faza lahko samo spodnjepliocenska, tj. atiška. V kratkem času spodnjepliocenske orogeneze se je terciar vgubal prek 1000 m in so nastale tudi zamotane luskaste strukture na območju jame Loke. Luskasta struktura z narivi od severa proti jugu je v neposredni vzročni zvezi s prelomom, ki pri Izlakah diagonalno seče os kadunje, v kateri so tu v gubani sarmatski sedimenti. To dokazuje, da je tudi luskasta struktura nastala v atiški fazi.

V opuščeni jami južni Vencelj pa je bil z jamskimi deli dokazan profil, kot ga kaže sl. 14. Tu je triada v okolici Vrha narinjena proti severu prek čela prej omenjenega luskastega nariva. V kratkem času spodnjepliocenske orogeneze so se torej premiki obrnili v nasprotno stran.

Po atiški fazi ni bilo na območju zagorskega sinklinorija več močnejšega gubanja, sicer se nam pliocenski penepleni na obodu zagorskega sinklinorija ne bi ohranili. Pač pa se je ozemlje precej močno dvigalo (Rakovec, 1931). Vse to dviganje pa v sredini kadunj še ni kompenziralo močnega grezanja med gubanjem. Premog, ki je nastal v majhni nadmorski višini, danes odkopavajo že v globini okrog 100 m pod morsk gladino. Po podatkih vrtin pa ocenjujemo, da je kadunja globoka okrog 1000 m. Kolikor je premogov sloj tudi v sredini kadunje, se nahaja 700 do 800 m pod morsk gladino.

Od vseh delov laško-zagorskega sinklinorija kaže zagorski del najbolj izrazito sinklinorijsko zgradbo. Stržen sinklinorija tvori glavna kadunja, ki se vleče od Trbovelj do Vidrge. Na severni in južni strani so ob glavni kadunji plitvejše stranske kadunje. Mejo med kadunjami tvorijo le redkokje normalne antiklinale; povečini so med njimi vzdolžne disloka-

cije. Ob njih so se ponekod dvignile triadne kamenine do površine in tvorijo otoke, ki so z vseh strani obdani s terciarjem (sl. 18).

Stranske kadunje so krajše od glavne, njihovo število pa je v različnih prečnih profilih različno. Zato je tudi zgradba celotnega sinklinorija v vzdolžni smeri zelo različna. Zaradi lažjega opisovanja bomo razdelili ves teren v vzdolžni smeri na naslednje odseke:

1. od Borij in Vidrge do Izlak in Šemnika,
2. od Šemnika in Izlak do Repnika in Zavina,
3. od Zavina in Repnika do Orleka,
4. od Orleka do Trbovelj.

1. Odsek od Borij in Vidrge do Izlak in Šemnika

V tem delu se glavna kadunja proti zahodu hitro vzdiguje, tako da se triadna podlaga pokaže v osi kadunje pri Vidrgi na površini in popolnoma loči zagorski terciar od moravškega.

Triadna podlaga je povečini iz svetlega neskladovitega mendolskega dolomita, med Mlinšami in Vidrgo pa nastopa tudi temno siv plastovit dolomit z vložki sivega apnenca in neposredno pri Vidrgi tudi z vložki temnega glinastega skrilavca. Na geološki karti Celje-Radeče (Teller, 1907) je označen ta temni dolomit kot dolomitni facies školjkovitega apnenca. Svetel dolomit pri Borjah pa je po legi pod psevdoziljskimi skladi tudi anizičen. Ker se v temnem dolomitu pri Vidrgi pojavljajo vložki skrilavca, ki je podoben psevdoziljskemu, se nam zdi verjetno, da je ta dolomit ekvivalent spodnjega dela psevdoziljskih skladov.

Južni rob terciarja spremlja v vsej dolžini svetel triadni dolomit. Ob severnem robu pa sega dolomit samo do Suhega potoka, dalje proti vzhodu pa so terciarni skladi v neposrednem stiku z werfenskimi, permskimi in celo s karbonskimi, kar pa ni posledica transgresije, temveč preloma.

Severne stranske kadunje se pričenjajo na zahodu pri Borjah s kolo-
vraško kadunjo. Na skrajnem zahodnem koncu te kadunje tvorijo bazo terciarja laške plasti, ki leže neposredno na psevdoziljskih skladih in mendolskem dolomitu ter so nagubane v enostavno simetrično sinklinalo. Na bazi laških plasti sta tu povečini trdno sprijet peščen apnenec in trd lapornat peščenjak (laški lapor). Le redki so vložki rahlega peščenjaka, vendar se tudi ta loči po močno apnenem vezivu od podobnega govškega peščenjaka. Na vrhu terciarja je svetel litotamnijski apnenec, ki tvori jedro kolovraške kadunje v vsej njeni dolžini.

Vzhodno od vasi Medija in Strma njiva se pod sorazmerno trdnimi laškimi plastmi pojavi rahel drobnozrnat govški peščenjak z vložki glin in peska. V teh plasteh je malo golic. Širina govških plasti proti vzhodu postopno in enakomerno narašča, kar kaže, da v štajerski fazi govške plasti niso bile močnejše nagubane.

V okolici Žvarulj in Kolovrata se debelina bazalnega laškega konglomerata močno poveča. Te plasti tvorijo visoke strme stene nad položnim terenom, zgrajenim iz govških plasti. Tudi tu je kadunja še enostavna in simetrična. Njeno globino lahko cenimo na podlagi precej enakomer-

nega pada plasti (okrog 40 do 50°) na okrog 500 m. Proti vzhodu se nadaljuje kolovraška kadunja v približno enaki širini in globini nekako do vrha grebena med Podlipovco in Razpotjem. Nato se hitro vzdigne, tako da v jedru kadunje ni več litavskega apnenca, še pred Obrezijo se kolovraška kadunja izgubi v severnem krilu glavne kadunje.

Vzhodno od Kolovrata so pod govškimi plastmi oligocenski skladi z morsko glino ter litotamnijskim apnencem in konglomeratom.

Med Brišami in Suhim potokom se pojavi v severnem krilu kolovraške kadunje nova antiklinala, ki je dalje na zahodu ni mogoče zaslediti. V jedru te antiklinale se sredi laških plasti dvignejo do površine govške plasti. Med to podlipovško antiklinalo in severnim robom terciarja leži majhna podlipovška kadunja, ki v jedru nima mlajših skladov od laškega peščenjaka in konglomerata.

Ob vzhodnem koncu podlipovške antiklinale se v podaljšku diagonalnega preloma dviga do površine manjši otok triadnega dolomita in apnenca, iz katerega izvira termalna voda Medijskih toplic. Na njegovi južni strani je na površini viden konglomerat s posameznimi litotamnijami v vezivu. Po litološki sestavi in legi je to ekvivalent bazalnega oligocenskega konglomerata zahodno od Suhega potoka in litotamnijskega apnenca pri Kolovratu. Plasti so tu skoraj navpične. Med triado in oligocenskim litotamnijskim apnencem ni sledu soteških skladov. Na severni strani dolomitnega otoka pa nastopa ozek pas soteških skladov s pasovi premoga, ki se nadaljuje proti vzhodu še okrog 750 m, kjer se ob prečnem prelomu konča. To je tudi konec severnih stranskih kadunj v zahodnem delu zagorskega sinklinorija.

Meja med kolovraško kadunjo in glavno kadunjo ni enostavna antiklinala, temveč se pri Zahribu vrine med obe še majhna zahribška kadunja. Od kolovraške jo loči briška antiklinala, ki na zahodnem triadnem obrobju še ni vidna, proti vzhodu pa se pri Žvaruljah strmo vzdigne. Južno krilo te antiklinale je nagnjeno za 75° do 90°, severno je položnejše (nagnjeno za okrog 50°). Briška antiklinala je vidna na površini kot dolg jezik govških plasti, ki segajo proti vzhodu do Dol severno od Razpotja, kjer se nad njimi sklenejo laške plasti. Ker so te trše od govških, je konec antiklinale tudi morfološko dobro viden.

Med zahribško in glavno kadunjo je mlinška antiklinala. Triadno jedro, ki loči zahodno od Mlinš glavno kadunjo od severnih stranskih kadunj, proti vzhodu hitro tone, antiklinalno zgradbo pa je možno zasledovati še nekaj časa proti vzhodu v terciarnih plasteh.

Zahribška kadunja je izpolnjena s spodnjimi laškimi plastmi, konglomeratom in peščenjakom. Ponekod so te plasti sorazmerno slabo cementirane in jih je tedaj težko ločiti od govških. Le v svežih golicah je mogoče ugotoviti, da vsebujejo več karbonata kot govški peščenjak. Pri kartiranju sorazmerno slabo razgaljenega terena pa ni bilo vedno mogoče določiti točne meje med obema oddelkoma.

Vzhodno od Zahriba postaneta zahribška sinklinala in mlinška antiklinala manj izraziti in se končno izgubita, tako da tvori tu briška antiklinala mejo med glavno in kolovraško kadunjo.

Začetek glavne kadunje ne leži točno v nadaljevanju vzhodnega konca moravškega terciarja, temveč je nekoliko premaknjen proti jugu. Potok Kandrščica, ki je tekkel v moravškem terciarju ves čas ob njegovi južni meji, zavije na začetku zagorskega terciarja proti severovzhodu in teče nato ob severni meji glavne kadunje do Mlinš.

V skrajnem zahodnem koncu glavne kadunje je viden majhen izdanek zgornjesoteških plasti s tankim slojem premoga, vendar se te plasti proti vzhodu hitro izklinijo in leži nato glina spodnjegovških plasti neposredno na triadni podlagi. Ob južnem robu kadunje ni izdankov gline, vendar se nahaja ta verjetno pod triadnim gruščem, ki je bil nanesen s strmih pobočij na južni strani kadunje. Okrog 130 m vzhodno od Vidrge je vidna ob potoku skrilava glina, ki pa ne vsebuje nobene makro-niti mikrofavne. Takšna glina nastopa pri Semniku že precej visoko v govških plasteh. Ta golica je oddaljena od triadnega roba komaj 50 m, kar kaže, da je meja med triado in terciarjem vsaj delno dislokacija. Južno od Raven nastopa na razdalji okrog 100 m na meji med triadnim dolomitom in terciarnimi plastmi ozek pas litotamnijskega apnenca s posameznimi lepidociklinami. Neposredna krovina tega apnenca žal ni razgaljena, v sorazmerno majhni oddaljenosti od njega pa dobimo že peščene govške plasti. Po tem sklepamo, da pripada apnenec bazalnim govškim plastem. Ker leže te bazalne tvorbe neposredno na triadni podlagi, sklepamo, da tu ni mejne dislokacije med terciarjem in njegovo podlago. Dalje proti vzhodu nastopa ob triadi oligocenska morska glina, podobno kot na severnem krilu sinklinorija.

Ves zahodni del glavne kadunje je do zaselkov Zabava in Breznik zapolnjen pretežno s peščenimi govškimi plastmi. Severno od Kostrevnice nastopa precej debela plast tršega apnenega peščenjaka, ki je podoben bazalnemu peščenjaku laških plasti. Ker pa je nad to plastjo še drobnozrnat sljudnat peščenjak, ki je enak govškemu, smo tudi trši vložek prišteli h govškim plastem. Meja med govškimi in laškimi plastmi, podobno kot pri Mlinšah in Zakrižu, ni vedno jasna.

Pri Zabavi nastopa sredi teh plasti litotamnijski apnenec. Ni bilo mogoče ugotoviti, ali gre za litavski apnenec, ki je tektonsko ločen od glavnega grebena litavskega apnenca, ali pa za samostojen greben litotamnijskega apnenca v govških plasteh.

Konec kadunje v laških plasteh je tudi topografsko jasno viden. Strmo pobočje v teh plasteh tvori velik lok nad Zabavo in Breznikom, zavije pri Ravnah proti jugu in nato proti vzhodu.

Kadunja se proti vzhodu hitro pogloblja, tako da se v osi kadunje pri Razpotju pojavijo sarmatske plasti. Tik nad Razpotjem je nad litavskim apnencem najprej glina z značilnimi sarmatskimi ceritiji, šele višje nastopa peščenjak. Širina kadunje ostane kljub močni poglobitvi enaka kot dalje na zahodu med Mlinšami in Ravnami, kar je mogoče le zaradi bolj strme lege plasti. V severnem krilu se poveča vpad plasti pri Razpotju na 70 do 80°, v južnem krilu pa na 40 do 50° pri Ravnah, na 90° pri Smučjem dolu, dalje proti vzhodu pa se plasti celo prevrnejo proti severu. To proti severu prevrnjeno izoklinalno obliko obdrži glavna

kadunja do velikega diagonalnega preloma pri Bregarju jugovzhodno od Izlak.

Pri Razpotju je pas litavskega apnenca močno zožen, njegovo nadaljevanje pa premaknjeno ob manjšem prelomu.

Pri Kračah se južno krilo laških plasti tako približa triadi, da vmes ni več prostora za govške in oligocenske plasti. Na meji med triado in terciarjem poteka tu prelom.

Južno od Krač se pojavi visoko na triadnem pobočju ozek pas dolomitnega proda in peska z vložki grušča, ki je obdan na obeh straneh s triadnim dolomitom. Prod in pesek sta podobna spodnjeseoteškimi plastem pri Šemniku. Ta pas je začetek južnih stranskih kadunj, ki zavzamejo šele vzhodno od Šemnika večjo širino. Pas prodnatih soteških plasti nad Kračami poteka proti vzhodu po pobočju navzdol, vendar se kmalu izgubi. Verjetno se nadaljuje pod teraso tik nad vasjo Krače, kjer pa ni golic.

2. Odsek od Šemnika in Izlak do Repnika in Zavín (sl. 12, 13 in 14)

V srednjem delu zagorskega sinklinorija ni na severni strani nobenih stranskih kadunj, pač pa nastopajo na južni strani. Meja z naslednjim, vzhodnim delom ni izrazita. Jamska dela so pokazala, da je sloj premoga pod Repnikom prekinjen, vendar še ni jasno, kako poteka prelom, ki bi ga lahko imeli za mejo med tema odsekoma.

Zahodno od Šemnika zavije triadni rob ob diagonalnem prelomu precej daleč proti jugu. Na vzhodni strani tega preloma se začnejo južne stranske kadunje z najzahodnejšimi izdanki premoga v južnem krilu sinklinorija. V teh stranskih kadunjah so bila nekdanja polja A, B in C obrata Šemnik. Severni rob šemniških stranskih kadunj tvori vrsta otokov triadnega dolomita. Na zahodu pri Šemniku so ti otoki majhni, proti vzhodu pa postajajo večji. Največji med njimi je greben Borovnika, ki se konča pri Kisovcu. Še dalje proti vzhodu so tudi pri Zagorju triadni otoki na meji med glavno kadunjo in južnimi stranskimi kadunjami. Pri Šemniku leži severno od tega niza triadnih otokov prevrnjeno južno krilo glavne kadunje. Po prevrnjeni legi krila sklepamo, da so južne stranske kadunje s triadnimi otoki vred narinjene proti severu. Tudi stranske kadunje so med seboj ločene z vzdolžnimi prelomi, ob katerih je vsakokrat južneje ležeča kadunja narinjena na sosednjo severno kadunjo. Šemniška planota ima torej izrazito luskasto zgradbo s tremi bolj ali manj popolnimi sinklinalami.

Proti vzhodu se stranske kadunje hitro izklinijo, le najjužnejša ob triadi se vleče na večjo razdaljo. Njena širina znaša na najširšem mestu komaj 50 m. Zgornjesoteški lapor je nagnjen pod kotom 30 do 50° proti triadi in je od nje ločen s prelomom. Pod tem laporjem je skoraj v vsej dolžini viden izdanek premoga, ki so ga odkopavali v poljih A in B.

Naslednja severna kadunja je široka 200 do 300 m. Tudi ta kadunja ima samo severno krilo, ki je narinjeno na morsko glino tretje kadunje.

Na vzhodu se tretja kadunja konča s pasom soteških plasti, ki poteka v abnormalni smeri SW—NE. Plasti padajo tu proti NW pod

morsko glino v jedru kadunje. Ta pas soteških plasti predstavlja južno krilo tretje kadunje. V tem položnem južnem krilu tretje kadunje je bilo odkopno polje C bivšega obrata Šemnik.

Najjužnejša stranska kadunja se nadaljuje proti vzhodu precej dlje kot drugi dve kadunji. Izklini se šele v vasi Strahovelj ob južni mejni dislokaciji. Tik pred koncem se pojavi v njeni talnini na severni strani majhen otok triade, ki je tu iz apnenca.

Med Borovnikom in južnim triadnim obrobjem se pas terciarnih plasti močno zoži. Vzhodno od Strahovelj je teren tako slabo razgaljen, da na površini ni mogoče ugotoviti, kakšne formacije ga sestavljajo. Po podatkih šemniškega rova, ki je potekal v višini potoka Medije skozi borovniški triadni otok v terciarne plasti na njegovi južni strani, se nahaja tu zgornjesoteški lapor. Dalje proti vzhodu je površina terena skoraj povsod prekrita z dolomitnim gruščem, ki se vali z obeh triadnih pobočij. Le zahodno od Ribnika so blizu triadnega obrobja ob stezi golice, v katerih je razgaljen rjavkast laporat peščenjak s slabo ohranjenimi rebrastimi školjkami (*Cardium?*). Podobne kamenine dobimo večkrat v govških plasteh.

Vzhodno od kraškega izvira Ribnika se terciarno območje zopet močno razširi. Po morfologiji sklepamo, da je to zahodni konec kisovške terciarne kadunje. Vrtina št. 15 pa je pokazala, da ima ta zahodni del terciarnega zaliva med Kisovcem in Ribnikom drugačno zgradbo kot vzhodni v območju jame Kisovec. Vrtina je zadela na triadno podlago šele v globini 463 m. Kadunja je tu torej bolj globoka kot široka.

Tudi tu je površina terena močno prekrita s triadnim gruščem, ki se je navalil z južnega pobočja. Zaradi tega površinsko geološko kartiranje ne daje mnogo podatkov. Med območjem v okolici Ribnika, kjer je terciar zelo globok, in sorazmerno plitvo kisovško kadunjo ležita dva majhna otoka triadnega apnenca. Ta njuni vzhodni strani so bila jamska dela v najzahodnejšem koncu kisovške kadunje (Zlato polje). Ob teh triadnih otokih poteka prelom, ob katerem se je ribniški del terciarja močno pogreznil.

Kisovška kadunja je v svojem srednjem delu precej pravilna s skoraj navpičnimi krili, južno krilo je ponekod celo prevrnjeno proti severu. Izdanki premogovega sloja v južnem krilu potekajo v skoraj ravni črti in se končajo ob prečnem prelomu jugovzhodno od Ribnika.

Med temi izdanki in južnim triadnim obrobjem je okrog 300 m širok pas položnega terena, ki so ga doslej označevali kot talnino. Vendar smo razen izdankov svetlo sive glin, kakršna nastopa v spodnesoteških skladih, našli tudi golice sivega laporja z nedoločljivimi ostanki moluskov. Po svoji litološki sestavi so te plasti bolj podobne govškim kot spodnesoteškim plastem. Ob cesti Zagorje—Sencžeti se nahaja tik nad serpentino nad Kisovcem siva laporasta glina z morsko mikrofavno (*Uvigerina* cf. *jacksonensis*), ki kaže na oligocensko morsko glino (sl. 9). Južno od kisovške kadunje se nahaja torej tu še nadaljnja terciarna kadunja, Ker so soteške plasti s premogom v sosednji kisovski kadunji še zelo debele, upravičeno pričakujemo, da so tudi na dnu te kadunje še dobro razvite.

Kisovška kadunja se proti vzhodu tako zoži, da se severno in južno krilo skoraj stikata. Na tem mestu je triadni dolomit okolice Vrha narinjen tako daleč proti severu, da pokrije nadaljevanje kisovške kadunje. Njeno nadaljevanje je pa dokazano precej daleč proti vzhodu z rudarskimi deli (sl. 14). Tudi v tem podaljšku se nahaja južno od premogovega sloja spet oligocenska morska glina, ki je lahko le jedro nadaljnje južne stranske kadunje.

Približno do srede kisovške kadunje se vleče ob njeni severni strani triada Borovnika. Prav na skrajnem vzhodnem koncu borovniške triade so vidni izdanki psevdofiljskih skladov, kakršni nastopajo tudi na severni strani Borovnika. Kontakt kisovške kadunje s triado Borovnika je tektonski, kot je pokazal prekop iz starega kisovškega jaška proti severu. Iz s^oodnjesoteških skladov severnega krila kisovške kadunje so prišli najprej v zgornjesoteške plasti s tankimi sloji premoga in šele nato v triado. Pri kopanju prekopa tu niso več pričakovali triade, ker se ta na površini konča že precej daleč zahodno, bližnja vrtina št. 1 pa kljub precejšnji globini (225 m) ni zadela na triadne sklade. Zaradi nevarnega vdora vode iz triade so prekop opustili.

Vzdolžna dislokacija ob borovniški triadi se nadaljuje proti vzhodu prek konca triadnih izdankov in loči kisovško kadunjo od severno ležečih stranskih kadunj. V majhni oddaljenosti od te dislokacije so bili odkopi v sloju »Podhošca«. Tudi med tem slojem in borovniškim grebenom je dislokacija, kot so ugotovili z vrtanjem iz jame in z vrtino št. 1. Sloj »Podhošca« in njegovo nadaljevanje v globino, ki je bilo odprto iz jame Loke, je navpičen ali celo pada strmo proti jugu. Zgornjesoteški skladi so na njegovi severni strani, kar dokazuje, da pripada ta sloj južnemu krilu loške kadunje. Zgradba dislokacijske cone v podaljšku Borovnika je torej dokaj zamotana in je sedaj zaradi premajhnega števila golic in jamskih raziskovalnih del v tem območju še ni mogoče razjasniti.

Vzhodno od Razpotja je glavna kadunja že zelo globoka; v njenem jedru so povsod sarmatski skladi. 450 m globoka vrtina pri gradu Medija ni dosegla soteških skladov. Pred Bregarjem se dolina Medije, ki poteka skoraj ves čas sredi kadunje po sarmatskih plasteh močno zoži. Dno doline tvori ozek pas aluvija, na obeh straneh pa se dvigajo strma, ponekod celo navpična pobočja litavskega apnenca. Te stene so vzbudile pozornost že pri prvih raziskovalcih tega območja (Lipold, 1857, sl. 8 na str. 227). Južno krilo kadunje je prevrnjeno proti severu (Bittner, 1884, 588). Da se nahajajo tu pod ozkim aluvialnim dnom doline še sarmatski skladi do globine 84 m, je ugotovila šele vrtina št. 42 (sl. 12). Ta vrtina je najgloblja v vsem zagorskem terciarju (775 m), vendar ni dosegla niti oligocenske morske gline, temveč se je končala v govških plasteh. Če ocenimo debelino oligocenskih skladov v dnu kadunje na okrog 200 m, je kadunja na tem mestu globoka okrog 1000 m. Del glavne kadunje med Razpotjem in Bregarjem je po teh podatkih najgloblji del vsega zagorskega terciarja.

Pri Bregarju preseka glavno kadunjo prelom, ob katerem se je nadaljevanje posameznih kartiranih oddelkov premaknilo za okrog 400 m proti jugu. Premaknjena je tudi meja med psevdofiljskimi skladi in terciarjem, kar kaže, da seka prelom tudi triadno podlago na severni

strani sinklinorija. Nasprotno pa na južni strani sinklinorija ni mogoče zaslediti nobenega ustreznega premika. Ob tem diagonalnem prelomu je premaknjena tudi os kadunje. Sarmatski skladi, najdeni v vrtini št. 42 (sl. 12), na vzhodni strani preloma niso več vidni, pač pa se pojavijo v osi kadunje šele dalje proti vzhodu na višini okrog 400 m med severnim in južnim vrhom Velikega Stobovnika. Os kadunje ob prelomu torej ni le premaknjena proti jugu, temveč tudi dvignjena za okrog 200 m. Od Velikega Stobovnika proti vzhodu poteka os kadunje približno vodoravno. Pas sarmatskih skladov je ponovno prekinjen v globoki prečni dolini severno od Lok. Vendar je glavna kadunja tudi tu še precej globoka, kar sklepamo po strmeh vpadu skladov na obeh krilih (sl. 13).

Južno krilo glavne kadunje je na območju jame Loke z rudarskimi deli podrobno raziskano. Tu so soteške plasti narinjene ob več luskastih narivih proti jugu prek severnega krila sosednje, loške kadunje. Velikosti premika ni mogoče točneje ugotoviti, vendar je zanesljivo večji kot 200 m. Premik ob diagonalnem prelomu pri Bregarju je približno vzporeden s premikom ob tem narivu (proti jugu in navzgor). Prelom se ne nadaljuje v južni del sinklinorija, zato se nam zdi verjetno, da zavije proti vzhodu in se nadaljuje v narivih v jami Loke. Zveze pa ne moremo dokazati, ker je območje prekrito z naplavinami Medije.

Prečni profili prek jame Loke kažejo, da tvori triada tu pod terciarjem strm greben, približno vzporeden z grebenom Borovnika. Ta zob tvori jedro antiklinale, ki je na temenu pretrgana; njeno severno krilo (tj. južno krilo glavne kadunje) je narinjeno proti jugu za prek 200 m. Narivna ploskev leži na večjo razdaljo v premogovem sloju, kar kaže, da je bil premog med vsemi kameninami tega območja pri tektonskih procesih najbolj plastičen. Narivna ploskev je ponekod razdeljena v dve ali celo tri skoraj vzporedne ploskve; ustrezno je premogov sloj razdeljen na dva ali tri skoraj vzporedne krake (sl. 16 in 17).

Okrog 200 m vzhodno od najvišjega dela triadnega grebena se zgradba območja jame Loke nekoliko spremeni. Namesto ene glavne narivne ploskve sta tu dve, ki sta med seboj oddaljeni okrog 50 m. Antiklinale ne sekata na njenem temenu, temveč na severnem krilu. Premogov sloj ob teh narivih vzhodno od Medije ni več dvignjen do površine. V vodoravnih prerezhih pod 3. obzorjem se zaradi luskaste strukture en in isti sloj premoga štirikrat ponovi, kar označujejo pri rudniku kot 1., 2., 3. in 4. sloj.

V vzhodnem delu jame Loke segajo jamska dela samo do 2. obzorja, zato še ni mogoče ugotoviti, ali se luskasta zgradba iz zahodnega dela nadaljuje do sem. Zgornji robovi 1., 2. in 3. sloja se proti vzhodu precej strmo spuščajo pod 2. obzorje. 1. in 4. sloj se proti vzhodu čedalje bolj približujeta in sta v vzhodnem koncu jame Loke že tako blizu, da med obema tudi v večji globini za podobno luskasto strukturo niti ni prostora.

Nad tem zoženim koncem loške luskaste zgradbe so pri Repniku večji bloki triadnega apnenca. Pod njimi z jamskimi deli niso nikjer zadeli na triado, zato repniški apnenec ne more biti triadni otok kot je označeno na prejšnjih geoloških kartah, temveč je le plazina, odtrgana s čela nariva pod Vrhom.

V profilu prek Repnika (sl. 14) je več skoraj navpičnih slojev premoga; na njihovi severni strani so zgornjesoteške plasti, na južni pa oligocenska morska glina. Zgradba ozemlja je torej tudi tu izrazito luskasta. Severna luska je nadaljevanje narivov loškega območja, druga luska (polje Vencelj) nadaljevanje podhoškega sloja, južna luska (polje Južni Vencelj) pa nadaljevanje kisovške kadunje. Vse te luske so narijnene proti jugu. Nenavadno je le, da so posamezne luske postavljene navpično. Ker se pokončna luskasta zgradba pojavlja prav na severni strani triadnega nariva pod Vrhom, se vsiljuje domneva, da je pokončno lego povzročilo premikanje triadne plošče proti severu, ki je proti severu nagnjene luske potisnila v navpično lego. Nariv triade je vsekakor mlajši od luskaste zgradbe terciarja, saj leži triada neposredno na čelu najjužnejšega nariva.

3. Odsek med Repnikom in Zavinami ter Orlekom (sl. 15)

Os glavne kadunje se nadaljuje iz prejšnjega odseka proti vzhodu v skoraj ravni črti. Severovzhodno od Lok se sarmatski skladi v osi kadunje izklinijo, zato os kadunje do Vin morfološko ni več izražena, pač pa jo je mogoče zasledovati po vpadih laških plasti na južni strani Vinskega vrha. Pri Vinah se pojavijo v osi kadunje spet sarmatske plasti.

Pas sarmata spremljajo na obeh straneh laške plasti. Litavski apnec, ki tvori v zahodnem delu zagorskega sinklinorija povsod neposredno podlago sarmatskih skladov, je tu znatno tanjši in se proti vzhodu izklinja med sosednjimi peščenimi in lapornimi plastmi, kot je to opazil že Bittner (1884, 492). Na grebenu vzhodno od Kukelnovca je ponekod litavskega apnenca le še nekaj metrov, pod njim nastopajo peščene ali celo konglomeratne plasti, nad njim pa posebno na južni strani Kukelnovca tipičen laški lapor.

Vzhodno od tod se pojavi ob potoku Kotredeščici zadnjikrat litavski apnec v dveh lečah, ki sta tu vsaj na videz, sredi kadunje. V laporju nad apnencem je Bittner našel slabo ohranjene školjke, ki jih je primerjal s podobno favno na meji med morskim miocenom in sarmatom vzhodno od Trbovelj.

Na južni strani glavne kadunje sta dva triadna otoka, Smrekovca na zahodu in Ocepkov vrh na vzhodu. Med tema triadnima otokoma in terciarnimi plastmi je podolžna dislokacija, ob kateri je južno krilo kadunje narinjeno proti jugu. Pri izkopu raziskovalnih jaškov za projekt rekonstrukcije separacije so v oddaljenosti okrog 100 m južno od izdankov glavnega sloja pri rudniški kopalnici našli pod okrog 6 m debelimi prodnatimi naplavinami Medije plastovit zgornjesoteški lapor z odtisi listov. Lapor vpada proti severu pod sloj premoga. V podobni legi je dalje proti vzhodu bilo majhno, sedaj že odkopano polje Frančiška.

Medtem ko je zgradba južnega krila glavne kadunje v območju kotredeške jame sorazmerno enostavna, je zgradba severnega krila bolj zamotana in še malo raziskana.

V kotredeški jami so odkopavali premog do sedaj le v južnem krilu glavne kadunje. Odkopna polja potekajo v ravni črti proti vzhodu še

okrog 100 m prek potoka Kotredeščice. Dalje proti vzhodu v višjih delih kadunje ni premoga. V prekopu Slačnik, ki je segal od konca kotredeškega rova, tj. iz talnine glavne kadunje proti severu, proti pričakovanju niso zadeli na podaljšek kotredeškega sloja, temveč so prišli iz spodnjeseških plasti neposredno v konglomerat, peščenjak in glino govških plasti. Zaradi tega so mislili, da v vzhodnem koncu kadunje ni premoga. Šele v zadnjem desetletju so ugotovili, da se na nižjih obzorjih nadaljuje premogov sloj dalje proti vzhodu, vendar se njegova smer kmalu spremeni. Sloj zavije v velikem loku proti severu in nato nazaj proti zahodu. Ta zavoj so imenovali »orleška vijuga«. Glavna kadunja se torej v tem delu pravilno sinklinalno konča. Os kadunje se pri tem proti vzhodu precej strmo dviga pod kotom 45°. Severno krilo te »orleške vijuge« pa ni podaljšek severnega krila glavne kadunje, temveč poteka nekako proti sredini glavne kadunje.

Na površini je mogoče zasledovati vzhodni konec orleške vijuge v mlajših plasteh. Južno od vasi Orlek je vse pobočje do potoka Slačnika zgrajeno iz spodnjeseške gline, v kateri se je tu razvil velik plaz. Plazovito pobočje je na zahodni strani omejeno z okrog 5 m visoko steno bazalnega govškega konglomerata, ki tvori podoben lok kot premogov sloj v globini. Med konglomeratom in spodnjeseško glino v plazu ni premoga in zgornjeseškega laporja. V tem območju je bil torej premog z zgornjeseško krovino vred erodiran pred transgresijo govških plasti.

Nad severnim krilom orleške vijuge je na površini pas soteških plasti s premogom, vendar pada ta sloj proti severu in tvori južno krilo orleške kadunje, ki leži severno od orleške vijuge. Na območju vzhodno od Kotredeščice je to krilo narinjeno proti jugu na orleško vijugo. V podaljšku glavne kadunje sta torej vzhodno od Kotredeščice dva sinklinalna konca, orleška vijuga na jugu in orleška kadunja na severu. Mejo med obema tvori antiklinala, katere teme je pretrgano ob vzdolžnem narivu.

Jedro orleške kadunje sestavljajo govške plasti, katerih bazalne tvorbe, prod, konglomerat in apnenec z lepidociklinami, litotamnijami ali miogipsinami leže ob robovih kadunje neposredno na zgornjeseških plasteh, medtem ko je v dnu kadunje med soteškimi in govškimi plastmi še ohranjena oligocenska morska glina. Kadunja je torej v starejših plasteh bolj strma kot v mlajših.

Ob severnem krilu orleške kadunje se pojavita pod izdanki spodnjeseških plasti ponovno govški konglomerat in prod z vložki litotamnjskega apnenca z lepidociklinami; plasti padajo proti jugu in pod njimi se pojavijo ponovno zgornje- in spodnjeseške plasti, vendar brez premoga. Pod soteškimi plastmi leže psevdofilski skladi.

Pas terciarnih plasti med orleško kadunjo in triadno podlago na severu tvori nepopolno stransko kadunjo, ki ji manjka južno krilo. Meja z orleško kadunjo je dislokacija, ob kateri je orleška kadunja dvignjena nad severno stransko kadunjo. Ker so v stranski kadunji plasti bolj strme kot v orleški, sklepamo, da je globoka. Možno je, da je v njenih globljih delih tudi premog.

Zgradba vzhodnega konca glavne kadunje je torej v prečnem profilu ob Kotredeščici precej jasna. Proti zahodu pa tektonskih struktur, ki smo

jih tu ugotovili, ni mogoče zasledovati dovolj zanesljivo. Medtem ko se orleška kadunja proti zahodu kmalu združi s severnim delom glavne kadunje, se severna stranska kadunja proti zahodu nadaljuje verjetno še precej daleč proti Zavinam, vendar zaradi slabe razgaljenosti terena meje med obema kadunjama ni mogoče zasledovati. Pas zgornjesoteškega laporja severnega krila orleške kadunje lahko zasledujemo proti zahodu le malo čez potok Kotredeščico, kjer se konča med govškimi plastmi obeh sosednjih kadunj. Tudi raziskovalna proga v premogu v severnem krilu orleške kadunje je ugotovila, da se približno na istem mestu kot soteške plasti na površini konča tudi premogov sloj v globini. S prekopom proti severu so našli v oddaljenosti okrog 100 m nov sloj, ki leži v podaljšku severne stranske kadunje. V talnini tega sloja je ponovno oligocenska morska glina, kar kaže, da je tudi ta sloj narinjen proti severu na ostanek še ene nadaljnje severne stranske kadunje, ki je pa na površini ni mogoče ugotoviti zaradi naplavin potoka Kotredeščice.

Na površini je mogoče zasledovati pas zgornjesoteškega laporja severne stranske kadunje do grap na severni strani Kukelnovca. Tu se zgornjesoteške plasti izklinijo, zato se spodnjesoteške plasti stikajo neposredno z oligocensko morsko glino ali govškimi plastmi. Zelo verjetno je smer premika ob večini podolžnih dislokacij na severnem robu kadunje enaka, in sicer so plasti, ki so bliže sredini kadunje, bolj ali manj strmo narinjene proti severu na obrobne dele. Taka smer premikov je razumljiva, če so se premiki vršili istočasno kot gubanje globokih sinklinal v debeli seriji terciarnih plasti. Zaradi mnogo krajših lokov v plasteh blizu sredine sinklinal so se te med gubanjem narinile prek plasti ob robovih sinklinal. Kolikor je možno sklepati po dosedanjih raziskavah, so narivne ploskve nagnjene na obeh krilih sinklinale v isto smer kot plasti. Zakaj na opisanem mestu severno od Kukelnovca manjka en stratigrafski člen (zgornjesoteške plasti), je možno razložiti le tako, da je narivna ploskev bolj položna kot plasti.

Zgradba glavne kadunje in njenega severnega krila je bila podrobneje raziskana tudi v jami na IV. obzorju s prekopom v severno krilo. Tu so zadeli na dva pasova soteških plasti; v severnem je okrog 6 m debel sloj premoga, v južnem pa le sled. Nobenega od teh dveh pasov soteških plasti pa ne moremo imeti za podaljšek izdankov soteških plasti, ki jih opazujemo na severnem krilu v istem profilu. Vrtina št. 12, ki leži blizu profila med izdanki na severnem krilu in severnim koncem prekopa, je navrtala soteške plasti šele globoko pod IV. obzorjem. Pasova soteških plasti v prekopu imamo zato za zahodni podaljšek severnega krila orleške kadunje, izdanke na površini pa za podaljšek severne stranske kadunje (sl. 15).

Od tega profila proti zahodu je zgradba severnega krila glavne kadunje še manj znana, ker je teren malo razgaljen, v globino pa je raziskana samo z nekaj vrtnami ob severnem robu terciarja, ki pa v zelo strmih plasteh niso mogle dati mnogo rezultatov. Velika širina govških plasti kaže, da so tudi tu vzdolžne dislokacije, pri čemer je zaradi narivov prišlo verjetno do ponovitve nekaterih plasti in s tem do razširitve govškega pasu.

Da je severno krilo res zelo strmo, je dokazala vrtina št. 40, ki je bila pričeta le okrog 30 m od izdankov soteških plasti, a jih do konca, tj. do globine 500 m ni prevrtala. Pri vasi Zavine so te plasti celo navpične in delno prevrnjene proti jugu. Bittner je tu našel precej bogato favno endemičnih moluskov (Bittner, 1884, 576). Vzhodno od Zavin se pas soteških plasti ob manjši vzdolžni dislokaciji cepi, vendar se oba kraka kmalu izklinita.

Od južnih stranskih kadunj (sl. 14) je točneje znana le zgradba območja jame Podstrana. Izdanki podstranskega sloja so skoraj vzporedni z robom narinjene triade, vendar sloj tu ni v normalni legi na triadi, temveč je normalna krovina sloja (zgornjesoteške plasti) obrnjena proti triadi, podobno kot smo to opisali v poljih A in B na Šemniku, spodnjeseoteški skladi so pa na nasprotni strani. Triadni otok pri Dolenji vasi je verjetno v normalni legi pod podstranskim slojem (sl. 15).

Med potokom Medijo in triadnim otokom pri Dolenji vasi je še en pas soteških plasti, ki je na površini le slabo viden, presek ga je pa podstranski rov. Tu so našli le zgornjesoteški lapor. Ta lapor leži nekako v podaljšku polja Vencelj južno od Repnika. Vsekakor je možno, da se podaljšek tega sloja nahaja tudi tu, vendar v večji globini.

V podaljšku zgornjesoteškega laporja proti jugu je ob Mediji majhen izdanek laporja s premogom. Med tem izdankom in triado pri Dolenji vasi je oligocenska morska glina. Triada je torej tu v tektonskem kontaktu s terciarjem.

Od Podstrane proti jugu poteka meja med terciarjem in narinjenim triadnim dolomitom pod Vrhom v skoraj ravni črti do okrog 500 m južno od Dolenje vasi. Polotok, ki moli tu v terciarno ozemlje, je iz apnenca. Meja med apnencem in dolomitom poteka v isti smeri kot dalje proti severu meja med dolomitom in terciarjem. Tudi ta meja vpada proti zahodu. Zaradi tega jo imamo za nadaljevanje nariva pod Vrhom, apnenec pa je nova luska, ki je tudi narinjena proti vzhodu na terciar. To se najlepše vidi v kamnolomu apnenca, kjer se pojavlja pod zgornjo steno ozek pas oligocenske morske gline. Pod to glino se pojavlja ponovno apnenec, ki je verjetno tudi narinjen na terciarne sklade, vendar meja ni nikjer razgaljena. Tu imamo torej na ozkem prostoru precej zamotano zgrajeno luskasto ozemlje, pri katerem opazujemo nenavadno smer sever—jug, torej pravokotno na sicer običajno strogo alpsko smer v Posavskih gubah.

Na tem območju nastopajo terciarne plasti še dalje proti jugu že precej globoko v triadnem ozemlju. Že Bittner omenja pri izlivu Medije v Savo oligocensko morsko glino, v kateri je bil svoje čase ob železniški progi manjši plaz. Danes je to območje popolnoma prekrito z gruščem. Zahodni konec te terciarne krpe ob Savi so odkrili zahodno od železniške postaje Zagorje pri kopanju raziskovalnega rova v »Ribji peči« za projekt razširitve železniške postaje proti zahodu. V rovu so našli za ravno gladko drso na svetlo sivkasto rjav lapor, ki je zelo podoben nekaterim različkom zgornjesoteškega laporja.

Vzhodno od Medije se južni rob terciarnega sinklinorija obrne nazaj proti severu; zato se pas stranskih kadunj v tej smeri hitro oži. Večji

del stranskih kadunj na vzhodni strani Medije gradijo soteške plasti v abnormalnem, pretežno skrilavem faciesu. Le na skrajnem severnem robu pri Potoški vasi nastopa nad temi skladi tudi oligocenska morska glina. Zgornje- in spodnjeseoteški skladi se menjavajo v več pasovih, vendar je le malokje mogoče točneje določiti mejo, ker je teren slabo razgaljen. Skladi vpadajo proti severu, pasovi soteških skladov so torej verjetno ločeni med seboj z dislokacijami, ob katerih je vedno severna stran dvignjena nasproti južni. Le tako je možno, da je pri sorazmerno strmeh vpadu večji del stranskih kadunj iz soteških plasti.

Zgornjesoteški lapor se pojavlja na tem območju le v ozkem pasu ob vzhodnem triadnem robu pod Sv. Urhom.

Na severu omejuje južne stranske kadunje prelom ob triadnih otokih Smrekovce in Ocepkovega vrha.

Z vzhodnega roba zagorske stranske kadunje pri Selu sega ozek pas terciarnih plasti daleč proti vzhodu v triadno ozemlje do Bevškega pri Trbovljah. Ves ta pas je morfološko sicer dobro viden, vendar slabo razgaljen in je možno le tu in tam ugotoviti njegovo sestavo. Pri Selu so spodnjeseoteški skladi, dalje proti vzhodu pa jih kmalu zamenjajo zgornjesoteški skladi v skrilavem faciesu. Ponekod vsebujejo precej dobro ohranjeno floro. V bevški grapi se ta pas konča, vendar je na njeni nasprotni strani na sedlu dolomitnega grebena še majhna krpa laporja že v neposredni bližini trboveljskega terciarja. Ta pas soteških plasti sega v obliki ozkega klina v globino in so ga presekali z zveznim rovom Trbovlje—Zagorje, vendar v znatno manjši širini.

Poleg tega pasu nastopata na bližnjem območju še krpa soteških plasti v okolici Sv. Urha in med dolomit vkljenjen pas soteških plasti s premogom pri Zeleni travi, ki ga omenja že Bittner (1884, 479). Premog je tu poln zdobljenih hišic moluskov, vendar danes ni vidnih prvotnih izdankov, temveč le raztreseni kosi okrog nekdanjih sledilnih zasek.

4. Odsek od Orleka do Trbovelj

Vzhodno od Orleka se terciarni sinklinorij hitro zožuje, tako da je pri Jazmah le še 300 m širok. Naprej poteka v ravni črti do Trbovelj, kjer se izklini med psevdoziljskimi plastmi.

V tem odseku zagorskega sinklinorija ni bilo skoraj nobenih rudarskih raziskav, poleg tega pa je teren tudi sorazmerno slabo razgaljen.

Tudi v tem odseku spremljajo terciarne plasti na severni strani psevdoziljski skladi. Pri Jazmah pa se pojavijo ti skladi v večjem obsegu tudi na južni strani. Tu je tudi nahajališče rjavega apnenca s sferokodiji. Na meji z dolomitom na južni strani tega psevdoziljskega območja je možno ponekod opazovati konkordanten prehod. Više postaja dolomit plastovit in vsebuje vložke skrilavca.

Vzhodno od Orleka se zgradba terciarnega sinklinorija spremeni. Os orleške vijuge se proti vzhodu strmo dviga, tako da so južno od vasi Orlek v vsej širini vijuge na površini spodnjeseoteški skladi. Kljub strmemu dvigu pa v nadaljevanju proti vzhodu ni psevdoziljskih skladov, temveč se tu pojavijo spet zgornjesoteški skladi, vendar v skrilavem

faciesu. Zahodna meja tega skrilavega faciesa leži tu točno v podaljšku severnega mejnega preloma zagorske stranske kadunje. Verjetno je bil ta prelom aktiven že med sedimentacijo soteških plasti in se je teren tu hitreje pogrezal kot drugje. S tem bi lahko razložili drugačen facies soteških skladov južno od tega preloma. Vzhodno od Orleka je možno na več mestih opazovati kontakt med spodnje- in zgornjesoteškimi plastmi, vendar premogovega sloja ni nikjer. Le tu in tam so v spodnjesoteških skladih raztreseni kosi premoga.

Južno od Jazem nastopajo tudi miocenske plasti, vendar zaradi slabe razgaljenosti terena ni mogoče ugotoviti njihovega položaja. Pod Jazmami je majhna leča litotamnijskega apnenca, dalje proti jugu pa nastopajo tudi slabe golice precej trdega peščenjaka z ostanki morskih školjk, ki verjetno pripadajo govškim plastem.

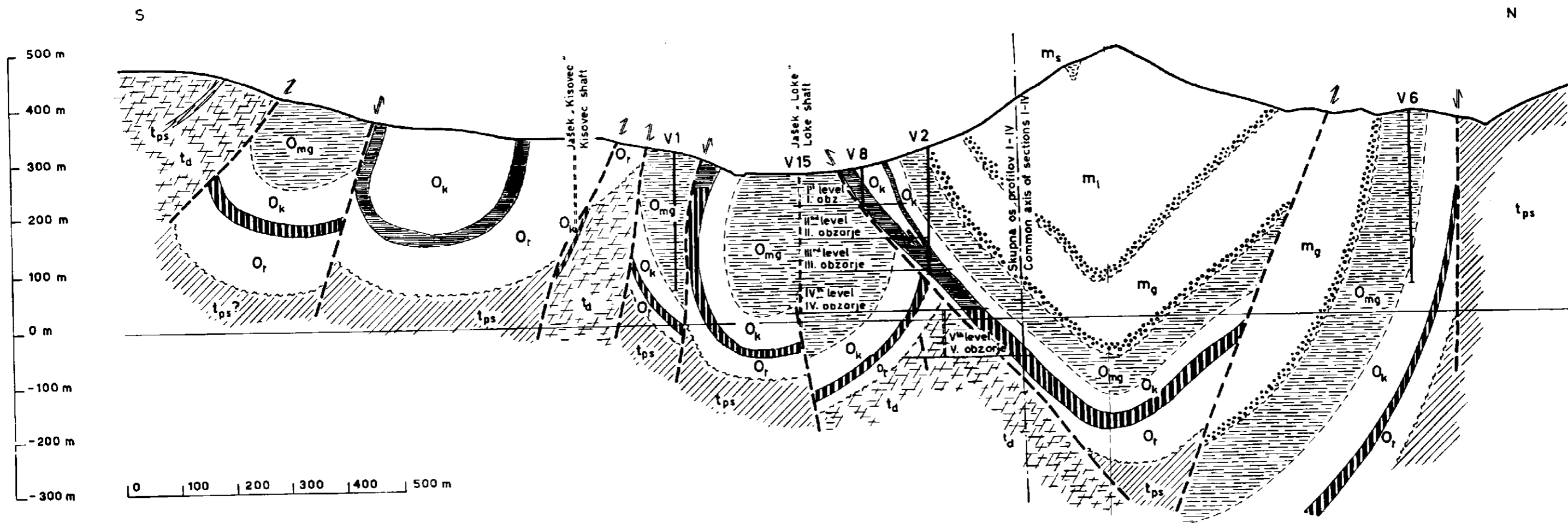
Vzhodno od Jazem poteka meja s triado skoraj v ravni črti, kar kaže na strmo dislokacijo. Pod Jazmami ob tej dislokaciji ni opaziti nobenih soteških plasti. V majhni oddaljenosti od triade so tu golice rjavega laporja, ki je zelo podoben laškemu laporju na Vaslah. Šele v bližini Vasel se pojavi ob triadi svetla glina, ki je podobna soteški, na Vaslah pa spodnje- in zgornjesoteški skladi. Vpad plasti je tu skoraj navpičen, ponekod so plasti celo prevrnjene. V spodnjesoteških skladih je bil tu precej velik glinokop trboveljske opekarne. Ob njegovem zgornjem robu so še danes vidni slabi izdanki premoga, ki so jih svoje čase raziskovali z manjšim jaškom, a so zasledovanje zaradi majhne debeline sloja opustili.

Vzhodno od Orleka zavzema večji del terciarnega sinklinorija podaljšek orleške kadunje. Pas spodnjesoteških plasti je vzhodno od orleškega jaška izredno širok, vendar kljub veliki širini ni tu zgornjesoteškega laporja. Šele pred Bukovjem se pojavi na ozkem območju majhen izdanek soteškega laporja s sledovi premoga.

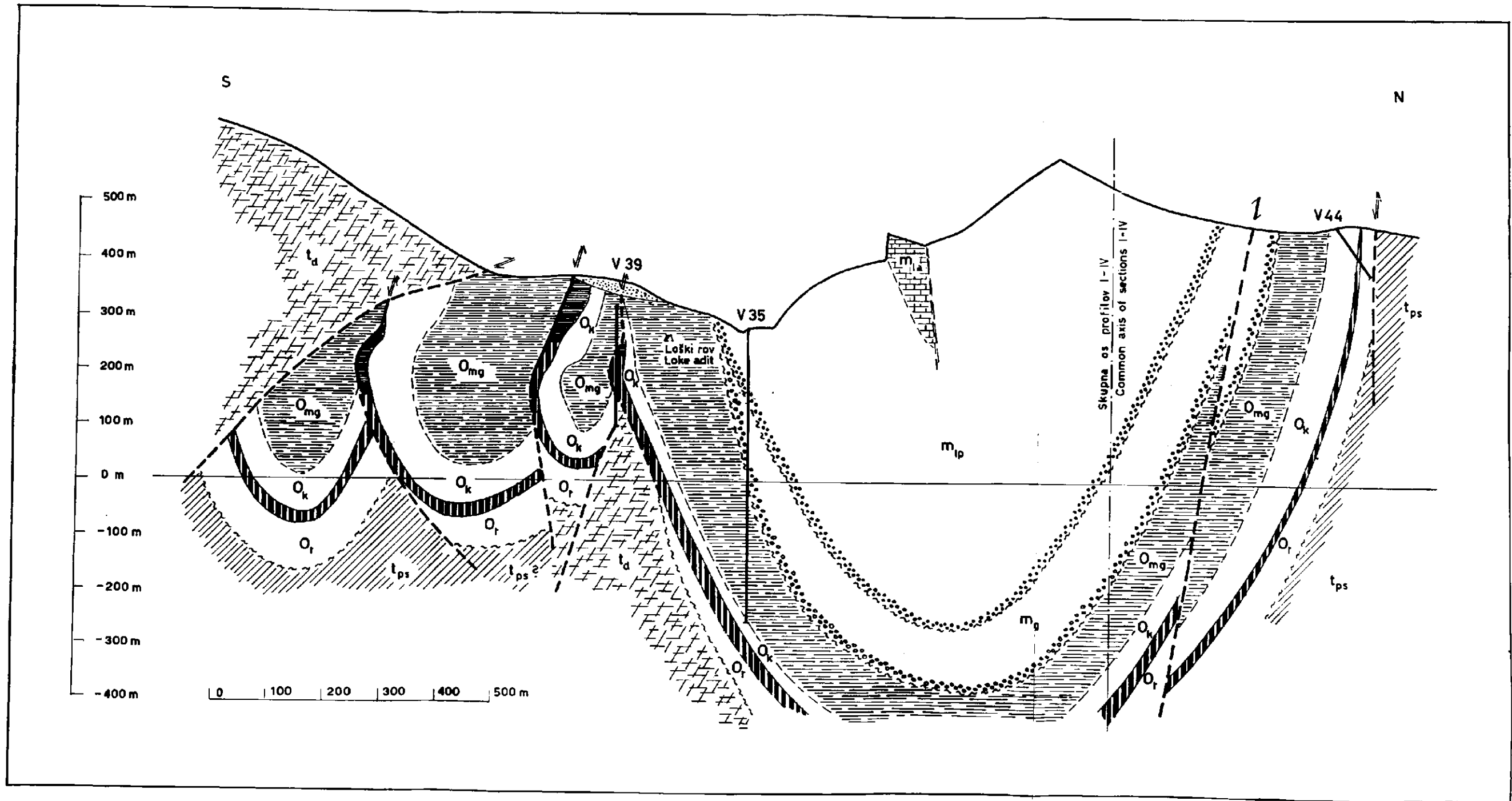
Orleška kadunja se na površini ne konča tako lepo kot orleška vijuga. Šele v globini so na odkopnih etažah pod 1. obzorjem ugotovili, da tvori premogov sloj sklenjen lok iz južnega krila prek osi v severno krilo. Na višjih etažah so premogov sloj zasledovali še precej daleč proti vzhodu; obe krili potekata tu vzporedno, vendar nimamo podatkov, kako se sloj konča. Verjetno je sloj tu odrezan z diskordantno naloženimi govškimi plastmi, ki so na površini vidne v bližini izdankov premogovega sloja.

Pod cerkvijo v Bukovju se pas soteških plasti konča ob prečnem prelomu. Dalje proti vzhodu nastopata neposredno ob psevdofiljskih plasteh povsod samo govški pesek in peščenjak, ki vsebujeta precej zdrobljenih lupin ostrig. Pri Kovku se govške plasti cepijo v dva pasova, vmes nastopajo psevdofiljski skladi. V grapi Globovšak pri Trbovljah je dobro razgaljen kontakt med severnim pasom govških plasti in psevdofiljskimi plastmi. Tu je dobro vidno, da so psevdofiljski skladi pod kotom okrog 45° narinjeni proti jugu na terciar. Severni pas govških plasti se vzhodno od trboveljske doline izklini.

Širši južni pas terciarja je nepopolna sinklinala z reduciranim južnim krilom. Plasti padajo povsod strmo proti jugu. Morfološko je dobro izražen debel sklad konglomerata, ki se vleče sklenjeno od Jazem proti vzhodu in se konča na Vaslah južno od kamnoloma laporja trboveljske



Sl. 13. Profil II-II', Kisovec—Sp. Zavine, legendo glej na sl. 12
 Fig. 13. Section II-II', Explanations see Fig. 12



Sl. 14. Profil III—III', Vrh—Zg. Zavine, legendo glej pri sl. 12
 Fig. 14. Section III—III', Explanations see on Fig. 12

cementarne. Vzporedno s tem konglomeratnim grebenom poteka na njegovi severni strani v razdalji samo nekaj deset metrov pas slabo vezanega keratofirskega konglomerata. Med obema je ponekod viden siv pesek, ki vsebuje zakrnelo brakično foraminiferno favno, kakršna je značilna za zgornje govške sklade v zahodnem delu zagorskega sinklinorija. Ker potekata oba konglomeratna pasova skoraj vzporedno, dajeta videz konkordantnega zaporedja. Razmere na Vaslah pa kažejo na vzdolžni prelom.

Namesto govškega peska se tu med konglomeratnima pasovoma pojavi cementni lapor s tortonsko mikrofavno (*Uvigerina cf. liesingensis* in *Bolivina* sp.)

V kamnolomu je meja laporja s severnim konglomeratnim pasom dobro razgaljena. Plasti si slede popolnoma konkordantno. Govški pesek, ki leži zahodno od tod med konglomeratnima pasovoma, je torej v abnormalnem tektonskem položaju. Meja z južnim pasom konglomerata pa je tudi v kamnolomu večja dislokacija. V južnem delu kamnoloma je pod konglomeratno steno viden ozek pas psevdofiljskih skladov, ki se pa izklini še pred zahodnim koncem kamnoloma. Vzhodni konec ni razgaljen, vendar se zdi, da se tudi v tej smeri kmalu konča. Ob tej dislokaciji se konča tudi južni konglomeratni greben tik vzhodno od Vasel. Dalje proti vzhodu je laški lapor v stiku s soteškimi skladi.

Stratigrafskega položaja južnega konglomeratnega pasu ni mogoče določiti, ker je omejen na severni in južni strani z večjima prelomoma. Plasti konglomerata padajo proti jugu in so tu v neposrednem kontaktu z zgornjesoteškim laporjem. Po sestavi prodnikov pa sklepamo, da pripada konglomerat mlajšemu oddelku miocena. Prevladujejo dolomitni in apneni prodniki, med njimi pa je tudi precej prodnikov grödenskega peščenjaka in rjavega karbonskega peščenjaka. V starejših miocenskih in oligocenskih prodatih plasteh takih prodnikov ni, ker očitno sosednje antiklinale še niso bile razgaljene do teh kamenin. Možno je celo, da je konglomerat sarmatske starosti, saj dobimo tudi pri Mediji v sarmatu prod podobne sestave.

Severni pas konglomerata poteka od Vasel sklenjeno do trboveljske bolnice in loči v vsem tem odseku govške plasti na severu od laških plasti na jugu. Pas laškega laporja se proti vzhodu močno razširi in se pri Trbovljah neposredno dotika južnega triadnega obrobja. V tem pasu nastopa na vzpetini severno od Ostrega vrha apnec iz slabo cementiranih litotamnij, kakršen je ponekod tik pod sarmatom.

Vzhodni konec tega pasu terciarnih plasti, ki je sestavljen iz laškega laporja in govških plasti, sega še pod dno trboveljske doline in se na njenem vzhodnem pobočju izklini med psevdofiljskimi plastmi.

V. POVZETEK

Terciarno ozemlje v okolici Zagorja tvori samostojen del dolgega in ozkega terciarnega pasu v Posavskih gubah, ki ga povečini imenujemo laška sinklinala. Plasti so tako močno nagubane, da je pas sestavljen iz več vzporednih sinklinal, ki so med seboj ločene z antiklinalami ali

dislokacijami. Vzhodno od Savinje, kjer je širina terciarnega pasu večja, se kaže ta zamotana zgradba še bolj jasno. Zato uporabljam za označevanje tektonske zgradbe tega pasu izraz sinklinorij namesto sinklinala.

Pri kartiranju predterciarnih kamenin je bilo mogoče dokazati v soseščini terciarnega ozemlja pri Zagorju žažarske sklade, ki nastopajo tu v obliki ozkih dolomitnih pasov med grōdenskim peščenjakom in werfensskimi plastmi. Podrobneje so bili preiskani psevdoziljski skladi in triadni dolomit, ker tvorita ti dve kamenini večino podlage terciarnih plasti. Vso srednjo in zgornjo triado je možno razdeliti na tri oddelke: spodaj in zgoraj dolomit ter delno apnenec, med tema oddelkoma pa skrilavo peščeni psevdoziljski skladi. Spodnji dolomit obsega na severni strani terciarnega sinklinorija v glavnem ekvivalente mendolskega dolomita, od terciarnega sinklinorija proti jugu, kjer se psevdoziljski skladi izklinjajo, pa delno tudi ekvivalente schlerskega dolomita. Nad psevdoziljskimi skladi leži povečini tudi dolomit, le ponekod tudi apnenec. Ta apnenec je bil kartiran kot dachsteinski apnenec. Nekateri znaki pa kažejo, da leži vsaj del tega apnenca diskordantno na zgornjetriadnih skladih. Možno je torej, da je del tega apnenca jurske starosti, vendar tega paleontološko še ni bilo mogoče dokazati.

Paleontološko pa je v okolici zagorskega terciarja dokazana spodnja kreda z orbitolinami v peščenem apnencu pri Konjščici ter zgornjekredna scaglia z globotruncanami in flišne kamenine na več mestih med terciarnim sinklinorijem in Savo ter pri Dolah vzhodno od Konjščice. Tektonske deformacije krednih skladov so znatno manj intenzivne kot deformacije terciarnih skladov na sosednjem območju, kar lahko pripišemo trdni apneni in dolomitni podlagi v prvem in mehki skrilavi podlagi v drugem primeru.

Razvoj terciarnega sinklinorija lahko podrobneje zasledujemo od pričetka sedimentacije soteških plasti naprej. Prvi sedimentacijski cikel se pričena najprej v kontinentalnimi prodnatimi, peščenimi in glinastimi spodnjesoteškimi plastmi. Prodniki so sestavljeni skoraj izključno iz psevdoziljskih kamenin, le na posameznih, ozko omejenih območjih iz triadnega dolomita. Spodnjesoteške plasti imamo zato za zasip, ki je nastajal v depresiji vzdolž nastajajočega sinklinorija in ki je sprejemal denudirani material s sosednjih dvigajočih se antiklinorijev, predvsem s trojanskega. Na aluvialni ravnini, ki je tako nastala na grezajočem se območju, je pričel rasti močvirni gozd, ki je dal material za nastanek premogovega sloja. Po nadaljnjem ugrezanju je prišlo do večje ojezeritve in s tem do prekinitve nadaljnje rasti močvirnega gozda. V jezeru so nastajali zgornjesoteški skladi. Na nekaterih mestih je prišlo že zgodaj do ojezeritve, zato tam sploh ni nastajal premogov sloj. Tako območje je zagorska stranska kadunja. Ker se severna meja tega abnormalnega faciesa soteških skladov ujema z današnjim severnim mejnim prelomom zagorske stranske kadunje, sklepamo, da je bil ta prelom aktiven že v času sedimentacije soteških plasti in je hitrejše pogrezanje ob njem povzročilo zgodnjo ojezeritev. Bližino morja v času sedimentacije soteških plasti dokazujejo morske ribe, ki jih je opisal Gorjanovič-Kramberger iz zgornjesoteških plasti iz Zagorja in po školjках

Saxicava cf. slovenica in *Cardium lipoldi*, ki ju je opisal Bittner. Zgornjesoteški skladi so bili torej sedimentirani v obmorskih lagunah, premogišča soteških skladov pripadajo torej paraličnemu tipu.

Pri nadaljnjem ugrezanju je vdrlo morje v zgornjesoteške lagune in odložilo oligocensko morsko glino, ki leži popolnoma konkordantno na zgornjesoteških skladih. Ta morska glina vsebuje tipično foraminiferno favno kiscellske glin na Madžarskem. Ponekod v zahodnem delu zagorskega terciarnega sinklinorija transgredira oligocenska morska glina preko robov zgornjesoteških skladov neposredno na triadno podlago. Verjetno je takrat morje preplavilo vse Posavske gube.

Diskordantno na oligocenski morski glini ležijo govške plasti. Ta diskordanca ustreza savski orogonetski fazi, vendar so bile tektonske deformacije v tej fazi le neznatne. Litološko so govške plasti zelo pestre. Na nekaterih območjih dobimo le litoralne tvorbe z litotamnijskim in lepidociklinskim apnencem ter keratofirskim prodrom. Bazalni prod nastopa tudi v globljih delih kadunj, vendar je mnogokrat tako tanek, da ga pri kartiranju prezremo. Na tem bazalnem prodru ležijo glinice z morsko favno. Više postajajo te plasti bolj peščene, njihova foraminiferna favna pa vedno bolj revna. Najmlajše govške plasti nastopajo le v zahodnem delu zagorskega sinklinorija in vsebujejo brakično foraminiferno favno, v kateri prevladuje *Streblus becarii*.

Nad govškimi plastmi slede po štajerski orogenetski fazi diskordantne laške plasti. Bazo tvori konglomeratna plast, ki je ponekod več deset metrov debela. Nad bazalno plastjo sledi ponekod lapor (npr. v vzhodnem koncu pri Vaslah.), ponekod pa litotamnijski apnenec, ki postaja navzgor vedno bolj peščen in preide končno v peščen lapor. Litotamnijski apnenec ne zavzema konstantnega stratigrafskega nivoja.

Sarmatski skladi leže konkordantno nad laškimi plastmi. V zahodnem delu zagorskega sinklinorija opazujemo postopen prehod med litotamnijskim apnencem in sarmatskimi glinami. Nad spodnjearmatskimi glinami sledijo peščene in prodnate plasti, s katerimi se v zagorskem sinklinoriju konča sedimentacija terciarnih plastí.

Korelacija stratigrafskih oddelkov, v katere je možno razdeliti stratigrafsko lestvico zagorskega terciarja, z nekaterimi drugimi terciarnimi območji podobne starosti, je dala naslednje rezultate:

Na območju gornjegrajskih skladov nastopa enaka oligocenska morska glina, kot v krovlini soteških skladov pri Zagorju, delno neposredno nad gornjegrajskimi skladi ali pa nad ribjimi skrilačci, ki leže na gornjegrajskih skladih. Ribji skrilačec Brdc je tudi po favni *Saxicava slovenica* in *Cardium lipoldi*) in flori ekvivalent zgornjesoteških skladov. Ekvivalentov morskih gornjegrajskih skladov s koralami v zagorskem terciarju ni. Okoninski konglomerat in prodnato-peščeni spodnji gornjegrajski skladi pri Novi Štifti in Gornjem gradu sta pa po svojem značaju, tj. da sta peščeno-prodnat zasip z le lokalnim izvorom sedimentnega materiala, podobna spodnjearmatskim skladom zagorskega sinklinorija. Ker nam foraminiferna favna oligocenske morske glinice pri Zagorju kaže, da so te plasti in pod njimi ležeče soteške plasti starejše, kot smo do sedaj mislili in pripadajo verjetno srednjemu oligocenu, tj. isti stopnji kot

gornjegrajski, imamo gornjegrajske sklade le za facialni različek soteških skladov, okoninski konglomerat in spodnje gornjegrajske sklade pa za ekvivalent spodnesoteških skladov v zagorskem sinklinoriju.

Na območju okoli Dobrne in Socke, kjer je tipični profil soteških skladov, je razvoj enako starih plasti dokaj drugačen. Nad bazalnimi klanškimi skladi, ki jih imamo za ekvivalent gornjegrajskih skladov, nastopa lapor s premogom. To so tipični soteški skladi, ki navzgor prehajajo v rjavkast lapor, litološko podoben laporju soteških skladov, vendar vsebuje morsko favno. Nad tem laporjem leži zelenkast peščenjak, ki ga je Teller označil kot tufski peščenjak, ker vsebuje mnogo drobcev predornin. To pa niso terciarni tufi, temveč drobci triadnih porfiritev in kcratofirjev. Ta peščenjak je ekvivalent govških plasti, pod njim ležeči lapor pa je lahko ekvivalent samo oligocenske morske gline. Zanimivo je, da tvori šoštanjnska prelomnica ostro mejo med dvema različnima faciesoma morskega oligocena. Medtem ko je morski oligocen severno od prelomnice v zgoraj opisani obliki laporjev, nastopa južno od prelomnice kot tipična oligocenska morska glina, podobna kakršna je tudi v Zagorju.

V Posavskih gubah opazujemo v soteških skladih proti vzhodu vedno bolj morski vpliv. Pri Senovem dobimo morske sedimente tudi že v talnini premoga. Podobne razmere so tudi pri Krapini in Radoboju.

Zanimivo je, da dobimo podobno zaporedje srednjeoligocenskih skladov, tj. spodaj sladkovodne in brakične plasti, nad temi pa gline s *Clavulinoides szaboi* tudi na severnem in vzhodnem obrobju Panonskega bazena. Majzon je opisal s severnega dela Madžarske pod glinami s *Clavulinoides szaboi* sladkovodne in brakične tardske plasti, Brestenska in Lehotayova pa podobno zaporedje z južne Slovaške. Majzon je opisal s severnega dela Transilvanije glino s *Clavulinoides szaboi* nad ileandskim ribjim skrilavcem. Vsa ta najdišča kažejo, da je v srednjem oligocenu prišlo na obrobju Panonske kotline za kratek čas do nastanka sladkovodnih in brakičnih lagun.

Soteških plasti torej ne moremo imeti za ekvivalente cirenskih plasti v Transilvaniji in v zgornjebavarski molasi, temveč so starejše od njih.

S tem, da postavljamo soteške sklade v spodnji del srednjega oligocena, se te po svoji starosti zelo približajo härinškemu terciarju, ki je po Schlosserju spodnjeoligocenske starosti. Velika podobnost härinškega oligocena s soteškimi skladi kaže na podoben razvoj severnih Alp in Posavskih gub v oligocenu.

Najdba velikih lepidociklin v spodnjih govških plasteh v okolici Zagorja je pokazala, da so te plasti dober ekvivalent plasti schio v severni Italiji. Spodnje govške plasti postavljamo zato v akvitan. Verjetno pa segajo govške plasti s svojimi višjimi brakičnimi plastmi v višjo stopnjo miocena.

Po teh podatkih v Posavskih gubah ni ekvivalentov katske stopnje. Najpreprosteje bi bilo, da vzporejamo čas, ki ustreza savski diskordanci med oligocensko morsko glino in govškimi plastmi, tej stopnji. Mislimo pa, da diskusijo o samostojnosti katske stopnje še ne moremo imeti za zaključeno, čeprav je po resoluciji Komiteja za mediteranski neogen (Dunaj, 1959) treba imeti obe stopnji, akvitan in kat, za samostojni.

Novejše geološke raziskave v akvitànski kotlini so pokazale, da leži v sredini kotline enoten glinast kompleks, ki obsega ekvivalente akvitàna in burdigala in ki so ga imenovali girund, marsikje konkordantno na asterijskih apnencih, ki pripadajo stampiju, tj. srednjemu oligocenu. Le kjer so ti skladi razviti brakično, so jih ločili kot samostojno stopnjo kat, kjer pa takega razvoja ni, med stampijem (rupelom) in girundom ne moremo izločiti nekega samostojnega kata.

Vedno bolj se torej kaže, da imamo na meji med oligocenom in miocenom več stratigrafskih stopenj, kot ustreza razvoju morske favne v tem času. Kjer imamo v obrežnih tvorbah velike facialne razlike, lahko ločimo večje število lokalnih oddelkov, vendar teh na večjo razdaljo ni mogoče precizno korelirati in jih zato ne smemo povzdigniti v stratigrafske stopnje. Verjetno med srednjim oligocenom (rupelom) in srednjim miocenom (tortonom) ne bo mogoče po morskih favnah ločiti več kot tri stopnje, namesto dosedanjih štirih. Stvar nadaljnjih paleontoloških raziskav in primerne uporabe pravila o prioriteti bo, da se obseg teh stopenj točneje definira in poda predlog, katero izmed štirih imen je odveč. Za rešitev teh vprašanj pa se bo treba ozirati predvsem na stratigrafsko lestvico onih območij, kjer je bila sedimentacija v tem obdobju neprekinjena.

TERTIARY FORMATIONS OF ZAGORJE

Abstract. Geologic data compiled during underground and surface mapping in the area of the coal mine of Zagorje are presented.

It has been found that the foraminiferal fauna of the marine clay immediately above the coal-bearing Socka Beds belong to the Middle Oligocene. The Socka Beds of Zagorje must be considered therefore as an equivalent of the marine Middle Oligocene beds of the area north of the Sava Folds (Gornji Grad Beds). The lower part of the Govce Beds is marine and of Aquitanian age. The upper Govce Beds are brackish and are possibly equivalents of younger stages of the Lower Miocene. The overlying Laško Beds are of Tortonian age. The Sarmatian is preserved only in restricted areas along the axis of the main synclinal.

The Tertiary of Zagorje is a separate part of the Laško Synclinerium. As a consequence of the high incompetency of the underlying Pseudozilian Beds, the tectonic deformations in the Tertiary area are more complicated than in the neighbouring Triassic and Paleozoic areas. Both unconformities (the Savic and Styriac) within the Tertiary series are the result of relative gentle tectonic movements. The main orogenetic phase is post-Sarmatian, probably the Lower Pliocene Atic phase. Besides overthrusts toward south, also numerous overthrusts toward north could be observed.

INTRODUCTION

In the area of the Sava Folds east of Ljubljana there are some belts of Tertiary beds, trending east-west and separated by Triassic and Carboniferous beds. The longest of these belts, usually called the Laško

Synclinal (Tüfferer Synclinale by German authors), is extending from Moravče over Zagorje, Trbovlje, Laško towards the Panonian Basin.

The structure of the Tertiary belts is very complicated, therefore it seems better to designate them as synclinoria in accordance with the use of this term by many Russian and some West-European geologists (e. g. Lazjko, 1962, 356 and 311; Gignoux, 1950, 64).

The Laško Synclinorium is divided by transverse and diagonal dislocations into several compartements. The continuity of the Tertiary strata is interrupted at Trbovlje and at Vidrga, east and west of Zagorje respectively. The Tertiary of Zagorje is thus wholly separated from the other parts of the synclinorium.

At Zagorje the thickness of the Tertiary beds is 700 to 800 m. In the lower part there are the well known coal-bearing Socka Beds. The coal is mined in the Loke, Kotredež and Orlek pits.

In 1884 Bittner published a very thorough description of the synclinorium from Laško in the east, to Semnik in the west. He also reviewed the older literature of this region. Among the few later investigations there are those of Teller (1885, 1899, 1907), who determined the clay shale in the basement of the Tertiary beds to be of Triassic age, and not of Carboniferous as considered previously. Petrascheck published (1926—1929) a cross section of the Zagorje area and in 1940 a stratigraphic scheme of the Tertiary beds of Senovo describing two unconformities within the Tertiary series. Munda (1939, 1953) and Kühnel (1933) gave detailed descriptions of some other Tertiary basins of the Sava Folds.

Fuchs (1894) compared the fauna of the coal-bearing Socka Beds from Radoboj with some West-European localities. He considered the Radoboj Beds as of same age as the Aquitanian Beds of southwestern France, but younger than the Upper Oligocene of northern Germany. Anić (1952) determined these beds to be of Chattian age.

The microfauna of the clay above the Socka Beds at Zagorje is similar to the fauna of the Rupelian clay in Hungary (Papp, 1954 and 1955; Kuščer, 1955). This indicates a still higher age of the Socka Beds than supposed by Anić. Finally according to Majzon (1953) they should be of Lattorfian age.

Thus, in a hundred years of geological research the age ascribed to the Socka Beds has changed from Lower Miocene to Lower Oligocene. The solution of this controversy is the main object of the present paper. This will be done on the basis of a detailed stratigraphic and structural investigation of the coal basin of Zagorje.

STRATIGRAPHY

Pre-Tertiary Systems

The oldest beds exposed in the Sava Folds are black shale, sandstone and conglomerate of Carboniferous age. The Permian is represented by red Grödener Sandstone and by dolomite. This dolomite has to be compared with the Žazar Beds (Ramovš, 1958 a, 475).

Everywhere at Zagorje the Tertiary beds are underlain by Triassic Beds. The lower Triassic Werfenian Beds of the Sava Folds are well known by Bittner's description, and there were no differences in opinions about the stratigraphic position of most exposures previously mapped as Werfenian. Only the red shale and sandstone south of Zagorje are more likely to be of Middle Triassic age. The well bedded limestone, lying between the Werfenian Beds and the Middle Triassic dolomite, and mapped by Teller as Muschelkalk, more probably belongs to the Upper Werfenian Beds.

The Middle Triassic of the Sava Folds consists of two formations: a light grey dolomite and the Pseudozilian Beds. Both of them have sometimes been considered to be of Ladinian age. The designation Pseudozilian Beds for Middle Triassic black shale with intercalations of greywacke and dark grey limestone originates from Teller. He did not use this term as a stratigraphic name but wrote it down only once (1889) to stress the wrong correlation between these beds and the Carboniferous Zilian Beds. Only later this term was used as a stratigraphic name (Stache, 1899; Kossmat, 1906).

The dolomite, accompanying the Pseudozilian Beds, was called by Teller (1896) as Schlernian. He based this on the conformable succession of the dolomite and of a supposedly Carnian shale, east of the Savinja River.

Also Winkler (1923, 206) considered the Schlernian dolomite and the Pseudozilian Beds as of the same age. He therefore supposed the Sava Folds to have a nappe structure. Consequently the upper part of the anticlinoria, including the Middle Triassic strata in dolomite facies should represent an overthrust sheet on the autochthonous basement, the latter consisting of the Middle Triassic beds in Pseudozilian facies. Rakovec (1950, 14) denied the existence of such an extended overthrust, but accepted Teller's and Winkler's correlation between the dolomite and the Pseudozilian Beds. His explanation is based upon an assumption of abrupt lateral changes.

In mapping the Zagorje area it has been found that in some places the dolomite is conformably overlain by the Pseudozilian Beds. Therefore this dolomite has to be considered as the Anisian Mendola Dolomite. This observation permits to explain the structure of the anticlinoria without supposing any overthrusts.

Winkler's Carnian Beds east of the Savinja river very likely are Pseudozilian Beds. One must admit the possibility that the Pseudozilian Beds do not belong only to the Ladinian stage but partly also to the Carnian stage.

In some places south of the Laško Synclorium in the Triassic dolomite intercalations of red sandstone and shale appear. Here and there these intercalations are associated by green volcanic tuff, grey shale and sandstone. These beds have previously been mapped as Werfenian Beds, but their position between the dolomite and the volcanic tuff indicates a Middle Triassic age. We must consider them as shallow-water equivalents of the Pseudozilian Beds. Where these intercalations

pinch out, the whole Triassic above the Werfenian Beds is composed only of dolomite and limestone.

The paleogeographic relation of these sediments becomes clearer through comparison with southern Slovenia and Gorski Kotar. Here the Paleozoic strata are unconformably overlain by red beds supposedly of Carnian age (Koch, 1933). The unconformity indicates the existence of an island in the Middle Triassic. Along the shore of this island calcareous sediments and red shales, and more northwards the Pseudozilian black shales were deposited.

South of the Laško Synclinorium there are large masses of unbedded limestone, mapped as Dachstein Limestone (Bittner, 1884; Teller, 1907) and overlying the Triassic dolomite. In some places an unconformity between both could be observed. In a thin section of a limestone sample from Konjščica south of the Sava River, there are numerous orbitolines proving its Cretaceous age. Further investigations will show if other parts of these limestone masses represent the Dachstein Limestone or if all of them are younger and belong to the Cretaceous and possibly also to the Jurassic.

In the same area thin bedded limestone and shale have been found. They can be correlated with the scaglia and the Cretaceous Flysch of the eastern Sava Folds (Ramovš, 1958; Zlebnik, 1958).

Tertiary System

Bittner (1884) divided the Tertiary beds between Laško and Zagorje into the following units:

1. Brakish Sarmatian Beds
2. Marine Miocene Beds
 - a) Upper Leitha Limestone
 - b) Laško Marl
 - c) Lower Leitha Limestone
 - d) Miocene Marine Clay and Green Sandstone
3. Coal-bearing Socka Beds

Bittner's classification does not correspond to the natural stratigraphic units of the region, because observed unconformities require a different partition. The unconformity described by Bittner (1884, 485) between the Socka Beds and the Marine Clay, has been chosen by Stille (1924, 178) to establish the Savic orogenic phase. However in the mine at Zagorje a perfect conformity between the Socka Beds and the Marine Clay could be observed. The type locality of the Savic unconformity at Trbovlje is most likely a secondary unconformity as the result of landslides of the soft Marine Clay upon the eroded surface of the Socka Beds (Kuščer, 1955, 261).

Thus the unconformity in Bittner's sense does not exist, but there are two unconformities between younger strata, dividing the marine beds into three parts. The middle part represent most of

Bittner's Miocene Marine Clay and Green Sandstone. These have been called by Teller the Govce beds. It seems advisable to retain this name for the mentioned middle part only.

In the marine clay underneath the older of the two unconformities a rich Oligocene foraminiferal fauna has been discovered, proving a higher age of this stratum than believed previously. As the next higher beds are of Miocene age it is possible to use for this lower unconformity the name Savic unconformity, although it does not correspond to the supposed unconformity first described under this name.

On the other hand, we must consider the conglomerate on top of the Govce Beds as being the basal layer of the next younger formation. This follows from the transgressive position of the conglomerate upon older strata in several places in the Zagorje region, marking the younger, Styriac, unconformity. Therefore this basal conglomerate must be joined with Bittner's Leitha Limestones and Laško Marl, and together considered as one formation, hereafter called the Laško Beds.

After these changes the stratigraphic sequence of the Tertiary beds of Zagorje is as shown in Table 1 and Fig. 1. Each of the quoted formations will be described in detail in the subsequent chapters.

Table 1

3 rd cycle of sedimentation	5. Sarmatian Beds
	4. Laško Beds (Leitha Limestone, Laško Marl and basal conglomerate)
Styriac unconformity	-----
2 nd cycle of sedimentation	3. Govce Beds
Savic unconformity	-----
1 st cycle of sedimentation	2. Oligocene Marine Clay
	1. Socka Beds
Pireneic unconformity	-----
	Triassic basement

1. Socka Beds

After Stur's (1871) correlation between the type locality of the Socka Beds north of Celje, and the coal-bearing beds of Trbovlje and Zagorje, all the continental strata of this region lying between the Triassic basement and the Marine Clay were considered as Socka Beds. Included were also the light grey clayey, sandy and gravelly sediments underlying the coal seam, although such sediments do not appear at Socka. The Socka Beds of the Laško Synclinorium can be subdivided as follows:

Marly and shaly Upper Socka Beds

Coal seam

Clayey, sandy and gravelly Lower Socka Beds.

The thickness of the Lower Socka Beds varies from a few meters to nearly 100 meters. These variations appear partly to result from

tectonic amputations and partly to be a primary feature of this formation. The texture of the beds with their irregular intercalations of gravel, and absence of any fossils indicate a fluvial origin. According to lithologic composition of the pebbles, two types of the Lower Socka Beds can be distinguished. The first type, which has by far the larger extension, is characterized by predominantly keratophyre pebbles. Only in some restricted areas along the southern border of the synclinorium the second type with pure dolomite gravel can be found. Sediments with mixed composition appear rarely.

In the upper part of the Lower Socka Beds there are fewer gravel intercalations, and the light grey color changes into black of the carbonaceous shale immediately under the coal seam.

The coal is a hard and nearly black lignituous coal, with a heat of combustion of about 4500 kg-cal/kg. In the Kotredež and Loke pits the seam is approximately 20 meters thick and is getting thinner towards east, north and west. At the bottom of the seam there is a gradual transition from the carbonaceous shale to an argillaceous coal. The upper part of the coal seam is of better quality.

In the coal there are some light brown clayey intercalations, containing plagioclase crystals. The plagioclase from the Trbovlje coal mine has been described by Rumpf (1884), Maly (1885), Himmelbauer (1925), Petrascheck (1940, 45) and Munda (1940, 208—209). Petrascheck also mentions volcanic tuffs in the Huda Jama coal mine at Laško. The plagioclase occurring in the Zagorje coal seam has a mean composition of 46% anorthite, as determined by Nikitin's method (Nikitin, 1936). The composition indicates the origin from the andesite volcanoes of the Savinja valley. Namely the same composition has been shown by the plagioclase from the andesitic tuffs of the Savinja valley west of Celje (Germovšek, 1953, 140—141), and of the Upper Carniola Basin (Dolar-Mantuani, 1937, 148).

The Oligocene age of the coal seam has been proved beyond doubt by the discovery of the *Anthracotherium*, described by Hoernes (1876) as *A. magnum* Cuv.

The Upper Socka Beds of Zagorje contain a rich and well preserved flora which was described by Ettingshausen (1870). These beds are composed of a light brown or grey marl, lacustrine limestone, or thin-bedded shale with intercalations of fine sand. On the basis of their molluscan fauna these sediments were considered as purely lacustrine. However some marine fishes were found there by Gorjanović-Kramberger (1884, 1886, 1891, 1895), which show that some beds were brackish.

The Upper Socka Beds show abrupt facial changes. In the Orlek pit on the northern side of the synclinorium nearly the whole section of the Upper Socka Beds is composed of lacustrine limestone. The prevalent facies of the Upper Socka Beds in the central and southern region is of light grey or brown marl. In a restricted area east of Zagorje the Upper Socka Beds are wholly composed of thin bedded siliceous shale with some sandstone intercalations. From the eastern edge of this area a

marine marl with *Cardium lipoldi* and *Saxicava cf. slovenica* was mentioned by Bittner. The thin bedded texture of these beds points at a quiet water basin without larger benthonic organisms.

2. The Oligocene Marine Clay

The Socka Beds are overlain by the grey Marine Clay. In many places a gradual transition between both could be observed but in some places the boundary is sharp. Furthermore in the cores of bore holes near Orlek, in the marl just under the top of the Upper Socka Beds there are small channels filled with the dark grey clay containing foraminifers (Fig. 2.). Apparently at the time of the marine ingression the Upper Socka Beds were still soft and therefore some larger marine organisms could bore tubes into them.

In the western part of the Zagorje area the Oligocene Marine Clay is transgressive, and is lying with a conglomeratic basal layer immediately above the Triassic dolomite or Pseudozilian Beds. This proves that the Socka Beds have filled only depressions in the sinking synclinorium. Later the marine transgression advanced further over the Triassic anticlinoria and very probably covered the whole area of the Sava Folds. In some places the basal conglomerate contains small lithothamnions and even changes over into pure lithothamnion limestone.

The foraminiferal fauna of the Oligocene Marine Clay is very rich (some hundred species) and will be described in another paper. The most characteristic species are listed on p. 28 (Figs. 7, 8, and 9). The fauna is very similar to the fauna of the Kiscell Clay in Hungary.

The mineral composition of the washed clay is unusual, and is often rich in glauconite and plagioclase. The latter is similar to the plagioclase of the coal seam, with an only slightly lower content of anorthite (43 %).

Some samples contain also lepidocyclines and miogypsines (Fig. 6).

3. Govce Beds

During the geologic field work it is sometimes difficult to distinguish between the Oligocene Marine Clay and the overlying Lower Govce Beds. The clay of these younger beds is more sandy, and in the foraminiferal assemblages the majority of the characteristic Oligocene species are absent, but some of them still persist (e. g. *Robulus arcuato-striatus*, *Anomalinoides affinis*). During the exploration drilling and underground geologic mapping in the coal mine nearly everywhere between the Oligocene clay and the Lower Govce Beds a thin conglomeratic layer could be observed. Only on the northern boundary of the synclinorium near Orlek the conglomerate is thicker (up to 10 m.), and is accompanied by lithothamnion limestones with lepidocyclines and miogypsines. In one place up to 8 cm. large lepidocyclines were found and determined as *L. (Eulepidina) elephantina* (Munier-Chalmas) (Fig. 4 and 5). The miogypsines of some samples from Zagorje were determined by Papp (1954, 170). Our miogypsines are identical with his *M. cf. formosensis*.

The large lepidocyclines are also known from the Schio Beds of northern Italy, which are considered to be of Aquitanian age. It seems that the observed microforaminifers also indicate an Aquitanian age.

In the Govce Beds in the western part of the Zagorje area an intercalation of spongilite could be observed (Fig. 3.).

The higher Govce Beds contain a different fauna which is getting more and more brackish. If also the lower holomarine beds are included the Govce Beds can be divided into four zones:

4. Zone with *Streblus becarii*
3. Zone with *Nonion commune* and *Virgulina schreibersiana* (Fig. 11.)
2. Zone with *Bulimina elongata*
1. Zone with a rich foraminiferal fauna and some persistent Oligocene forms (Fig. 10.)

The brackish fauna is not characteristic of any Tertiary stage and it is not possible to determine the exact age of the higher zones.

In the eastern part of the Zagorje basin only the lower zones are preserved under the Styriac unconformity. The higher zones are restricted to the western part. The transgressive character of the Govce Beds is clearest in the westernmost part of the synclinoirum, where they lie on the Triassic basement.

In some places in the Govce Beds thin intercalations of a low grade lignitous coal appear. It is possible that the Aquitanian beds with coal, which has at one time been explored near Moravče (Kühnel, 1933, 92), are equivalents of these higher Govce Beds and not of the Socka Beds as previously supposed.

Teller places the type section of the Govce Beds at the Govce village, west of Laško, but only the lower marine Govce Beds are preserved there. Therefore it would be better to select the type section at Zagorje.

4. Laško Beds

The Laško Beds begin with a conglomeratic layer, which is overlain by a sandy limestone and sandy marl. Lithothamnion bioherms can be found there at different levels from the lowest to the highest beds. It is not possible everywhere to follow Bittner who supposed that the lithothamnions were most frequent only at the bottom and at the top of the Laško Beds, that is in his Lower and Upper Leitha Limestone.

In the Zagorje region the Laško Beds are nearly everywhere too hard to be examined by the usual micropaleontological methods, which explains the scarcity of data for this formation.

5. Sarmatian Beds

The terms Tortonian and Sarmatian will be used in the same meaning as in the descriptions of the Vienna Basin. After Thenius (1959) the Sarmatian Beds are only brackish equivalents of the higher Tortonian Beds of the type section in North Italy.

The Sarmatian Beds are the youngest in the Zagorje region, and they are preserved only in a narrow belt along the main synclinal axis. They begin with a soft grey clay, containing a Sarmatian microfauna, and in some places lithothamnion. The higher parts of these beds are composed of conglomerate and sandstone, possibly corresponding to Winkler's Carinthic Delta (Winkler, 1957, 25—29).

6. Pliocene Beds

The Pliocene sediments are preserved only as fluvial gravel on the Triassic plateau south of Zagorje. According to Winkler this gravel is of Dacian age.

7. Quaternary

There are only 6 to 8 m. thick alluvial gravels along the Medija and Kotredešičica Creeks and no older fluvial terraces occur. The slopes east of Kisovec are extensively covered by landslides, consisting mostly of blocks of Triassic dolomite and limestone, and underlain by Oligocene Beds. Only the largest landslides were entered into the geologic map (Fig. 18).

Correlation with some other Tertiary Regions

The western Sava Folds. The marine and the brackish facies of Aquitanian beds in this area were described by Kühnel (1933). The lepidocyclines of the limestone facies east of Kamnik were determined by Schubert (1908, 1913), and considered as Aquitanian. The lepidocyclinal limestone of the Zagorje region beyond doubt is equivalent to these beds. Brackish beds with *Cerithium margaritaceum* occur around Moravče village near the western end of the Laško Synclinorium. It is possible that they are equivalents of the brackish upper Govce Beds of the Zagorje area. The marine, mostly sandy and marly beds of the surroundings of Kamnik were divided by Kühnel into the Burdigalian, Helvetian and Tortonian beds. It seems however, that only two parts can be distinguished: the lower part which is equivalent to the Govce Beds, and the upper one, equivalent to the Laško Beds.

Gornji Grad Beds. The marine Middle Oligocene beds of Gornji Grad and Polšica were discussed a long time ago (Reuss, 1864; Kinkel, 1890; Oppenheim, 1896). Similar beds also occur in many other places in the Savinja Valley and in the Upper Carniola Basin. At Socka they are developed as limestone, containing ostreas, and overlain by Socka Beds. Further to the west at Mozirje sandy limestone with small nummulites can be found. It is overlain by the Socka Beds which in turn are covered by the marine clay with a foraminiferal fauna nearly identical with the fauna of the Oligocene Marine Clay at Zagorje. At Socka the equivalents of the Oligocene Marine Clay are developed in another facies, namely as brown marl.

In the basin of Gornji Grad the marine Oligocene beds are overlain by the fish shale of Brdca, which are covered by the foraminiferal clay.

The fish shale must be considered as an exact equivalent of the Socka Beds. This is confirmed by the findings of *Cardium lipoldi* and *Saxicava slovenica* by Rolle (1858, 24), and *Labrax styriacus* determined by Gorjanović-Kramberger (1891). Conglomeratic basal beds are developed only in the vicinity of Gornji Grad and were partly mapped as the Okonina conglomerate (Teller, 1896).

At Polšica in the Upper Carniola Basin there are no equivalents of the lacustral and brackish Socka Beds and therefore the Gornji Grad Beds are immediately overlain by the Oligocene Marine Clay. The situation is different at Medvode in the southern part of the Upper Carniola Basin, where brackish beds do appear, and represent the equivalents of the Socka Beds.

In the areas of Zagorje, Gornji Grad and Upper Carniola Basin the sequence of the Oligocene beds is conformable, therefore we must consider that the Gornji Grad Beds are equivalents of the lower part of the Socka Beds of Zagorje.

The Marine Miocene sediments of Dobrna were described by Teller as Tuffaceous Sandstone and as Leitha Limestone. It seems very likely that they are equivalents of the Govce and Laško Beds.

The correlation of the Tertiary beds of Socka, Gornji Grad and the Upper Carniola Basin, with the Tertiary beds of the Sava Folds is shown in Tab. 2.

The eastern Sava Folds. In the coal-bearing formation of Senovo in the eastern Sava Folds marine intercalations are more pronounced than in the western part (Munda, 1933). The facies of these beds is different from the Socka Beds in the western Sava Folds, and is more related to the Radoboj Beds (Anić, 1952).

Hungary, Southern Slovakia, Transilvania. In Hungary the Middle Oligocene is represented by the well known Kiscell Clay with a rich foraminiferal fauna described by Hantken (1875), Majzon (1940) and others. This fauna and the fauna of the Oligocene Marine Clay of the Sava Folds are nearly identical. It would be worthwhile to check the intermediate region for similar sediments, and possibly in this way prove that the two mentioned formations are directly connected. If this is the case it would become necessary to use the name Kiscell Clay also for the Oligocene Marine Clay of the Sava Folds.

Majzon discovered in a detailed stratigraphic examination of the Kiscell Clay, that its lower part is brackish. It was named Tard Beds and considered by Majzon as Lattorfian.

Similar brackish beds were described by Brestenska and Lehotayova (1960), and Prokšova (1960), from southern Slovakia and considered as Rupelian. The coal-bearing strata of Esztergom must be considered as equivalents of these brackish sediments.

In northern Transilvania the lower Oligocene Mera Beds are overlain by the Ileanda Fish-Shale. In some places on top of the latter a grey clay with *Clavulinoides szaboi* was found by Majzon (1944).

In the Panonian Basin the brackish and lacustrine sediments below the Oligocene Marine Clay have quite a wide extent. The conclusion is

CORRELATION OF THE TERTIARY OF THE SAVA FOLDS, SAVINJA VALLEY AND UPPER CARNIOLA BASIN

TABLE 2

Zagorje	Moravče, Kamnik	Šocka	Polšica	Medvode	
Sarmatian	Sarmatian				Sarmatian
Laško Beds (Leitha Limestone, Laško Marl, basal conglomerate)	Laško Beds	Leitha Limestone			Tortonian
Upper brackish Govce Beds (gravel, sand clay)	Beds with <i>Cerithium margaritaceum</i> near Moravče				Burdigalian
Lower marine Govce Beds (gravel, clay, sand, lepidocyclinal limestone)	Lower Miocene sandy beds at Kamnik Lepidocyclinal limestone of Briše	"Tuffaceous" sandstone			Aquitanian
			Andesitic tuff	Andesitic tuff	
Oligocene Marine Clay	Oligocene Marine Clay	Dobrna Marl	Oligocene Marine Clay	Oligocene Marine Clay	Rupelian
Upper Šocka Beds		Šocka Beds	Fish shale of Brdca	Brackish and sandy beds	
Lower Šocka Beds	Basal gravelly beds	Klanec Beds	Gornji Grad Beds Basal gravelly beds	Basal conglomerate	

that these brackish beds are equivalents of the Socka Beds and are of lower Rupelian age.

The Bavarian Mollase and the Tertiary of Häring. The Cyrene Beds of the Mollase basin have often been considered as equivalents of the Socka Beds. But the Cyrene Beds are underlain by the "Tonmergelstufe" which is an equivalent of the Kiscell Clay (Hagn & Holzl, 1952). Therefore the Cyrene Beds are younger than Socka ones.

The Tertiary of Häring is interesting because of the great lithologic similarity with the Tertiary of the Sava Folds. It was supposed that between the Häring Beds and the Socka Beds there was a rather great stratigraphic distance. According to the proposed revision of the geologic age of the Socka Beds, this distance is now smaller.

Northern Italy. The "Clavulina Szaboi Beds" of northern Italy, described by Hantken (1883), are of Upper Eocene age, and have no equivalents in the Sava Folds. The Gornji Grad Beds have always been considered as equivalents of the Castell-Gomberto Beds.

Of special interest are the Schio Beds, the stratigraphic position of which has often been discussed. Oppenheim (1903) treated this problem, and came to the conclusion that it is impossible to distinguish between the Chattian and Aquitanian stage. His opinion has been supported by many other authors. Oppenheim considered that the Schio Beds, which contain large lepidocyclines, are equivalent to the Govce Beds. The lepidocyclinal limestone of Zagorje fully confirms this correlation.

The Problem of the Chattian Stage and the Boundary between Oligocene and Miocene

In the Zagorje area there are no Chattian sediments. The stratigraphic hiatus between the Socka Beds and the Govce Beds may partly correspond to the Chattian stage, but it seems that the hiatus is not large, as the unconformity is not well pronounced.

The problem of the position of the boundary between the Oligocene and Miocene under or over the Aquitanian Beds is not to be considered as important, because it is a matter of agreement. The transgressive character of the Aquitanian lower Govce Beds certainly supports the conclusions of the Comité du Néogène Méditerranéen (Roger, 1959, 3), designating the Aquitanian as the lowermost stage of the Miocene.

THE STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE TERTIARY BEDS

In the pre-Tertiary beds of the surroundings of Zagorje one can not find any evidence for the beginning of the development of the synclinoria and anticlinoria. The development of the Laško Synclinorium begins with the sedimentation of the Socka Beds. The limited extent of the Lower Socka Beds and the lithologic composition of their gravels prove, that during their deposition the synclinorium was sinking, and receiving

material eroded from the adjacent anticlinoria. During the later Oligocene the whole area of the Sava Folds was sinking. This is reflected in the succession of the fluvial Lower Socka Beds, the coal seam, the lagunal Upper Socka Beds, and finally the Oligocene Marine Clay.

The Triassic basement of the Tertiary synclinorium is unsymmetrical. The northern part consists of the Pseudozilian Beds, the southern part, however, of dolomite and limestone. The incompetent Pseudozilian Beds are lying between the competent Anisian dolomite in the north, and the competent Upper Triassic dolomite and limestone in the south. As the major part of the Tertiary beds is underlain by the Pseudozilian Beds, the synclinorium is more severely deformed than the adjacent dolomitic and limestone areas.

The Savic and Styriac unconformities are developed as a consequence of broad upwarping of the Sava Folds. The main orogenic deformations took place during the post-Sarmatian phase.

THE PRESENT STRUCTURE OF THE ZAGORJE AREA

West of Zagorje the synclinorium is built up of a main synclinal, extending along the whole Zagorje valley. On both sides there are many smaller synclinals. West of Loke the southern flank of the main synclinal is overturned. This part of the synclinal is the deepest (approximately 1000 m.) of the whole Zagorje area.

In its western part the synclinals are separated by anticlinals, but in the middle and eastern part by longitudinal faults, mostly steep upthrusts. In the northern and southern parts of the synclinorium the upthrusting has been directed to the north and south, respectively. Because of the upthrusting, only one flank is preserved in some synclinals (Figs. 12, 13, 14 and 15).

West of the Loke pit a wrench fault cuts the northern and middle part of the synclinorium, but it does not continue into the southern part. It probably turns east, and continues under the alluvial plain of the Medija creek, towards the Loke pit. Here in the mine a complicated imbricate structure with upthrusts from north to south has been discovered. Most of the thrust planes are in the coal seam or just below it (Figs. 16 and 17).

The southern part of the imbricate structure of the Tertiary beds south-east of the Loke pit is covered with an overthrust of Triassic dolomite and limestone, directed northwards.

Since there is no true angular unconformity in the whole series of Tertiary beds, the imbricate structure could have formed only in the Pliocene. Good preserved Middle Pliocene surfaces south of Zagorje prove, that the overthrusting of the Triassic dolomite and limestone can not be younger than Middle Pliocene. The movements towards north and south alternated, and were completed during a short interval of the Lower Pliocene. Thus we have a clear exception to the well known rule that the deformations in a mountain chain are the result of an outward directed movement.

LITERATURA

- Ampferer, O., 1922. Zur Geologie des Untercrinntaler Tertiärs, Jb. geol. Bundesanst., 72, Wien.
- Anić, D., 1952, Gornjooligocenske naslage južnog pobočja Ivančice u Hrvatskoj (Krapina—Radoboj—Golubovac), Geol. vjes., II—IV, Zagreb.
- Arthaber, G., 1908, v: Frech, F., *Lathea geognostica*, II. Teil, 1. Bd., Stuttgart.
- Bittner, A., 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jb. geol. Reichsanst., 34, Wien.
- Brestenská, E., in Lehotayová, R., 1960, Spodnooligocénne brakické usadeniny s *Rotalia becarii* (L.) z oblasti Šturova (južne Slovensko). Geol. práce, Zpravy 19, Bratislava.
- Burst, J. F., 1958, »Glauconite« pellets: their mineral nature and application to stratigraphic interpretation, Bull. amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
- Cimerman, F., 1958, Razvoj oligocena pri Polšici, diplomsko delo, Ljubljana.
- Csepregy-Meznerics, I., 1956, Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunenuntersuchungen. Acta geol. Acad. Sci. hung., IV, 2, Budapest.
- Dietrich, W. O. und Kautsky, F., 1920, Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen oberen Meeresmolasse und des Tertiärs am Südrand der Schwäbischen Alb. Zbl. Mineral. Geol. Pal., 1920, Stuttgart.
- Dolar-Mantuani, L., 1937, Piračički tufi. Vjes. geol. inst. kralj. Jugoslavije, V, Beograd.
- Dreger, J., 1907, Geologische Karte Rohitsch und Drachenburg, Wien.
- Dreger, J., 1920, Erläuterungen zur geologischen Karte Rohitsch und Drachenburg, Wien.
- Ettingshausen, C., 1870, Ueber die Flora von Sagor. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Fuchs, Th., 1894, Tertiaerfossilien aus den kohlenführenden Miocaenablagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten »Aquitansischen Stufe«. Mitt. Jb. ung. geol. Anst., X., Budapest.
- Fuchs, Th., 1877, Führer zu den Excursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft.
- Fuchs, Th., 1884, Ueber einige Fossilien aus dem Tertiär der Umgebung Rohitsch—Sauerbrunn und über das Auftreten von Orbitoiden innerhalb des Miozäns, Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Geikie, J., 1940, *Structural and Field Geology*, 5th Ed., Edinburgh.
- Germovšek, C., 1953, Kremenov keratofir pri Veliki Pirešici, Geološka 1, Ljubljana.
- Geyer, G., 1902, Erläuterungen zur geologischen Karte der oesterr.-ungar. Monarchie, Sillian und St. Stefano del Comelico, Wien.
- Gignoux, M., 1950, *Géologie stratigraphique*, Paris.
- Gorjanović-Kramberger, D., 1884, Palaeoichthyološki prilozi. Rad. Jugosl. akad. znan. umjetn., LXXII, Zagreb.
- Gorjanović-Kramberger, D., 1886, Palaeoichthyologische Beiträge. Glasnik hrv. narav. društva, 1, Zagreb.
- Gorjanović-Kramberger, D., 1891, Palaeoichthyološki prilozi, dio II. Rad. Jugosl. akad. znan. umjetn. CVI, Zagreb.
- Gorjanović-Kramberger, D., 1895, Fosilne ribe Komena, Mrzleka, Hvara i M. Libanona uz dodatak o oligocenskim ribama Tüffera, Zagora i Trifajla. Djela Jugosl. akad. znan. umjetn. XVI, Zagreb.
- Gümbel, C. W., 1868, Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen älteren Eozängebilde oder der Kressenberger Nummulitenschichten. Abh. baycr. Akad. Wiss. II. Cl., I. Bd., II. Abt., München.
- Hagn, H., 1956, Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung. Palaeontographica, 107 A, Stuttgart.

- Hagn, H. und Hölzl, O., 1952, Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayern zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschliessenden Helvetikums. Geol. bavar., 10, München.
- Hamrla, M., 1954, Geološke razmere ob severnem robu laške sinklinale vzhodno od Savinje. Geologija 2, Ljubljana.
- Hantken, M., 1883, Die Clavulina-Szabói-Schichten im Gebiete der Euganeen und der Alpes maritimes, sowie die cretazische Scaglia in den Euganeen. Abh. ung. Akad. Wiss., XIII, 1., Budapest.
- Hantken, M., 1875, Die Fauna der Clavulina-Szabói-Schichten, I. Teil: Foraminiferen. Mitt. Jb. ung. geol. Anst., 4, Budapest.
- Himmelbauer, A., 1925, Kristallographische Eigenschaften des Andesins von Trifail. Tschermak's mineral. petrogr. Mitt., 38, Wien.
- Hinterlechner, A., 1959, Ladinske kamenine in hidrotermalne spremembe črnega glinastega skrilavca v okolici Črne. Geologija 5, Ljubljana.
- Höfer, H., 1868, Mittheilungen über einen Ausflug nach Hrastnigg und Zagor. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Hoernes, R., 1876, Anthracotherium magnum Cuv. aus den Kohlen-Ablagerungen von Trifail. Jb. geol. Reichsanst., XIII, Wien.
- Hoernes, R., 1877, Beiträge zur Kenntniss der Tertiär-Ablagerungen der Südalpen, III, Schioschichten in Südsteiermark. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Hoernes, R., 1892, Ein Beitrag zur Kenntniss der miocänen Meeresablagerungen der Steiermark. Mitt. naturwiss. Vereins Steiermark.
- Hoernes, R., 1906, Melongena Deschmani nov. form. aus den aquitanischen Schichten von Moräutsch in Oberkrain nebst Bemerkungen über die geographische Verbreitungen der lebenden Melongenidae. S. B. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., 115, Wien.
- Kautsky, F., 1925, Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miozäns und ihre Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen Amerikas. Mitt. geol. Ges. Wien, XVIII, Wien.
- Kettner, R., 1956, Vseobecná Geologie I, Praha.
- Koch, A., 1894, Die Tertiärablagerungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile, I. Theil, Paläogene Abteilung. Mitt. Jb. ung. geol. Anst., X, Budapest.
- Koch, F., 1933, Tumač geološkim kartama »Sušak—Delnice« i »Ogulin-Stari trg«. Povrem. izd. geol. inst. Jugosl., Beograd.
- Kossmat, F., 1936, Paläogeographie und Tektonik. Berlin.
- Kühnel, W., Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krain. Prirodosl. razpr. 2, Ljubljana.
- Kuščer, D., 1955, Nova opazovanja o savski fazi. Geologija 3, Ljubljana.
- Kuščer, D., 1962, Psevdoziljski skladi v okolici Zagorja. Geologija 7, Ljubljana.
- Lahee, P. H., 1941, Field Geology, New York-London.
- Lazjko, E. M., 1962, Osnovy regionalnoj geologiji SSSR, Lvov.
- Lipold, M. V., 1857-a, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856. Jb. geol. Reichsanst. VIII, Wien.
- Lipold, M. V., 1857-b, v: Sitzungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Sitzung am 14. April 1857. Jb. geol. Reichsanst. 8, Wien.
- Majzon, L., 1944, Die Vorkommen von Clavulina szabói Hant. in Nord-siebenbürgen, Magy. K. Földt. Int. 1944 évi Jel., 4, Budapest.
- Majzon, L., 1958, A Jugoszláviai »Sotzka« rétegek kora, Földt. közl. LXXXVIII, Budapest.
- Maly, R., 1885, Analyse des Andesins von Trifail in Steiermark. S. B. Akad. Wiss., Wien, 91.
- Metz, K., 1957, Lehrbuch der tektonischen Geologie, Stuttgart.
- Moret, L., 1955, Précis de Géologie, Paris.
- Morlot, A. V., 1850, Ueber die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. Jb. geol. Reichsanst. 1, Wien.

- Munda, M., 1939, Stratigrafske in tektonske prilike v rajhenburški terciarni kadunji. Rud. zbor., III, Ljubljana.
- Munda, M., 1940, Starost in nastanek premogovih slojev v Rajhenburgu in Trbovljah. Rud. zbor. III/4, Ljubljana.
- Munda, M., 1953, Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. Geologija 1, Ljubljana.
- Nevin, C. M., 1945, Principles of structural geology. New York.
- Nikitin, V., 1936, Die Fedorow-Methode. Berlin.
- Papp, A., 1954, Miogypsinidae aus dem Oligozän von Zagorje. Geologija 2, Ljubljana.
- Papp, A., 1955, Lepidocyclinen aus Zagorje und Tuhinjska dolina östlich von Kamnik (Slowenien). Geologija 3, Ljubljana.
- Papp, A. — Thenius, E., 1959, Handbuch der stratigraphischen Geologie, Bd. III, Tertiär. Stuttgart.
- Petrascheck, W., 1926/29, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Katowice.
- Petrascheck, A., 1940, Alter und Bildung der Kohlenflöze von Reichenburg (Rajhenburg) und Trifail (Trbovlje) in Slowenien. Berg. Hüttenm. Monatsh. 88, Leoben.
- Pettijohn, F. J., 1957, Sedimentary rocks, New York.
- Prokšová, D., 1960, Mikropaleontologické zhodnotenie terciéru Štúrovsko-objasti. Geol. Práce, Zprávy 19, Bratislava.
- Rakovec, I., 1931, Morfološki razvoj v območju posavskih gub. Geogr. vestn. VII, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1937, Razvoj terciarja pri Medvodah. Vesn. geol. inst. Jugosl. V, Beograd.
- Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geogr. vestn. XXII, Ljubljana.
- Ramovš, A., 1958-a, Razvoj zgornjega perma v loških in polhograjskih hribih. Slov. akad. znan. umetn., Razpr. IV, Ljubljana.
- Ramovš, A., 1958-b, Starost »krških skladov« v okolici Krškega. Geologija 4, Ljubljana.
- Reuss, A. E. 1864, Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. Denkschr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 23, Wien.
- Roger, J., 1959, Resolution du Comité du Néogène Méditerranéen. Mitt. geol. Ges. Wien, 52, Wien.
- Rolle, F., 1857, Geologische Untersuchungen zwischen Weitenstein, Windisch-Graz, Cilli und Oberburg in Unter-Steiermark. Jb. geol. Reichsanst. VIII, Wien.
- Rolle, F., 1858, Ueber die geologische Stellung der Sotzka-Schichten in Steiermark. S. B. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 30, Wien.
- Rumpf, J., 1884, Ueber den Andesin in der Braunkohle von Trifail. Anzeiger Akad. Wiss. I, Wien.
- Schlosser, 1923, Révision der Unteroligocänfauna von Häring und Reit im Winkel. Neues Jb. Mineral. Geol. Pal. XLVII, 88, Stuttgart.
- Schubert, R. J., 1908, Beiträge zu einer natürlichen Systematik der Foraminiferen. Neues Jb. Mineral. Geol. Pal., 88 XXV, Stuttgart.
- Schubert, R. J., 1913, referat o članku: P. L. Préver, La fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dei terreni terziarii dell'alta Valle dell'Aniene. Neues Jb. Mineral. Geol. Pal. 1913/II, Stuttgart.
- Slokan, K. in Kuščer, D., 1958, Zemeljski plazovi na rudnikih. Rud.-metal. zbornik, 1958/1, Ljubljana.
- Stache, G., 1899, Jahresbericht des Directors. Verh. geol. Reichsanst. Wien.
- Stille, H., 1924, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
- Strahov, N. M., 1958, Fakty i gipotezy v voprose ob obrazovanii dolomitovyh porod. Izv. akad. nauk SSSR, ser. geol., 1958/6, Moskva.
- Stur, D., 1864, Bemerkungen über die Geologie von Unter-Steiermark. Jb. geol. Reichsanst. XIV, Wien.

- Stur, D., 1871, Geologie der Steiermark. Graz.
- Szöts, E., 1956, Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages chatien et aquitanien. Acta geol. hung. IV/2, Budapest.
- Teller, F., 1885, Ein neuer Fundort triadischer Cephalopoden in Südsteiermark. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Teller, F., 1885, Oligocänbildungen im Feistritzthal bei Stein in Krain. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Teller, F., 1886, Neue Anthracotherienreste aus Südsteiermark und Dalmatien. Beitr. Paläont. Österr.-ung. IV, Wien.
- Teller, F., 1889, Daonella Lommieli in den Pseudo-Gailthalerschiefern von Cilli. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Teller, F., 1896-a, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen, Wien.
- Teller, F., 1896-b, v: Stache, G., Jahresbericht des Directors. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Teller, F., 1897, v: Stache, G., Jahresbericht des Directors. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Teller, F., 1899, v: Stache, G., Jahresbericht des Directors. Verh. geol. Reichsanst., Wien.
- Teller, F., 1907, Geologische Karte der österr.-ung. Monarchie, SW-Gruppe, 93, Cilli-Ratschach, Wien.
- Termier, H. et Termier, G., 1956, L'évolution de la Lithosphère, II. Orogénèse. Paris.
- Thenius, E., 1959, Probleme der Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän. Anzeiger Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl. 1959, 6, Wien.
- Twenhofel, W. H., 1950, Principles of sedimentation. New York-Toronto-London.
- Winkler, A., 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. geol. Ges. Wien, XVI, Wien.
- Winkler, A., 1936, Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. Geol. Rundschau, Stuttgart.
- Winkler, A., 1937, Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien.
- Winkler, A., 1958, Geologisch-geomorphologische Studienergebnisse aus den nördlichen Karawanken, aus Nordslowenien und Nordwestkroatien. Neues Jb. Geol. Pal. Abh. 106, Stuttgart.
- Zollikofer, Th., 1859, Die geologischen Verhältnisse von Untersteiermark südlich der Sann und Wolska. Jb. geol. Reichsanst. X, Wien.
- Zollikofer, Th., 1862, Ueber die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles von Steiermark, Jb. geol. Reichsanst., XII, Wien.
- Žlebnik, L., 1958, Prispevek k stratigrafiji velikotrnskih skladov. Geologija 4, Ljubljana.

PRIMERJAVA SPODNJE IN ZGORNJE ZGRADBE IDRIJSKEGA RUDIŠČA

Ivan Mlakar

Z 8 slikami in 1 tabelo

Uvod

Konec leta 1964 je obiskal idrijski rudnik znani sovjetski geolog V. I. Smirnov in zapisal tole: Videl sem mnogo rudišč v raznih delih sveta in med njimi nekatera zelo zapletena. Toda odkrito priznam, da rudišča s tako komplicirano zgradbo, kot je v Idriji, še nisem videl; nedvomno spada v strukturnem pogledu med najbolj komplicirana endogena rudišča na svetu (1965, 85).

Zato ne preseneča, da geološka zgradba idrijskega rudišča še vedno ni zadovoljivo pojasnjena, čeprav so se z njo ukvarjali že mnogi raziskovalci in čeprav pridobivajo živo srebro v Idriji že skoraj 500 let.

Eden najvažnejših nerešenih strukturnih problemov je brez dvoma medsebojno razmerje spodnjega in zgornjega dela rudišča. Zaradi številnih napačnih stratigrafskih uvrstitev v jami starejši raziskovalci niso poznali tega problema. Šele z odkritjem permskih plasti in z razčlenitvijo spodnjetriadnih skladov smo lahko ugotovili, da imata spodnji in zgornji del rudišča različno zgradbo (Mlakar, 1957, 1959). Zgornji del rudišča sestavljajo predvsem wengenske kamenine in anizični dolomit, medtem ko grade njegov spodnji del gornjepaleozojske plasti ter spodnjetriadni skladi. Plasti spodnje zgradbe vpadajo strmo proti severovzhodu, njihovo stratigrafsko zaporedje od severnega kontakta proti jugu pa je pravilno. Vprašanje, kdaj in na kakšen način je prišla »zgornja zgradba« rudišča na »spodnjo«, je ostalo odprto (Mlakar, 1959, 172).

V naslednjih letih je Berce reševal obenem z drugimi vprašanji tudi problem spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča (Berce, 1960, 1962 a, 1963 b). Ugotovil je, da na bolj ali manj strmih paleozojskih in spodnjetriadnih plasteh spodnje zgradbe rudišča leži wengenska serija kamenin zgornje zgradbe rudišča. Konglomerat prekriva psevdofiljski skrilavec, a na njem leže na višjih obzorjih kasijanske in celo karnijske plasti (Berce, 1962 a, 13). Skratka, predladinske kamenine rudišča so slabo nagubana podlaga, večkrat prelomljena in prekrita z wengenskimi plastmi (1963, 148).

Z geoloških prereзов idrijskega rudišča (Berce, 1960, sl. 2; 1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3), vidimo, da si je Berce razlagal stik spodnje in zgornje zgradbe rudišča kot tektonsko-erozijsko diskordanco.

S to interpretacijo je le na prvi pogled lepo rešil obravnavani problem. S skrbno obdelavo rezultatov jamskih sledilnih del in vrtenja smo zbrali mnogo podatkov, ki ne govore v prid njegovi razlagi.

V naslednjih poglavjih bomo ta zanimivi strukturni problem osvetlili na podlagi novih ugotovitev.

Razvoj langobardskih plasti v idrijskem rudišču

Ključ za rešitev vprašanja o odnosu med spodnjo in zgornjo zgradbo idrijskega rudišča je razčlenitev langobardskih skladov v jami. V starejši literaturi so opisali te plasti Lipold (1874), Kossmat (1898, 1899, 1911) in Kropač (1912).

Lipold (1874, 450) ni dal podatkov o medsebojnem razmerju wengenskih plasti v rudišču, kamor je prištel tuf in laporni skrilavec z roženci, skrilavec skonca in apneni konglomerat. Mnogo pozornosti pa je posvetil razvoju enako starih skladov na površini.

Kossmat (1899, 15 do 17) je opazil, da skrilavec skonca prehaja v dolomitno brečo in celo v konglomerat anizične starosti. Plasti skonca je imel za lokalno tvorbo, ki ne zavzema določenega stratigrafskega horizonta (Kossmat, 1898, 94). Med wengenske sklade v jami je uvrstil tudi porfirnitni tuf in skrilavec z roženci (1911, 345).

Kropač (1912, 17, 19) je ugotovil, da je skrilavec skonca baza wengenskih plasti. O tufu je menil, da je identičen s peščenjakom skonca (1912, 17). Wengenskega konglomerata v rudišču ni našel (1912, 19). Važna pa je njegova ugotovitev, da je tuf v jami krovina plasti skonca (1912, 17).

V novejši literaturi najdemo nekaj novih podatkov o langobardskih plasteh v idrijskem rudišču. Berce (1958, 10—12, 24) je opisal skrilavec in peščenjak skonca ter tuf in trdil, da so wengenske plasti v jami nekoliko drugače razvite kot na površini, saj v jami skoraj ni konglomerata niti breče. Dve leti kasneje (1960, fig. 2) je prvič omenil med wengenskimi plastmi v idrijskem rudišču psevdofiljski skrilavec. Tako je označil navadno le spodnji del črnega glinastega skrilavca, ki se v obliki klina zajeda v triadne plasti rudišča. Vsi starejši raziskovalci so ga uvrščali med karbonske sklade. Berce (1962 a, 13) je ugotovil tudi, da wengenski konglomerat prehaja ponekod v dolomit enake starosti in opozoril še na psevdogrödenski in psevdofiljski peščenjak (1962 a, 15).

Med langobardske plasti v jami so torej dosednji raziskovalci uvrstili prav različne kamenine, niso pa rešili njihovega medsebojnega razmerja.

Iz jame je doslej premalo fosilnih ostankov, da bi mogli te plasti stratigrafsko razčleniti. Zato podajamo le njihov litološki in petrografski opis ter obravnavamo predvsem njihovo medsebojno lego.

Podlaga langobardskih skladov v idrijskem rudišču je sivo zeleni peščenjak. Petrografsko sestavo te kamenine kažejo zbruski št. 10, 11, 14, 19, 20, 83, 361 ter 375 z drugega medobzorja in drugega ter četrtega obzorja (Berce, 1953). Osnova kamenine je drobnozrnat kremen, v katerem so pogostna večja zrna dolomita. Kalcedon je pogosten in često nastopa v lepo razvitih zrnih ali v obliki žilic. V nekaterih zbruskih naj-

demo vlaknat ali lasast mineral, ki je najbrž kaolinit (zbruski št. 14, 20 in 375). Vezivo je kremenovo, redkeje karbonatno.

Te, po našem mnenju bazalne tvorbe langobardskih skladov v idrijskem rudišču so leta 1963 raziskali tudi na fakulteti za naravoslovje in tehnologijo v Ljubljani. Strmoletova je pregledala tri vzorce iz različnih delov rudišča in ugotovila naslednje:

Vzorec št. 5 s tretjega obzorja (tik slepega jaška Leitner) je rjavkasto siva drobnozrnata kamenina, zelo trda z neravnim lomom. S solno kislino ne reagira. Vsebuje redke bele žilice in 2 cm veliko gnezdo pirita.

Pod mikroskopom vidimo zelo drobna zrna kremenata in kalcedona v še bolj drobnozrnati osnovi istih mineralov, ki zavzema približno 15 % površine zbruska. Zrnca dosežejo velikost do 0,02 mm. Kot drugotni minerali nastopajo kristalizirani pirit (10 %), manjše krpe karbonata, verjetno drobnozrnatega dolomita (5 %) in zelo redka zrna kremenata s premerom do 0,25 mm. Žilice, debele 1 mm do 2 mm, sestavljata pretežno kristalizirani dōlomit in roženec.

Vzorec št. 6, prav tako s tretjega obzorja (tik ob slepem jašku Bončina), je svetlo siva do temno siva kompaktna kamenina z belimi do 0,5 cm dolgimi lisami. Zelo bogat je z drobnozrnatim piritom. Lomi se ostrorobo, nepravilno, s solno kislino ne reagira.

Osnovna masa sestoji, kot pri prejšnjem vzorcu, iz zrn kremenata in kalcedona; razlikuje se le po tem, da je več neprekristalizirane mase, ki vsebuje tudi nekaj zelo drobnozrnatega sericita. Karbonatov ni, pač pa so številne slabo zaobljene sekrecije drobnozrnatega kremenata in kalcedona, ki sestavljajo nehomogeno strukturo. Te sekrecije so velike 1 mm do 3 mm. Med seboj se razlikujejo po tem, da vsebujejo več kalcedona, ali več kremenovih zrn. Pirita je okrog 20 % in to v posameznih lepo kristaliziranih zrnih in tudi v večjih masah. Kot alotigen mineral nastopa še cirkon; njegova zrna so velika 0,05 mm.

Vzorec št. 7 s četrtega obzorja (180 m južno od sipke Auersberg 2, pri poligonski točki 4243), je temno siva zelo drobnozrnata kamenina z rahlo zelenkastim odtenkom in po gladkih odlomnih ploskvah z mastnim sijajem. Opazimo slabo izraženo nepravilno plastovitost s svetlo sivimi in temno sivimi pasovi. Reakcija s solno kislino je negativna. Drobnozrnata masa je sorazmerno homogena. Zrnca s premerom do 0,05 mm so povečini kremenova, manj je kalcedonovih. Nekatera od teh zrn bi bila morda lahko glinenčeva, vendar so predrobna, da bi jih lahko določili. Veziva, ki je skoraj izključno sericit, pomešan delno z glinenimi in organskimi snovmi, je sorazmerno veliko (okrog 4 %). Karbonatov v vezivu ni, kremenova zrna pa so redka in velika 0,1 mm do 0,2 mm. Vezivo vsebuje tudi 1 % do 2 % pirita.

Vsi trije vzorci predstavljajo izrazito kisle usedline, sestavljene predvsem iz kremenata in kalcedona. Vsebujejo sorazmerno veliko pirita, ki je neenakomerno razporejen po vsem zbrusku.

Na bazalnem kremenovem peščenjaku leži dolomitni konglomerat. Kontakt med njima je oster. Večji del navadno dobro zaobljenih produktov ima premer 1 cm do 4 cm. Vezivo je drobnopeščeno ali dolomitno.

Največji in najpogostnejši so prodniki rumenkasto sivega dolomita; dosežejo celo 20 cm v premeru. Manj je kosov temno sivega zrnatega dolomita, medtem ko so prodniki temnega apnenca zelo redki. Konglomerat je masiven, le tu in tam vsebuje tanke pole drobnozrnatega, drobljivega sivo zelenega peščenjaka z večjimi dolomitnimi prodniki. Po barvi in sestavi prodnikov v konglomeratu sklepamo, da so iz anizičnih in zgornje-skitskih kamenin.

Konglomerat postopno prehaja v drobnozrnati peščenjak z apnenim vezivom in s sledovi rastlinskih ostankov. Z naraščanjem apnene komponente prehajajo te plasti v temno sivi gosti apnenec, ki je v glavnem masiven, le tu in tam vsebuje tanke skrilave vložke.

Opisane kamenine petrografsko niso raziskane.

Na apnencu ležita črni glinasti skrilavec antracitnega sijaja ter drobnozrnati peščenjak. S solno kislino le tu in tam slabo reagirata in vsebujeta rastlinske ostanke.

Lipold je našel v teh skladih na tretjem, petem in šestem obzorju pomembno floro (1874, 455), ki jo je določil Stur. Črni glinasti skrilavec in peščenjak so imenovali kot plasti skonca, po lokaciji, ki jo je Lipold (1874, Taf. IX) označil kot »S konza graben« (okrog 0,5 km severovzhodno od jaška Delo, ki so ga takrat imenovali »Josefi Schacht«), kjer so ti skladi lepo razgaljeni.

V zbruskih kamenin skonca z drugega, tretjega in četrtega obzorja (Berce, 1953, zbruski št. 15, 48, 68, 69, 70) opazujemo drobna karbonatna in kremenova zrna, vezana z amorfnno organsko snovjo. Dolomitna in kremenova zrna so velika okrog 0,001 mm. V nekaterih zbruskih nastopa sljuda, v drugih je ni. Kalcedonova zrna so redka. Skrilavost je jasno izražena. Glinencev v teh zbruskih ni.

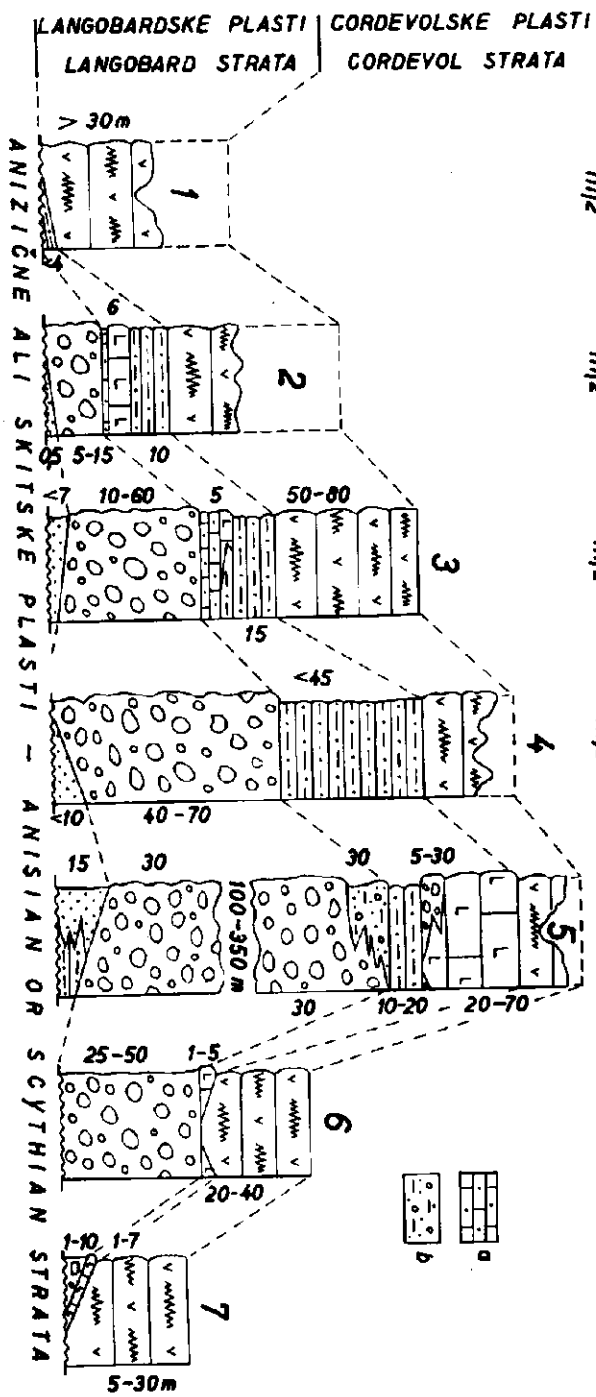
Med plastmi skonca doslej nismo našli vložkov belega apnenca, ki ga omenja Berce (1953, 10; 1958, 11). Plasti skonca prekrivata sivkasto zeleni navadno drobnozrnati tuf in tufit, ki vsebujeta pole sivih in črnih rožencev in sta vedno lepo plastovita; posamezne plasti so debele 2 do 10 cm.

Te kamenine so mikroskopsko raziskane s prvega, drugega, šestega in sedmega obzorja (Berce, 1953, zbruski št. 1, 25, 413, 177). Njihova osnova je iz drobnih kremenovih in karbonatnih zrn. Karbonati zapolnjujejo nekdanje razpoke in votlinice ali pa nastopajo kot zrna. Večja zrna so kremen ali glinenci, ki so navadno sveži in dobro ohranjeni. Pogosto opazujemo prezeze radiolarij in kristale pirita. Brez karbonatnih zrn je le zbrusek št. 25.

V nivoju Antonijevega rova smo ugotovili, da na tufu in tufitu leži mlečno beli cordevolski dolomit.

Sl. 1. Korelacija langobardskih plasti v idrijskem rudišču in njegovi okolici: a temno sivi apneni peščenjak, b rdeči in rumenkasti apneni peščenjak

Fig. 1. Correlation of Langobardian strata in Idrija ore deposit and adjacent areas. a dark gray calcareous sandstone, b red and yellowish calcareous sandstone



LANGOBARDSKE PLASTI | CORDEVOLSKJE PLASTI
 LANGOBARD STRATA | CORDEVOL STRATA

ANIZIČNE ALI SKITSKE PLASTI - ANISIAN OR SCYTHIAN STRATA

- III/2 Rudišče Idrja
Idrija ore deposit
Tatnina-Delo
Footwal-Delo
- III/2 Rudišče Idrja
Idrija ore deposit
Tatnina-Borba
Footwal-Borba
- III/2 Rudišče Idrja
Idrija ore deposit
Južni blok
Southern block
- III/2 Rudišče Idrja
Idrija ore deposit
Severni blok
Northern block
- IV Zavratec, Kurja vas
Urbanovec, Gore
- IV Tičnica
Poljančev hrib
- IV Stanice, Govekarjev vrh
- III/2 Kališče, Potok

V zaporedju langobardskih plasti v različnih območjih rudišča posamezni litološki členi manjkajo, kar kaže, da so se sedimentacijski pogoji hitro spreminjali. Razvoj teh skladov v posameznih območjih rudišča kaže slika 1.

Na območju rudišča jame Delo, ki ga rudarji že od nekdaj imenujejo »Talnina«, predstavljata langobardske plasti skoraj izključno tuf in tufit. Ležita na zgornjeskitskih in anizičnih kameninah. Le tu in tam smo pod njima z vrtnjem našli do 4 metre debele plasti skrilavca skonca z lečami temnega apnenca (vrtini 9/X-62, 13/X-62), vendar debeline tufskih kamenin na tem območju ne moremo podati.

Na območju rudišča jame Borba, ki ga rudarji že od nekdaj imenujejo »Talnina«, leži navadno na zgornjeskitskih plasteh sivkasto zeleni bazalni peščenjak in včasih konglomerat. Plast peščenjaka je debela največ 0,5 metra, a konglomerata 5 do 15 metrov. Na konglomeratu leži tanka pola apnenega peščenjaka, ki ga prekriva temno sivi jedrnati apnenec, debel ponekod 6 metrov. Tu in tam apnenec ni bil odložen. Na apnencu oziroma konglomeratu leži skrilavec skonca, debel do 10 metrov, nad njim pa sledita tuf in tufit.

Kot južni blok smo označili langobardske sklade ob južni strani osrednjega »karbonskega jezika«, severni blok pa sestavljajo langobardske in anizične plasti na severni strani tega pasu (sl. 2, 3, 4 in 5).

V južnem bloku je v podlagi langobardskih plasti, ki leže inverzno, sivkasto zeleni peščenjak, debel do 7 metrov. Nad njim sledi konglomerat, katerega debelina niha od 10 do 40 metrov. Na njem leži temno sivi apneni peščenjak, ki je v tem bloku najlepše razvit in debel ponekod celo 5 metrov. Tu in tam peščenjak preide v temen apnenec. Na peščenjaku oziroma apnencu leži skrilavec skonca, debel do 15 metrov in prekrit s sivkasto zelenim tufom in tufitom, debelim 50 do 80 m.

Tudi v severnem bloku je podlaga langobardskih plasti sivkasto zeleni peščenjak, debel ponekod celo 10 metrov, a navadno precej tanjši. Na njem leži konglomerat, ki je najdebelejši, saj doseže ponekod celo 70 metrov. Prekriva ga skrilavec skonca brez vložkov apnenčevega peščenjaka in apnenca. Tudi plasti skonca so na tem območju najbolj razvite; njihova debelina doseže 40 metrov. Prevladuje peščenjak skonca, in to predvsem v zgornjih delih teh skladov. V krovnini teh plasti smo ponekod našli zelen tuf.

Razčlenjevanje langobardskih skladov v idrijskem rudišču često otežkoča zapletena tektonska zgradba. V dokaz pravilnosti naših ugotovitev bomo primerjali razvoj teh skladov v jami z razvojem enako starih plasti v okolici Idrije (sl. 1, stratigrafske lestvice 5 do 7). Podatke smo zbrali pri geološkem kartiranju strukture tretjega in delno četrtega nariva v pasu od srednje Kanomlje in Nikove do Rovt. Dopolnili smo jih z ugotovitvami številnih globokih vrtin v okolici Idrije, vrtanih od leta 1959 dalje.

Na območju Gor sta v podlagi langobardskih skladov skrilavec in peščenjak skonca z nekaj apnene primesi (Zaspana grapa, Brusovše). Plasti so debele okrog 15 metrov in leže na anizičnem dolomitu (sl. 5). V teh skladih so starejši raziskovalci našli pomembno floro (Lipold,

1874; K o s s m a t, 1910, 1911). Plasti skonca prekrivata dolomitni in nato pisani konglomerat. Klastične kamenine langobardske starosti so na območju Gor izredno debele, kar smo ugotovili z globokim vrtanjem. V vrtini V-21/63 znaša njihova debelina 324 metrov, v vrtini V-25/64 pa celo 417 metrov pri vpadu okrog 15° proti jugozahodu.

Na konglomeratu, ki je predvsem iz prodnikov skitskih kamenin, ležita ponekod apneni skrilavec in peščenjak, nekoliko podobna grōden-skim plastem. Sledita črni glinasti skrilavec in rumenkasto rjavi peščenjak z nekaj apnene primesi, ki ju ne moremo razlikovati od podobnih sedimentov pod konglomeratom. Najlepše sta razgaljena na območju Urbanovec—Lešetnica in na Kovačevem rovtu v okolici Vončine. Tu ju je opazil že L i p o l d (184, 442) in označil kot plasti skonca. Njihova debelina znaša 10 m do 20 m. Na njih leži svetlo sivi apnenec, debel okrog 50 metrov in prekrit s tufom in tufitom z roženci. Cordevolske plasti pa so že erodirane.

Skoraj enak razvoj langobardskih skladov najdemo tudi na območju Kurje vasi in Rovt prav tako v strukturi četrtega nariva. Na konglomeratu, odloženem neposredno na anizičnem dolomitu, ležita rdeči apneni skrilavec in peščenjak. Berce ju je označil kot psevdogrōdenske plasti (1962 b, 158). Prekriva ju črni apneni skrilavec z vložki peščenjaka in konglomerata. Skladi so debeli okrog 70 metrov (podatki vrtine R-5/62). Na njih sledi apneni konglomerat v debelini okrog 30 metrov, nato pa sivi gosti apnenec, debel do 40 metrov. Enak položaj zavzema apneni konglomerat tudi na območju Urbanovca, kjer doseže le nekaj metrov debeline. Langobardska serija plasti se konča s tufom in tufitom z roženci. Cordevolske plasti pa so že odnesene.

Na Tičnici in Poljančevem hribu je v krovlini idrijskega rudišča v četrtem narivu bazalna plast langobardske podstopnje sivi konglomerat (sl. 1, 6 lestvica). Na njem leže nekaj metrov debele leče sivoga apnenca. Najmlajši langobardski usedlini sta zopet tuf in tufit s polami rožencev. Prekriva ju mlečno beli cordevolski dolomit.

Na Govekarjevem vrhu in na vzhodnem delu grebena Slanic navadno ni konglomerata in apnenca; langobardske plasti predstavljajo le gomoljasti apnenec ter tuf in tufski lapor z roženci.

Enak razvoj teh skladov najdemo tudi v strukturi tretjega nariva med dolino Zale in Rovtami.

Čeprav so prikazani profili langobardskih plasti na območju Idrije med seboj precej oddaljeni in pripadajo različnim tektonskim enotam (tretjemu in četrtemu narivu) in čeprav povsod niso razviti vsi langobardski litološki členi, je razmerje med njimi povsod isto.

Kjer so v jami odloženi vsi langobardski litološki členi, je v njihovi podlagi sivkasto zeleni peščenjak (sl. 1 stratigrafske lestvice 2 do 4). Nasprotno pa sta ugotovila že L i p o l d (1874, 441) in K r o p a č (1912, 16); da sestavljata talnino wengenskih plasti na južnem pobočju Gor skrilavec in peščenjak skonca. Problem bazalnih sedimentov langobardskih plasti pojasnjuje vrtina Č-2/64 na severnem obrobju konglomeratnega pasu, širokega okrog 1,5 km, ki se vleče v smeri vzhod—zahod od Idrije proti Rovtam. Vrtina je locirana na langobardskem konglomeratu v bližini

kontakta z anizičnim dolomitom v grapi Črna, 750 metrov v zračni črti zahodno od vasi Zgornji Zavratac.

Do globine 36,8 metra smo prevrtali konglomerat iz sivih do temno sivih dolomitnih prodnikov s peščenim vezivom. Prodniki dosežejo celo 10 cm v premeru. Sledi temno sivi skrilavi peščenjak, enak plastem skonca. Od 40,6 m do 55,5 m smo našli konglomerat iz sivih do temno sivih dolomitnih prodnikov in z dolomitnim vezivom, pod njim pa rdeči, nekoliko skrilavi sivi kremenov peščenjak z mnogo drobnih piritnih zrn. Te plasti leže na sivem drobnozrnatem dolomitu anizične starosti. Dolomit je po razpokah obarvan rožnato; kontakt s peščenjakom je v globini 71,6 metra. Sivi peščenjak je makroskopsko povsem enak peščenjaku v idrijskem rudišču v podlagi konglomerata.

Na enem in istem kraju torej najdemo v bazi konglomerata tako plasti skonca kakor tudi sivi oziroma rdeči peščenjak; vmes je le tanjša konglomeratna cona. Samo rdeči peščenjak smo ugotovili v podlagi konglomerata zahodno od Idrije na območju Zgornje Idrije pri Podobniku. Zato lahko upravičeno trdimo, da so plasti skonca v podlagi konglomerata na južni strani konglomeratnega pasu Gore—Rovte ekvivalent sivega in rdečega peščenjaka, ki se pokažeta v bazi konglomerata na severni strani tega pasu, kakor tudi sivo zelenega bazalnega peščenjaka v idrijskem rudišču.

Potemtakem skrilavca in peščenjaka v jami, kjer ležita nedvomno na konglomeratu in ju prekrivata tuf in tufit z roženci, ne moremo istovetiti s plastmi skonca v Zaspani grapi, ki so pod konglomeratom. Platem skonca v jami ustrežata na površju nekoliko apneni skrilavec in peščenjak, ki ležita na konglomeratu v bližini Vončine, Urbanovca in na območju Rovt.

Skrilavec in peščenjak nad konglomeratom (Vončina, Urbanovec) kažeta povečano stopnjo radioaktivnosti, podobno kot plasti skonca v jami. Nasprotno pa so litološko enake kamenine v bazi konglomerata (Zaspana grapa, Brusovše) povsem jalove.

Z lokalno oznako plasti skonca so torej starejši raziskovalci označili dva litološko enaka horizonta, ki imata v razvoju langobardskih skladov različno lego. Da zadržimo vrednost starejše literature, bomo sklade označevali kot zgornji in spodnji horizont skonca. V idrijskem rudišču je razvit samo zgornji horizont skonca, medtem ko je sivo zeleni bazalni peščenjak ekvivalent spodnjega horizonta skonca; na območju Gor pa najdemo oba stratigrafska člena.

Zgornji peščeno-skrilavi horizont skonca prekriva na območju Gor sivi apnenec, kakršen leži v »Talnini« jame Borba pod njim. V južnem bloku je apnenec slabo razvit in leži med skrilavcem in peščenjakom, v profilih 1 in 4 (sl. 1) pa ga nismo mogli ugotoviti. Zaradi pogostnega menjavanja lege apnenca v peščeno-skrilavem horizontu moramo imeti te litološke člene za stratigrafsko enoto.

Langobardska serija skladov se na idrijskem prostoru vedno konča s tufom in tufitom z roženci. Nasprotno pa je Berce (1962 b, sl. 2) uvrstil langobardske tufske kamenine precej niže, celo pod psevdofiljski in psevdogrödenski horizont. Le okrog 500 m severovzhodno od Rovt smo

doslej našli nekaj metrov debelo plast tufa v zgornjem horizontu skonca. Lepe podatke nudita vrtini V-24/63-64 in V-28/64 na območju Urbanovca ter vrtini R-4/62 in R-5/62 v Rovtah. Povsod ležita skrilavec in peščenjak neposredno na konglomeratu, brez vmesnega tufskega horizonta. Vrtina R-7/64 v Kurji vasi pri Rovtah dokazuje, da ležita langobardski tuf in tufit šele na sivem plastovitem močno silificiranem apnencu.

»Psevdoziljske« in »psevdogrödenske« plasti v jami

V literaturi o idrijskem rudišču je psevdoziljski skrilavec prvič omenil Berce (1960, 66). Dve leti kasneje (1962 a, 15) je opozoril še na psevdoziljski in psevdogrödenski peščenjak. Tako je imenoval posamezne langobardske stratigrafske člene, ki so litološko podobni karbonskim oziroma grödenskimi plastem.

Kot psevdoziljski skrilavec je označil črni glinasti skrilavec, ki se zajeda v zgradbo rudišča v obliki klina in je s treh strani obdan z langobardskimi sedimenti (1960, sl. 2; 1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3). Starejši raziskovalci so mu pripisovali karbonsko starost, v zadnjih treh desetletjih pa so ga vzporejali s hochwipfelskimi skladi v Posavskih gubah. Berce je uvrstil med te plasti celo karbonski skrilavec v vsej bližnji okolici Idrije (1962 a, sl. 2).

Kot psevdoziljski peščenjak je označil Berce (1962 a, sl. 4) sivi kremenov peščenjak na višjih obzorjih v severnem bloku. Danes uvrščamo ta peščenjak v sosisko stopnjo permskega sistema, ki je na idrijskem razvita v grödenski faciji. Na istem profilu je prikazal kot psevdoziljski peščenjak bazalni langobardski peščenjak v južnem bloku.

Domneva, da črni glinasti skrilavec v idrijskem rudišču ni karbonski temveč triadni, ni nova. Do tega sklepa je prišel že Höfer (Kossmat, 1899, 271) in pri tem podobno primerjal karbonske plasti s skrilavcem skonca. Kossmat (1899, 272) je to domnevo ostro zavrnil in se pri tem skliceval predvsem na litološke razlike med enimi in drugimi kameninami.

Karbonsko starost črnega glinastega skrilavca na območju Idrije je ugotovil Lipold (1857, 1874) z brahiopodama *Productus latissimus* Sow. in *Productus giganteus* Mart. ter rastlinskimi ostanki. Stur je v njih spoznal *Calamites suckowii* Brgt., *Dictyopteris brongnarti* Gutb. in *Sagenaria* sp. V istih skladih je našel še *Pecten* sp.

Berce (1962 a, 13) je našel med Smukom in Cukom ter južno od Poljanca v nekdanjem karbonskem skrilavcu rastlinske ostanke, ki kažejo na ladinsko starost teh kamenin. Enake ostanke naj bi bili našli starejši raziskovalci tudi v samem rudišču, a so jih uvrstili med plasti skonca — torej v wengen. Podatkov o določitvi rastlinskih ostankov s Tičnice Berce ni navedel.

Tudi v rudišču Idrija smo pred nekaj leti na drugem medobzorju našli v sljudnatem peščenjaku, vloženem med skrilavce, nedoločljive ostanke rastlin.

Langobardska starost črnega glinastega skrilavca osrednjega skrilavega pasu paleontološko torej ni dokazana. Primerjajmo zato petrografske sestavo starostno problematičnega karbonskega skrilavca v osrednjem jeziku

zgornjih obzorij rudišča s sestavo enakih kamenin na območju severnega kontakta. Tu je skrilavec v stiku z grödenskimi ter zgornjepermjskimi plastmi, zato tudi Berce ni dvomil o njegovi paleozojski starosti.

Zbrusek št. 61 (drugo obzorje, pred slepim jaškom Smidt) kaže naslednjo sestavo (Berce, 1953): V prsteni osnovi leže drobna zrnca kremenena, velikosti do 0,1 mm. Sljuda je zelo drobnozrnata in jo komaj opazimo. Kremenova zrnca so zaobljena in enakomerno razvrščena. Tu in tam najdemo zrna kalcedona. Vezivo je drobnozrnato kremenovo ali debelozrnato karbonatno.

Zbrusek št. 357 (prvo obzorje, pri slepem jašku Florjan) je drobnozrnati kremenov peščenjak z večjimi mandlji prav tako drobnozrnatega kremenena. V njih in ob njih nastopa debelozrnat karbonat. Kalcedon je pogosten in zapolnjuje nekdanje razpoke.

Iz spodnje zgradbe rudišča imamo le zbrusek št. 201 (deveto obzorje, pri slepem jašku Poš). Zrnca kremenena so zaobljena in enako velika. Vezivo je drobnozrnato kremenovo in karbonatno. Zbrusek vsebuje tudi nekaj optično dvoosnih mineralov.

Kot se glinasti skrilavec in peščenjak iz spodnje in zgornje zgradbe rudišča makroskopsko med seboj ne razlikujeta, tudi v zbruskih, ki jih imamo na razpolago, ne moremo ugotoviti bistvenih razlik v njuni sestavi. Predvsem pa v zbruskih št. 61 in 357 ni glincev, ki bi kazali na langobardsko starost.

Petrografske raziskave teh kamenin je Strmoletova v letu 1963 dopolnila še s sedimentno petrografsko analizo.

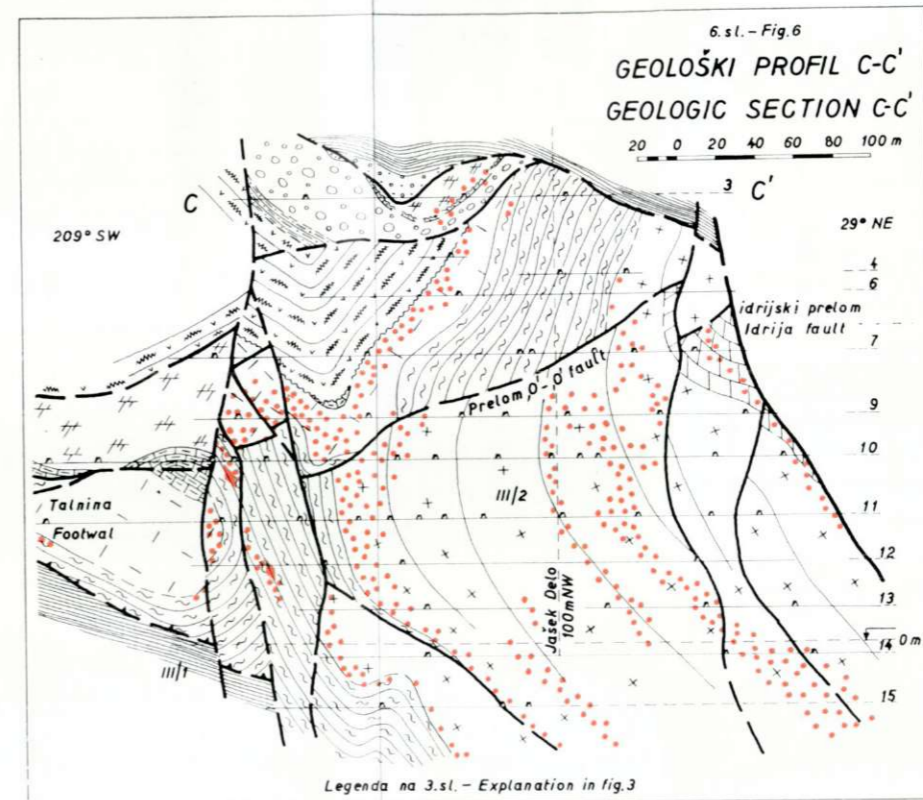
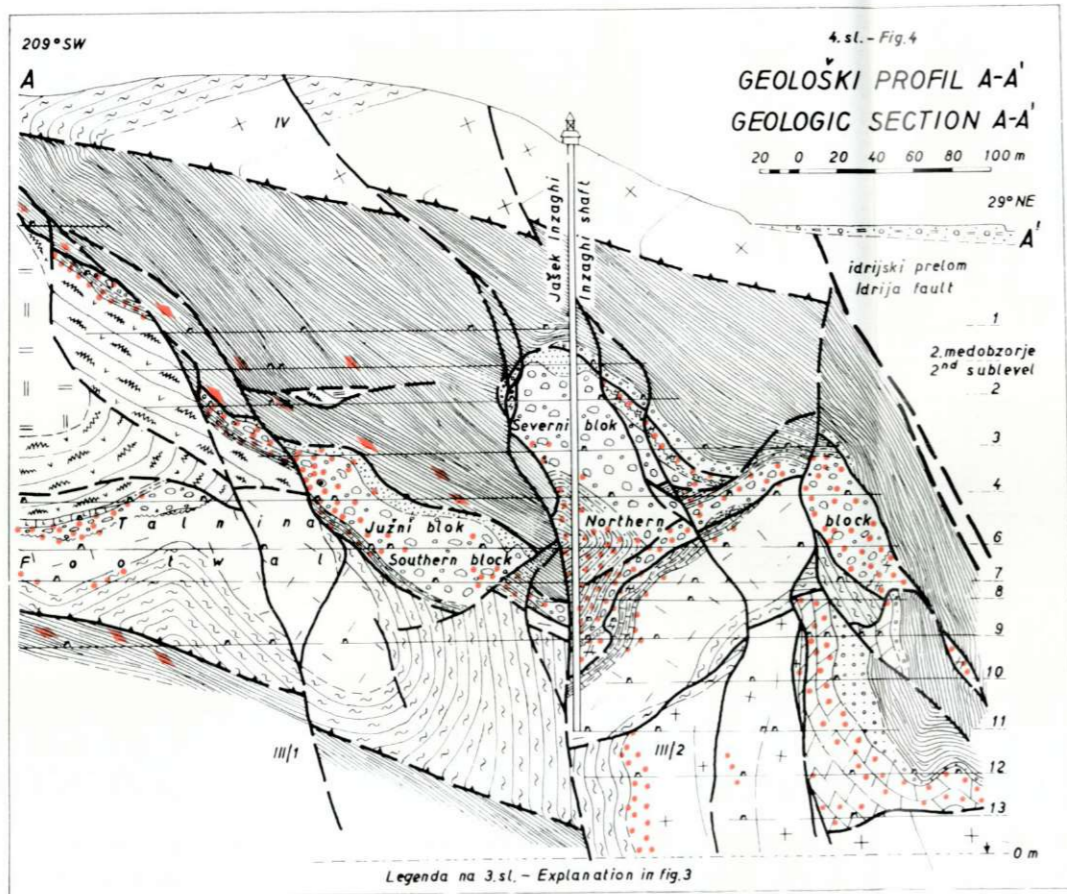
Medtem ko vsebujeta vzorca št. 1 in 2 težke minerale starostno problematičnega skrilavca v osrednjem jeziku, sta vzorca št. 3 in 4 brez dvoma iz skrilavca paleozojske starosti.

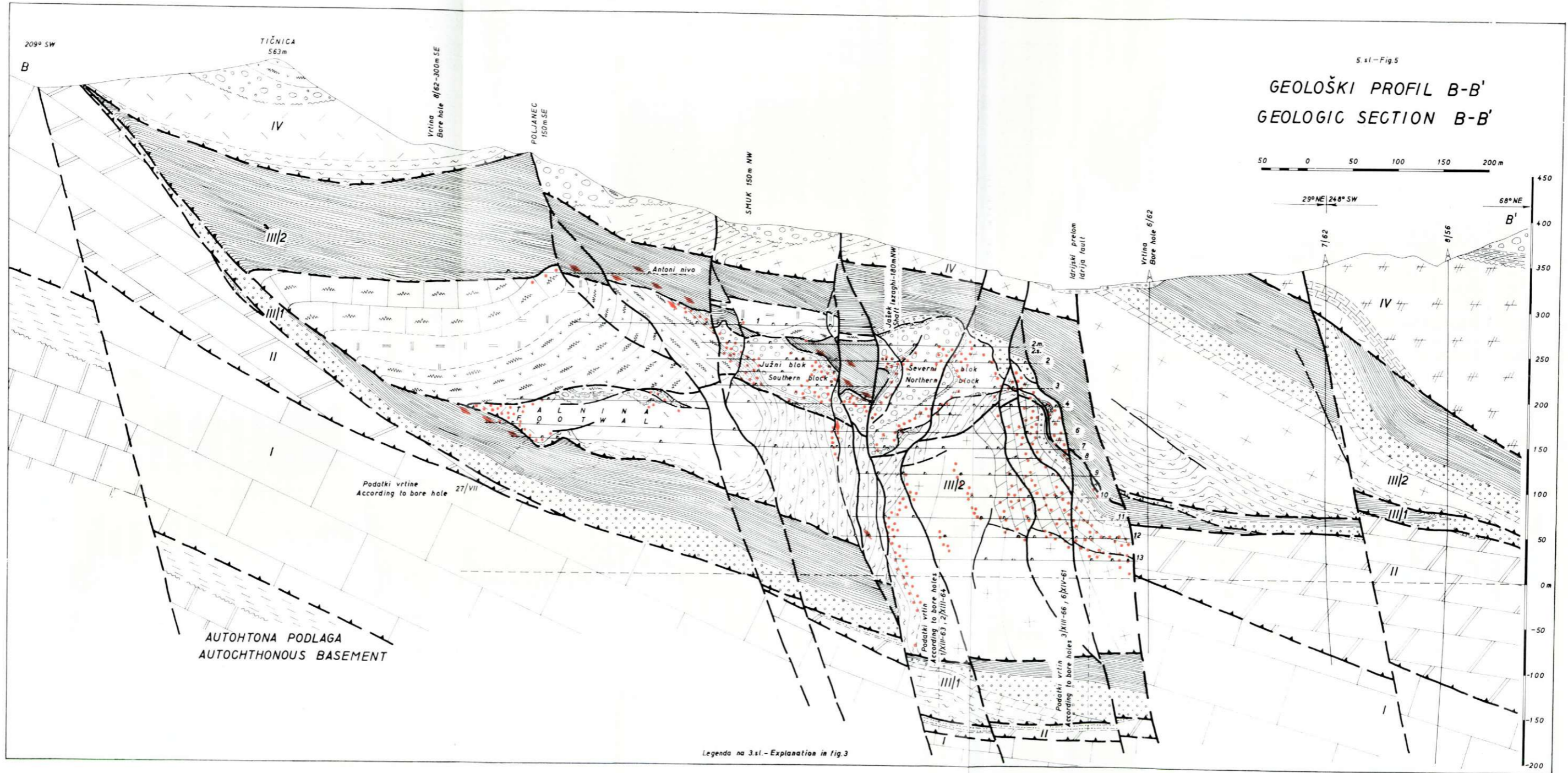
Pogostnost težkih mineralov, izraženo v odstotkih, kaže 1. tabela.

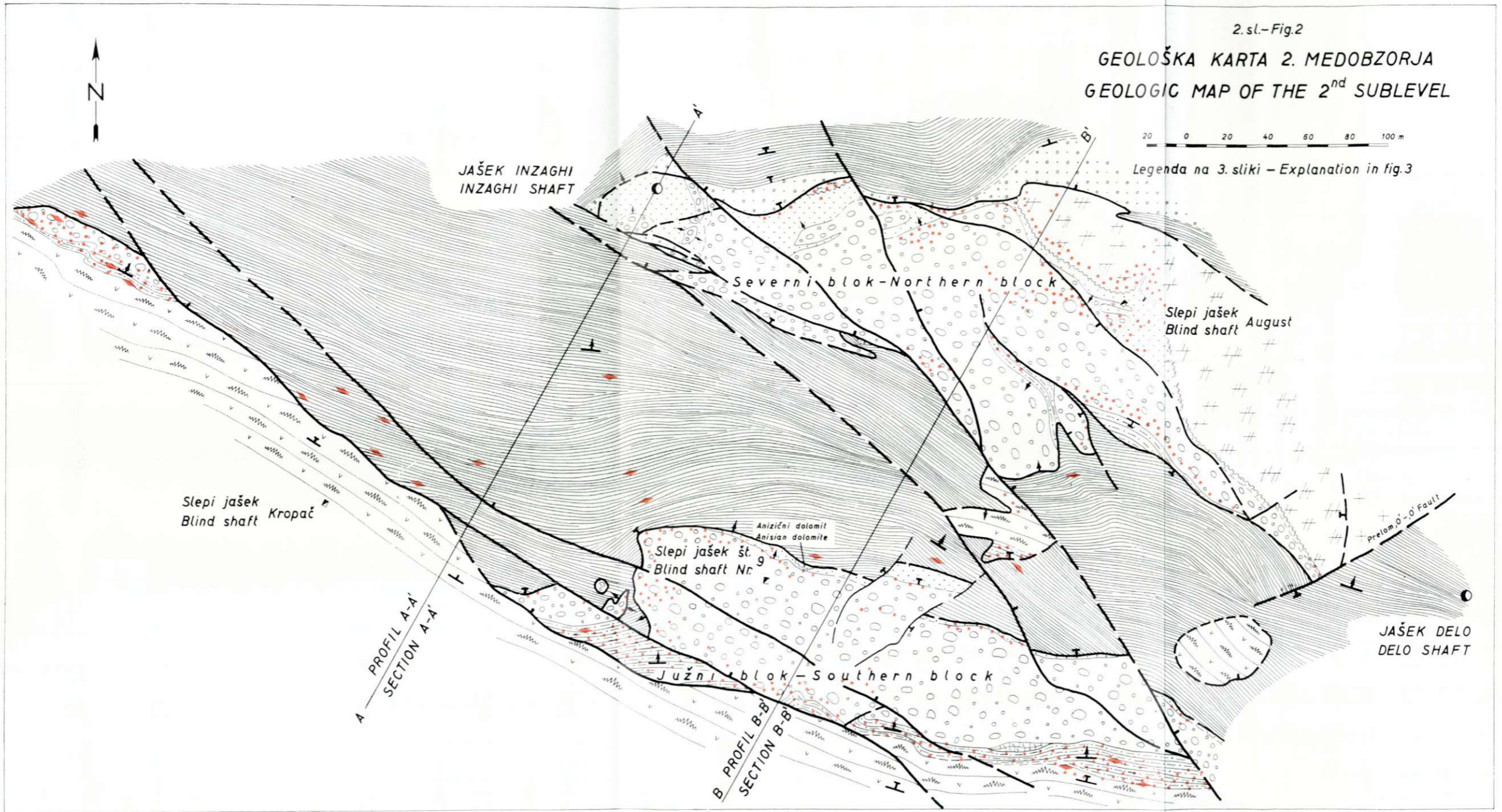
Med vzorci št. 1 in 2 ter 3 in 4 v združbah težkih mineralov ni bistvenih razlik, čeprav je po množini pirit, korunda, staurolita in limonita prvi vzorec podoben drugemu, a tretji četrtemu.

Velika podobnost v sestavi vseh štirih vzorcev je toliko bolj očitna, če jih primerjamo z vzorcema št. 5 in 6. Vzorec št. 5 kaže združbo težkih mineralov v kompaktnem temno sivem glinastem skrilavcu, zelo podobnem karbonskem. Vzeli smo ga nad vasjo Poče severno od Cerklja. Kamenine so dokazane kot langobardske (Berce, 1959, 22, 23). V primerjavi s štirimi vzorci iz rudišča Idrija vsebuje ta skrilavec več magnetita in levkoksena, poleg tega pa epidot in zoisit. Po mnenju Strmoletove ti minerali kažejo, da je skrilavec nastal iz materiala metamorfnih kamenin.

Vzorec z oznako Kurja vas je iz temno sivega skrilavca s svetlikačo se površino zaradi drobno razpršenega pirit. S solno kislino kamenina burno reagira. Je del jedra vrtine R 5/62 iz globine 25 metrov, kjer je temno sivi apneni skrilavec, debel okrog 70 metrov, vložen med langobardski konglomerat. Je edini sediment med langobardskimi plastmi na tem območju, ki bi ga litološko lahko primerjali s karbonskim skrilavcem. Vendar le-ta predstavlja zgornji horizont skonca.







Mineralna sestava tega vzorca je izredno enostavna. Devetindevetdeset odstotkov težkih mineralov pripada neprozornim mineralom, od tega 74 % piritu. Po nekaterih oblikah sodeč, je verjetno sekundarnega — organogenega izvora. Nadalje najdemo 21 % limonita in 4 % magnetita. Manj od 1 % vseh prešteti zrn težkih mineralov pripada epidotu in cirkonu.

Take sestave enega vzorca po mnenju Strmoletove ne smemo imeti za poprečno na tistem območju; lahko je popolnoma lokalnega pomena. Zanimiva je ugotovitev, da glede na langobardsko starost teh dveh vzorcev ni nobenega minerala, značilnega za obdobje vulkanskega delovanja.

Po rezultatih petrografskih in sedimentoloških raziskav lahko upravičeno trdimo, da je osrednji, to je starostno problematični skrilavec v idrijskem rudišču enake sestave in enake starosti kot skrilavec na ob-

TEŽKI MINERALI V VZORCIH SKRILAVCEV IZ IDRIJSKEGA RUDIŠČA IN NJEGOVE OKOLICE V %

1. tabela

Minerali	Vzorec 1 II. med- obzorje Pri sl. j. Kropač	Vzorec 2 IV. obzorje Pri sl. j. Joško	Vzorec 3 IX. obzorje Pri jašku Borba	Vzorec 4 X. obzorje Pri sl. j. Plaminek	Vzorec 5 Cerkno Poče	Vzorec 6 Kurja vas Vrtina R 5/62
Cinabarit	1	17	22	—	—	—
Pirit	50	44	67	69	15	74
Korund	13	9	4	3	15	—
Magnetit	—	2	<1	1	21	4
Leukoksen	4	1	—	5	15	—
Anataz	2	2	1	3	1	—
Rutil	<1	—	0,5	1,5	2	—
Staurolit	3	4	1	<1	2	—
Epidot	—	—	—	—	5	<1
Zoisit	—	—	—	—	2	—
Granat	—	1	—	—	1	—
Cirkon	2	1	<1	3	5	<1
Diopsid	1	—	<1	1<	—	—
Rogovača	1	—	—	—	—	—
Barit	—	2	1,5	1,5	—	—
Biotit	<1	<1	<1	<1	2	—
Limonit	9	5	2	4	~7	21
Skrilavci	11	11,5	—	3	~7	—
Število pre- šteti zrn	325	305	432	380	220	217

močju severnega kontakta spodnjega dela rudišča. Paleozojska starost teh kamenin pa je z njihovo stratigrafsko lego jasno podana.

O paleozojski starosti obeh skrilavcev ni več nobenega dvoma, vendar pa karbonska starost teh plasti paleontološko ni zanesljivo dokazana. R a m o v š domneva, da določitev obeh brahiopodov, na podlagi katerih je L i p o l d ugotovil karbonsko starost teh skladov, ni zanesljiva (1956, 23). Tudi rastlinski ostanki lahko kažejo po njegovem mnenju na manjšo starost.

Kasneje R a m o v š (1965) trdi, da je vsaj del »hochwipfelskih skladov« v Posavskih gubah iz trogkofelske stopnje. Domneva pa, da so vse ali vsaj večji del »hochwipfelskih plasti« Posavskih gub permske starosti, in sicer pretežno iz trogkofelske stopnje.

Teh ugotovitev na idrijskem prostoru, ki predstavlja zahodni del Posavskih gub (L i m a n o v s k y, 1910), doslej paleontološko nismo mogli potrditi. V prid tej domnevi govori le konkordanca med »karbonskimi« in grödenskimi plastmi. Lahko jo opazujemo na več krajih v idrijskem rudišču.

Tako leži na drugem obzorju, 70 m severno od slepega jaška Brus, drobnozrnat rumenkasto siv grödenski peščenjak na črnem glinastem skrilavcu. Kontakt je oster, in neporušen ter med enimi in drugimi kameninami ne moremo ugotoviti kotne diskordance.

Dokler permske starosti nekdanjih karbonskih hochwipfelskih skladov na idrijskem prostoru ne dokažemo tudi paleontološko, jih bomo označevali le kot gornjepaleozojski glinasti skrilavec z vložki sljudnatega peščenjaka.

Kot psevdogrödenske sklade je B e r c e na geološki karti ozemlja Gradišče—Kotlina, jugovzhodno od Rovt (1963 b, sl. 2) označil rdeči peščenjak. Nahajamo ga v tretjem narivu, kjer leži na langobardskem konglomeratu. V stratigrafski lestvici (1962 b) ima pravilno lego. Toda značilne apnene komponente, ki ga loči od grödenskih kamenin, med litološkimi karakteristikami tega peščenjaka ni omenil.

V idrijskem rudišču je B e r c e med psevdogrödenske sklade uvrstil sivi kremenov peščenjak na višjih obzorjih ob severnem kontaktu (1962 a, sl. 4). Kasneje je prištel mednje celo del skrilavca in peščenjaka skonca ter bazalni langobardski peščenjak v južnem bloku (1963 b, sl. 3).

Sivi kremenov peščenjak na višjih obzorjih tik ob gornjepaleozojskem skrilavcu severnega kontakta (sl. 2, 4 in 5) se od grödenskega peščenjaka spodnje zgradbe rudišča litološko ne razlikuje. To dokazujejo zbruski št. 5, 49, 67 ter 368 z zgornjih obzorij rudišča in zbruski št. 204, 213, 214 ter 215 s spodnjih jamskih obzorij (B e r c e, 1953). Grödenska starost kremenovega peščenjaka v spodnjih delih rudišča je nesporna, saj se skladi stikajo s paleontološko dokazanimi zgornjepermskimi plastmi (M l a k a r, 1959, 168).

Prva in druga kamenina sta kremenov peščenjak. Vezivo je drobnozrnato kremenovo in karbonatno. Kalcedona je malo, sljuda nastopa le izjemno, glincev pa sploh ni.

Permsko starost sivega kremenovega peščenjaka v zgornjih obzorjih rudišča dokazuje poleg tega tudi njegov stik s črnim zgornjepermskim dolomitom na tretjem obzorju severno od slepega jaška Jalovina.

Po mineralni sestavi spominja na grödenske sklade le langobardski bazalni peščenjak. Razlikuje se od njih po zelenkastem odtenku, pasoviti teksturi ter večji količini kalcedona, ki ga je v grödenskih plasteh le malo. V grödenskem peščenjaku je zatem več sljude, a langobardski bazalni peščenjak vsebuje ponekod kaolinit (Berce, 1953, zbruski št. 14, 20, 375) ter do 1 cm debele pole roženca (drugo obzorje, 55 m vzhodno od jaška Inzaghi).

Že doslej zbrani podatki dokazujejo, da so v zgornjih nivojih rudišča tudi mladopaleozojske plasti in ne samo kamenine srednjetriadne starosti, kot je ugotovil Berce. Svojo trditev bomo v naslednjih poglavjih podkrepili še s strukturnimi dokazi.

Naš namen ni zavračati ali dokazovati upravičenost imen psevdoziljski in psevdogrödenski skladi za posamezne langobardske litološke člene na vsem idrijskem območju. Zadovoljimo se z ugotovitvijo, da ti imeni zaradi sestava in lege plasti v idrijskem rudišču ne ustrezata za sklade, ki jih je Berce tako imenoval. Kot psevdoziljske plasti bi v jami lahko imenovali kvečjemu apnenec, peščenjak in skrilavec zgornjega horizonta skonca.

Lega idrijskega rudišča v krovni zgradbi idrijsko-žirovskega ozemlja

Pri razčlenjevanju idrijske narivne zgradbe (Mlakar, 1959 in 1964) smo posamezne narivne enote označili kot »luske«. Raziskovanja v zadnjih letih pa so pokazala, da oznaka »luska« ne ustreza tipu narivnih deformacij na idrijskem prostoru. Povsod ne najdemo za luske značilnega ponavljanja zaporedja plasti, ki so premaknjene za več kilometrov, in narivne ploskve vpadajo zelo položno proti severu ali severovzhodu. Zato je bolj primerno, da govorimo o narivih, ali celo o pokrovih.

Na območju Veharš, Zavratca in Podklanca, okrog 7,5 km vzhodno od Idrije, smo v profilu sever—jug z globokimi vrtinami Č₁-64, Č₂-64 in Č₃-65 dokazali nariv gornjepaleozojskih ter spodnjetriadnih plasti na zgornjetriadni dolomit v dolžini 5 km. Narivna ploskev vpada le pod kotom 11° proti severu.

Geološki prerez idrijskega rudišča (sl. 5), izdelan po podatkih rudarskih del in vrtin, dokazuje narive v dolžini več kot 1500 m; vpadni kot narivnih ploskev znaša navadno manj kot 20° proti severovzhodu. Če upoštevamo še lego zgornjetriadnega dolomita na spodnjekrednem apnencu v podaljšku tega profila proti jugozahodu na območju Pšenka, Pevca, Čekovnika in Fežnarja, je nariv zgornjetriadnih plasti na krednem apnencu dolg vsaj 6 km. Narivna ploskev je v tem delu skoraj horizontalna.

Okrog 3 km severozahodno od Idrije, na območju Rošpove grape, Rejca in Nikove, smo v profilu severovzhod—jugozahod z geološkim kartiranjem in vrtinami 1/50, 2/51 ter 3/52 dokazali lego triadnih kamenin na krednem apnencu v dolžini treh kilometrov. Narivna ploskev vpada ponekod celo proti jugozahodu, a navadno pod kotom 12° proti severovzhodu.

Ob predpostavki, da imajo tektonska okna eocenskega fliša v dolini Idrijce in Nikove ter izdanki fliša v Kanomlji v Bratuševi grapi in grapi za Belim potokom več ali manj sklenjeno zvezo pod mezozojskimi skladi Trnovske gozda s flišem Vipavske doline, znaša dolžina nariva četrte »luske« vsaj 18 km. Narivna ploskev je blago sinklinalno upognjena.

Čeprav te domneve še nismo potrdili z vrtnami, so na idrijskem območju že dokazani narivi v dolžini 3 km do 6 km. Če upoštevamo razpored dobljenih podatkov v prostoru, se ta dolžina poveča na 8 km do 10 km. Ker so narivne ploskve horizontalne ali položno nagnjene proti severu, severovzhodu in jugozahodu, narivnih enot ne bomo več označevali kot luske, temveč kot prvi, drugi, tretji in četrti pokrov.

Največje dimenzije doseže brez dvoma četrti pokrov, na manjši površini pa je ugotovljena struktura drugega pokrova. Tretji pokrov smo v prečnih profilih dokazali še vedno v širini štirih kilometrov in se proti severovzhodu izklinja. O razsežnosti prvega pokrova imamo zbranih premalo podatkov.

V krovni zgradbi idrijsko-žirovskega ozemlja je idrijsko rudišče v strukturi tretjega pokrova (Mlakar, 1964). V podlagi rudišča so z jamskimi vrtnami našli spodnjekredni apnenec prvega pokrova. Na njem leži drugi pokrov, ki je precej stanjšani, če ga primerjamo s podatki iz širše idrijske okolice (sl. 5). Vrtine 27/VII, 2/XIII, 3/XIV, 4/XIV, 4/XV in 5/XV so našle zgornjetriadni dolomit in na njem pisani karnijski peščenjak. Z rudarskimi deli smo to strukturo dosegli na višini Antonijevega rova in v jugovzhodnem delu rudišča.

Prek tretjega pokrova so narinjeni skladi četrtega pokrova, ki ga sestavljajo v glavnem spodnjetriadne in srednjetriadne plasti v normalni superpoziciji.

Tretji pokrov, za katerega je skoraj povsod značilno inverzno zaporedje plasti, je sestavljen iz dveh delov.

Prvi del tretjega pokrova grade črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec, grōdenski peščenjak, zgornjepermski dolomit in spodnjekredne plasti (sl. 5). Skladi leže vedno inverzno, a tu in tam so posamezni stratigrafski členi iztisnjeni. Strukturo III/1 smo raziskali z omenjenimi vrtnami v jami. Debeli je poprečno 65 m, a vsi stratigrafski členi so v primerjavi z razmerami drugod precej stanjšani.

Z živim srebrom orudene plasti sestavljajo drugi del tretjega pokrova. V tej strukturi, ki jo bomo natančneje opisali, razlikujemo spodnjo in zgornjo zgradbo.

Idrijsko rudišče je del krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. V talnini in krovni ga omejujeta narivni ploskvi prvega dela tretjega pokrova in četrtega pokrova. S severovzhoda in jugozahoda pa ga odrežejo močni dinarsko usmerjeni prelomi.

Spodnja zgradba idrijskega rudišča

Zgradbo spodnjega dela jame lahko razdelimo po stratigrafskih in strukturnih značilnostih v dve območji. Kot »Severni kontakt« označujemo cono ob gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu, ki omejuje rudišče

s severovzhoda. »Talnina« pa obsega širše, slabše raziskano območje vzdolž strukture prvega dela tretjega pokrova.

Na območju severnega kontakta leže skladi subvertikalno, tu in tam inverzno, a njihovo stratigrafsko zaporedje proti jugozahodu je pravilno. V krovlini je gornjepaleozojski glinasti skrilavec, pod njim pa sledita grödenski peščenjak in zgornjepermski dolomit (sl. 3, 4 in 5).

Osrednje območje spodnjega dela rudišča grade spodnjeskitski peščenoljudnati dolomit ter apnenosljudnati skrilavec in peščenjak z lečami oolitnega apnenca. Serija gornjepaleozojskih in spodnjetriadnih skladov se vleče v dinarski smeri ter seže nekako do višin sedmega in šestega obzorja. Na območju jaška Delo dosežejo te plasti celo drugi horizont.

Na severovzhodu to strukturo poševno odreže idrijska prelomnica. Nakazuje jo nekaj deset metrov široka cona zmečkanega gornjepaleozojskega glinastega skrilavca ter tu in tam grödenskega peščenjaka. Na tak način so med slepim jaškom Urban in jaškom Delo odsekane grödenske plasti ter del zgornjepermskega dolomita (sl. 3).

Proti jugovzhodu se struktura osrednjega dela jame razteza do močnega prečnega preloma, ki ima smer severovzhod—jugovzhod in vpada pod kotom okrog 40° proti jugovzhodu. Starejši raziskovalci so ga označili s črko »O«. Ob njem se je jugovzhodni blok premaknil za okrog 150 metrov proti severovzhodu (sl. 6). Prelom »O« je starejši od idrijskega preloma. Zato na območju slepega jaška Pikel ob severnem kontaktu manjkajo vsi gornjepaleozojski stratigrafski členi ter velik del spodnjeskitskega dolomita (sl. 3 in 6).

Južno in jugovzhodno od jaška Inzaghi je na območju »Talnine« dokazana sinklinalna zgradba. Severovzhodno krilo sinklinalne sestavljata spodnjeskitski apnenosljudnati skrilavec in peščenjak z lečami oolitnega apnenca. Isti stratigrafski horizont predstavlja tudi njeno južno krilo. Javlja se v obliki ozkega, ponekod nagubanega pasu vzdolž prvega dela tretjega pokrova. V jedru sinklinalne je zgornjeskitski dolomit. Na njem leže diskordantno langobardske plasti bazalnega peščenjaka, konglomerata, apnenca, skrilavca skonca in tufskih kamenin (sl. 3, 4 in 5).

Severovzhodno krilo sinklinalne je strmo nagnjeno proti severovzhodu, jugovzhodno krilo pa zelo položno vpada v isto smer. Guba je prevrnjena in osna ravnina je nagnjena pod kotom okrog 60° proti severovzhodu, os sinklinalne pa pod kotom 6° proti jugovzhodu.

Na območju »Talnine« južno od jaška Delo sta v jedru iste sinklinalne ohranjena še zgornjeskitski laporni apnenec ter tu in tam anizični dolomit.

V jugovzhodnem bloku preloma »O« vpada serija spodnjetriadnih kamenin pod kotom okrog 55° proti jugovzhodu. Zaporedje skladov se konča z langobardskimi tufi in tufiti, ki leže diskordantno na zgornjeskitskih plasteh (sl. 3 in 6).

Poleg preloma »O« in srednjetriadnih tektonsko erozijskih diskordanc je sorazmerno enostavno zgradbo spodnjega dela idrijskega rudišča deformiralo več močnih dinarskih prelomov. Javljajo se predvsem na območju severnega kontakta in v osrednjem delu jame ter sekajo staroterciarno krovno zgradbo. Uvrščamo jih v sistem deformacij, ki je nastal istočasno z idrijskim prelomom.

Zgornja zgradba idrijskega rudišča

Ze starejši raziskovalci so opazili nekatere razlike v geološki sestavi zgornjega in spodnjega dela jame. Ugotovili so predvsem, da je v spodnjih delih rudišča znatno manj plasti skonca kot v zgornjih jamskih obzorjih (K o s s m a t, 1899, 275, 279; P i l z, 1915, 1084). Vsem dolomitom v krov-nini in talnini teh skladov so pripisovali anizično starost. Zato ni bilo po-trebno ločiti obeh delov jame s prelomom.

Lego plasti skonca v severozahodnem delu rudišča so dobro poznali in označevali posamezne pasove teh skladov kot ležišča A, B, C in D (K o s s m a t, 1899, 273; K r o p a č, 1912, 32). Nastanek breče in kon-glomerata pod karbonskim pokrovom pa so tolmačili s tektonskimi procesi (K r o p a č, 1912, 30; P i l z, 1915, 1061).

Pri razčlenjevanju geološke zgradbe zgornjega dela idrijskega rudišča smo posamezne strukturne enote označili kot južni blok, severni blok in območje »Talnine«.

V južnem bloku, ki zajema langobardske sklade ob južni strani osrednjega jezika skrilavca, najdemo tuf in tufit, plasti skonca, konglo-merat in bazalni peščenjak. Celotna serija skladov vpada pod kotom okrog 40° proti severovzhodu (sl. 2, 3, 4 in 5). Nad tretjim oziroma četrtim obzorjem sta v talnini teh plasti tuf in tufit z roženci. Stik s plastmi skonca je normalen, kar lahko opazujemo v območju odkopnih polj Kropač, Ziljska in Turniš.

Na višini Antonijevega rova je mlečno beli cordevolski dolomit pod tufskimi kameninami. Zato lahko trdimo, da leže langobardske plasti v tem bloku inverzno. V krovlini plasti skonca, ki ustrezajo po K o s s m a t u in K r o p a č u ležišču A, sta še konglomerat in končno bazalni peščenjak kot najstarejši langobardski stratigrafski člen.

Med gornjepaleozojskim skrilavcem in bazalnim peščenjakom smo na več krajih ugotovili ozke cone oziroma bloke rumenkasto sivega dolomita. Tako lego dolomita najdemo na drugem medobzorju pri slepem jašku št. 9 (sl. 2), vzhodno od slepega jaška št. 5 na drugem obzorju in pri sipki Janko na tretjem obzorju. Večji blok dolomita z območja slepega jaška št. 5 kaže sl. 5.

V južnem bloku leži skrilavec skonca pod nivojem tretjega oziroma četrtega obzorja na spodnjeskitskem apnenosljunatem skrilavcu in peščenjaku z lečami oolitnega apnenca (sl. 3, 4 in 5). Plasti skonca v idrij-skem rudišču niso bazalna tvorba langobardskih skladov; v inverznem zaporedju skladov leže visoko v profilu langobardskih plasti. Zato stika s spodnjeskitskimi skladi na tem območju ne moremo imeti za tektonsko erozijsko diskordanco, kot je menil B e r c e (1960, sl. 2, 1962 a, sl. 4, 1963 b, sl. 3).

Da je ta stik tektonski, kaže tudi nekaj decimetrov debela črna glina, nastala iz zgnetenega skrilavca skonca. Ob prelomu najdemo končno še ohranjene leče tufskih kamenin kot najmlajšega langobardskega strati-grafskega člena, in sicer v konkordantnem zaporedju s plastmi skonca. Nenavadno lego tufa z roženci med skrilavcem skonca ležišča A in spodnje-skitskimi plastmi na sedmem obzorju v območju jaška Inzaghi je opazil

že Pilz (1915, 1064). Tufske kamenine v enaki legi pri slepem jašku Bajt na četrtem obzorju kaže profil B (sl. 5).

Inverzna lega langobardskih skladov v južnem bloku nas dovede še do drugega važnega sklepa. Glinasti skrilavec v krovlini langobardskega bazalnega peščenjaka ne more biti v normalnem stiku s konglomeratom oziroma bazalnim peščenjakom. Slednjega je Berce označil kot psevdofilski peščenjak (1962 a, sl. 4), a drugod kot psevdogrödenski peščenjak (1963 b, sl. 3), glinasti skrilavec nad njim pa je povsod uvrstil med psevdofilski skrilavec. V drugih delih rudišča, kakor tudi na vsem idrijskem območju, ne poznamo glinastega skrilaavca pod bazalnim peščenjakom (sl. 1). Četudi zanemarimo dolomitne bloke med langobardskim bazalnim peščenjakom in mladopaleozojskim glinastim skrilaavcem, ne moremo pritrditi Bercetovi interpretaciji tega dela jame.

Četrta in peta slika kažeta, da je struktura severnega bloka v bistvu polegla sinklinala. Na profilu A je sinklinalna zgradba v spodnjem delu precej deformirana, v drugem prerezu pa je dobro ohranjena. V jedru sinklinala so plasti skonca. Pod njimi sledita langobardski konglomerat in peščenjak. Langobardske plasti leže v tem območju na svetlo sivem gostem dolomitu z rumenkastim odtenkom. Na območju jaška Inzaghi se dolomit javlja nad nivojem četrtega obzorja v obliki dolgega ozkega pasu. Jugovzhodno od tod pa ga najdemo na večji površini (sl. 2, 3 in 5). Berce je trdil, da konglomerat preide včasih v wengenski dolomit (1962 a, 13). Na geoloških profilih skozi idrijsko rudišče je označil prav te kamenine kot wengenski dolomit (1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3).

Dokazali smo, da je najstarejši langobardski stratigrafski člen v idrijskem rudišču sivkasto zeleni bazalni peščenjak. Ker izvira večji del produktov v konglomeratu prav iz svetlo sivega dolomita z rumenkastim odtenkom, je dolomit lahko le predlangobardske starosti. V jugovzhodnem delu rudišča najdemo enake kamenine na temno sivem zgornjeskitskem lapornem apnencu (sl. 3 in 6). Tudi na območju severnega bloka je ponekod v podlagi tega dolomita še ohranjen temno sivi laporni apnenc zgornjeskitske starosti (sl. 3, 4 in 5). Dolomitu zato upravičeno pripisujemo anizično starost. Brečasta struktura dolomita, ki jo tu in tam opazujemo, ni nastala pri sedimentaciji, temveč pri kasnejših tektonskih procesih.

Plasti skonca v jedru sinklinala je Berce označil kot psevdogrödenski peščenjak (1963 b, sl. 3) in drugod kot psevdofilski peščenjak (1962 a, sl. 4). Že Kropač je spoznal, da spadajo te kamenine v horizont skonca. Imenoval jih je ležišče B in jih povezoval z enakimi kameninami v južnem bloku (Kropač, 1912, 32). Stik plasti skonca oziroma psevdogrödenskega peščenjaka z osrednjim jezikom skrilaavca je Berce razlagal kot pravilno lego psevdogrödenskih skladov pod psevdofilskim skrilaavcem (1963 b, sl. 3).

Po zbranih podatkih o razvoju langobardskih plasti, podanih na prvi sliki, lahko pričakujemo v jedru sinklinala še langobardske tufske kamenine. S sledilnimi deli ob severni strani osrednjega jezika skrilaavca smo jih doslej res dokazali na tretjem obzorju pri starem jašku Petri, nato v sledilnem hodniku št. 58 okrog 200 m severozahodno od tod in končno

še na četrtem obzorju ob slepem jašku Jalovina; povsod so konkordantne s plastmi skonca.

Na kontaktu s »psevdoziljskim skrilavcem« smo torej dokazali sivkasto zeleni tuf in tufite z roženci kot najmlajši langobardski stratigrafski člen. Zato tudi na tem območju ne more obveljati Bercetova razlaga s psevdoziljskim skrilavcem v krovlini konglomerata in »peščenjaka«.

V zgornjem krilu poleg sinklinale nad nivojem drugega medobzorja se stika langobardski bazalni peščenjak z grödenskimi plastmi ali pa z mladopaleozojskim glinastim skrilavcem (sl. 2, 4 in 5). V nivoju drugega medobzorja se na območju prerezov A in B vrine med langobardski bazalni peščenjak in grödenski peščenjak klin anizičnega dolomita. Na sliki 5 se blok anizičnega dolomita podaljša in seže celo pod nivo sedmega obzorja ter se izklini za gornjepaleozojskimi plastmi spodnjega dela rudišča. Na območju prereza A najdemo v enaki legi langobardski konglomerat. Lego srednjetriadnih kamenin za gornjepaleozojskimi plastmi označujemo kot »položaj Karoli«, po starih izredno bogatih odkopih (Mlakar, 1959, 172).

Kremenov peščenjak pod gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem je Berce imenoval kot psevdogrödenske plasti (1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3).

Pokazali smo, da se petrografska sestava kremenovega peščenjaka ne razlikuje od sestave grödenskega peščenjaka z območja severnega kontakta spodnjega dela rudišča. Na tretjem obzorju v območju slepega jaška Jalovina je poleg tega sivi kremenov peščenjak konkordanten s črnim zgornjepermskim dolomitom, kar dokazuje njegovo permsko starost. Čeprav se na primer na drugem medobzorju na precejšnji dolžini stikata grödenski in srednjetriadni peščenjak, ju po petrografskih značilnostih zlahka ločimo. Ponekod peščenjak dele še ozke cone anizičnega dolomita (sl. 2, 85 m vzhodno od jaška Inzaghi).

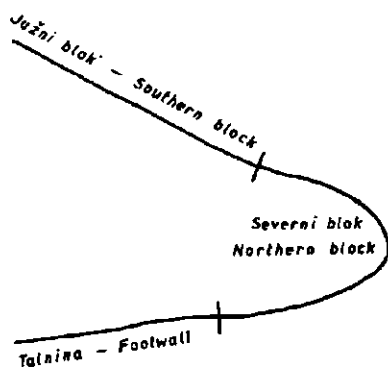
V »Talnini« jame Borba leže na zgornjeskitskem dolomitu langobardske plasti; bazalna tvorba je navadno konglomerat. V primerjavi z razmerami v drugih delih rudišča so spodnji stratigrafski členi langobardske serije precej stanjšani (sl. 1). Stik med zgornjo in spodnjo strukturno etažo je navadno v nivoju med četrtem in šestim obzorjem in je položno nagnjen proti jugozahodu (sl. 3, 4 in 5).

Za območje »Talnine« so značilni močni, skoraj horizontalni prelomi. Grupirajo se nekako v višini četrtega obzorja kot medplastovni prelomi; starejši raziskovalci jih niso opazili. Sledovi drsenja na prelomnih ploskvah kažejo v glavnem smer sever—jug. Zaradi premikov ob tem sistemu prelomov leži na četrtem obzorju v območju profila B zgornjeskitski dolomit na langobardskem apnencu (sl. 5). Podobne razmere smo ugotovili v odkopnem polju Maver, kjer je zgornjeskitski dolomit porinjen prek skrilavca skonca. Na območju odkopnih polj Filipič, Maver in Bizjak smo večkrat našli horizontalne prelome v bližini skrilavca skonca s tufi. Del tufov je zato konkordanten s plastmi skonca v »Talnini«. Večji del tufskih kamenin z roženci nad nivojem četrtega obzorja pa se nahaja nad temi prelomi in pripada pravzaprav južnemu bloku (sl. 4 in 5). Nastanek prelomov tega tipa bomo razložili kasneje.

Že starejši raziskovalci so iskali zvezo med plastmi skonca v različnih območjih zgornjega dela idrijskega rudišča. K o s s m a t je problem rešil z luskanjem teh skladov (1899, 277). Peščenjak skonca v severnem bloku pa je K r o p a č istil s tufi z območja »Talnina«. Zato je vse pasove skrila vca skonca povezal v močno nagubano enoto (K r o p a č, 1912, 32).

Primerjajmo po geološki karti drugega medobzorja ter po prerezih A in B geološko zgradbo severnega in južnega bloka (sl. 2, 4 in 5). V obeh omejuje langobardske plasti s severovzhoda gornjepaleozojski glinasti skrila vca. V severnem bloku leži pod njim grōdenski peščenjak v obliki ozkega dolgega pasu. Sivi kremenov peščenjak grōdenske starosti v enaki legi smo našli ponekod tudi v južnem bloku. Tako poznamo leče teh kamenin pod glinastim skrila vcem pri slepem jašku št. 5 na drugem obzorju, pri slepem jašku Janko na tretjem obzorju in na četrtem obzorju v območju sipke Jereb. Grōdenske sklade v taki legi kaže slika 5.

Med grōdenskim in bazalnim langobardskim peščenjakom nahajamo v severnem bloku anizični dolomit. Na leče svetlo sivega dolomita med gornjepaleozojskim skrila vcem in bazalnim peščenjakom v južnem bloku pa smo že opozorili. Proti jugozahodu najdemo v obeh blokih še konglomerat, plasti skonca in končno tufske kamenine z roženci. V severnem bloku se tuf in tufit javljata kot neznatne krpe, v južnem bloku pa gradita široko območje na jugozahodu. V južnem bloku se torej zaporedje plasti severnega bloka ponovi.



Sl. 7. Položaj strukturnih enot v idrijskem rudišču
Fig. 7. Position of the structure units in the Idrija ore deposit

V zgornjem krilu poleg le gube severnega bloka se nad nivojem drugega medobzorja grōdenski peščenjak in anizični dolomit močno stanjšata ali celo izklinjata. Prav to pa je značilnost za južno obrobje osrednjega jezika skrila vca na območju južnega bloka (sl. 5). Zato upravičeno trdimo, da je struktura južnega bloka podaljšek zgornjega krila poleg le sinklinale severnega bloka (sl. 7). S tem smo obenem dokazali anizično starost dolomitnih leč pod gornjepaleozojskim skrila vcem oziroma grōdenskim peščenjakom južnega bloka.

V spodnjem krilu polegla sinklinale severnega bloka se na območju profilov A in B (sl. 4 in 5) stanjša celotna serija langobardskih plasti; to pa je značilnost razvoja langobardskih skladov na območju »Talnine«. Zato menimo, da so langobardske plasti »Talnine« podaljšek enako starih kamenin spodnjega krila polegla sinklinale v severnem bloku (sl. 7).

Vse langobardske plasti v zgornjih delih rudišča na območju severnega in južnega bloka ter v »Talnini« so del polegla sinklinale; medsebojno zvezo so prekinili tektonski procesi.

Stik gornjepaleozojskega glinastega skrilavca s srednjetriadnimi kameninami zgornjih delov rudišča so dosedanji raziskovalci različno razlagali. Lipold je menil, da je bil karbonski skrilavec kupolasto iztisnjen. Pri tem so se triadne plasti delno prevrnile in končno se je paleozojski skrilavec narinil prek triadnih skladov (1874, 450). Stik teh plasti je torej razlagal kot narivno ploskev. Do istega sklepa je prišel tudi Kossmat (1911, 347). Tem ugotovitvam se je pridružil še Pilz (1915, 1060, 1063). Kropaču, ki je tolmačil geološko zgradbo idrijskega rudišča kot trojno prevrnjeno gubo, taka razlaga ni bila potrebna (1912); v karbonskem pokrovu idrijskega rudišča je videl jedro druge gube. Langobardski bazalni peščenjak v južnem bloku in grödenske plasti v severnem bloku je tolmačil kot pravilno lego nekoliko stanjšanih werfenskih skladov v spodnjem krilu polegla gube (1912, sl. 19). Na enak način je reševal ta problem tudi Limanovskij (1910, 141). V novjšem času se nagibata k tej interpretaciji še D. Di Colbertaldo in S. Slavik. Njuni shematski geološki profili na četrti sliki (1961, 10) so v bistvu tipični Kropačevi profili, dopolnjeni le z novimi stratigrafskimi podatki.

Berce je leta 1958 razlagal geološko zgradbo idrijskega rudišča z narivi oziroma z luskanjem. Stik karbonskih in triadnih kamenin je imel za narivno ploskev (1958, 23). Kasneje je menil, da je glinasti skrilavec v krovni rudišča, ki je doslej veljal za karbonskega, dejansko srednjetriadne starosti (Berce, 1960, 1962 a, 1963 b). Stik teh skladov s triadnimi plastmi rudišča pa je razlagal kot konkordantno lego psevdodziljskega skrilavca na langobardskih kameninah (1962 a, 13).

V talnini in krovni gornjepaleozojskega glinastega skrilavca, kot pokrova idrijskega rudišča, ne najdemo istih stratigrafskih horizontov (sl. 4 in 5). Zato interpretacija z gubo odpade. Prav tako smo dokazali, da ne more obveljati Bercetova razlaga s psevdodziljskimi plastmi na langobardskem peščenjaku in konglomeratu. Stik gornjepaleozojskih in srednjetriadnih kamenin moramo zato drugače tolmačiti.

Grödenski peščenjak leži v zgornjih obzorjih rudišča pod gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem (sl. 4 in 5). Zato lahko trdimo, da imajo paleozojske kamenine v krovni idrijskega rudišča inverzno stratigrafsko lego, značilno za strukturo tretjega pokrova. Na 100 km² ozemlja med Srednjo Kanomljo in Rovtami, ki smo ga natančno pregledali v zadnjih letih, nikjer nismo mogli v četrtem pokrovu najti inverzne stratigrafske lege skladov. To dokazujejo tudi podatki iz številnih vrtin.

Zato spodnje meje stika paleozojskih in triadnih kamenin v zgornjih nivojih rudišča ne moremo imeti za narivno ploskev med tretjim in četrtem pokrovom, temveč za deformacijo v tretjem pokrovu samem.

V nivoju Antonijevega rova se gornjepaleozojski glinasti skrilavec na precejšnji površini stika s cordevolskim apnencem in dolomitom ter z langobardskim tufom (sl. 4 in 5). Nad prvim obzorjem leže gornjepaleozojske plasti na skrilavcu skonca in na konglomeratu. Na območju med prvim in četrtim ali šestim obzorjem pa se te plasti na veliki površini stikajo z langobardskim bazalnim peščenjakom. Med enimi in drugimi kameninami najdemo še tu in tam leče anizičnega dolomita in grödenskega peščenjaka.

Na tretjem obzorju, tik ob sipki Bončina, je stik gornjepaleozojskega skrilavca z langobardskim peščenjakom najlepše viden. Preseneča nenavadna zlepljenost tega kontakta. Med enimi in drugimi kameninami ne najdemo porušene cone oziroma zdrobljenih kamenin, ki npr. v »Talnini« označujejo stik triadnih kamenin z gornjepaleozojskim skrilavcem strukture III/1. Zato je govoril Berce o prehodu wengenskega konglomerata v psevdoziljski skrilavec prav na tem območju (Berce, 1962 a, 13). Ta odnos kamenin je bil eden izmed dokazov za srednjetriadno starost osrednjega jezika skrilavca.

Pokazali smo, da glinasti skrilavec osrednjega skrilavega pasu ni srednjetriadne, temveč gornjepaleozojske starosti. Zato nam nenavadna zlepljenost tega stika vsiljuje misel, da leži langobardski bazalni peščenjak v tem delu rudišča diskordantno na gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu. Toda v tem primeru moramo računati z deformacijami tangencialnega tipa v srednji triadi. Pred odložitvijo langobardskih skladov naj bi privedle v stik anizični dolomit in gornjepaleozojski glinasti skrilavec na veliki površini. Osamljene leče anizičnega dolomita na območju južnega bloka bi v tem primeru razlagali kot erozijske ostanke nekdanj sklenjenega dolomitnega pokrova. Srednjetriadno tektoniko na območju idrijskega rudišča karakterizirajo radialni premiki blokov, kot bomo videli kasneje. Zato tega stika ne moremo tolmačiti kot srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco.

V severnem bloku naletimo na podobne razmere pri opazovanju stika grödenskega peščenjaka in anizičnega dolomita, npr. na drugem obzorju v prečnikih severno od slepega jaška Šinkovec, kakor tudi na tretjem obzorju pri slepem jašku Leitner. Ob stiku teh kamenin na videz ni prelomne cone. Le svetlo sivi dolomit ima v bližini kontakta tu in tam brečasto strukturo. Vezivo je dolomitno in skoraj črno zaradi organske snovi.

Zanimive podatke nudijo zbruski št. 369, 376, 379 in 380 z drugega medobzorja in z drugega obzorja. Predstavljajo anizični dolomit, ki se javlja kot ozek pas med langobardskim in grödenskim peščenjakom (sl. 4). Berce ga je označil kot zdrobljen, naknadno zlepljen dolomit in poudaril njegovo rekristalizacijo (Berce, 1953, 16, 17).

Gornjepaleozojske kamenine ter langobardski in anizični skladi so torej v zgornjih delih rudišča v kontaktni coni sekundarno dobro zlepljeni. Ta značilnost pride toliko bolj do izraza, če primerjamo stopnjo porušnosti tega kontakta z zdrobljenimi kameninami ob enako pomembnih staroterciarnih narivnih ploskvah. Zato lahko ta stik tolmačimo le kot staro tektonsko črto.

Langobardske in anizične plasti v severnem bloku loči od spodnjetriadnih in paleozojskih skladov spodnje zgradbe rudišča cona skitskih kamenin. Tu in tam je zdrobljena cona teh skladov debela le nekaj centimetrov, a drugod se plasti javljajo v večji debelini.

Na območju, ki ga zajema profil B (sl. 5), so v taki legi spodnjeskitski skrilavec z lečami oolitnega apnenca, zgornjeskitski dolomit in del zgornjeskitskega lapornega apnenca. Cona položno pada proti jugozahodu, plasti se na območju tretjega obzorja upognejo in v odkopih Karoli najdemo spodnjeskitski skrilavec na gornjepaleozojskih skladih.

Severozahodno od tod se na območju profila A (sl. 4) vmesna cona močno odebeli, kar vidimo tudi na geološki karti šestega obzorja (sl. 3). Skladi povsod leže v normalni stratigrafski legi. Vmesna cona je zgoraj in spodaj omejena z močnima prelomoma.

V podlagi južnega bloka smo v kontaktni coni med plastmi skonca in spodnjeskitskim skrilavcem doslej že na več mestih našli vtisnjene bloke zgornjeskitskega lapornega apnenca in zgornjeskitskega dolomita. Kamenine po legi ustrezajo vmesni coni v podlagi severnega bloka. Na geološki karti šestega obzorja najdemo leče teh kamenin od 120 m do 150 m južno in jugovzhodno od jaška Inzaghi (sl. 3).

Langobardske in anizične plasti severnega in južnega bloka ter skitski skladi vmesne cone so pravzaprav tuja geološka struktura, ki prekriva sklade spodnje zgradbe rudišča (sl. 3, 4 in 5). Če upoštevamo zaporedje skladov v spodnji zgradbi rudišča, bi morale vse te plasti ležati daleč na območju »Talnine«.

V strukturi drugega dela tretjega pokrova se torej javljajo deformacije, ki kažejo videz, da so nastale pri premikanju dela skladov od jugozahoda proti severovzhodu.

Za take premike najdemo dokaze tudi v drugih delih rudišča. V nivoju prvega obzorja leže med gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem mlečno beli cordevolski dolomit, langobardski tuf ter tu in tam še skrilavec skonca. Skladi so v normalnem stratigrafskem zaporedju in imajo obliko leče (sl. 4 in 5). Spodnje dele te leče, na območju vzhodno od slepega jaška št. 9 kaže v horizontalnem prerezu slika 2.

Cordevolske plasti v tem delu rudišča torej ne leže konkordantno na psevdofiljskem skrilavcu, kot je menil Berce (1962 a, 13). Take interpretacije ne dovoljujejo že zbrani podatki o razvoju langobardskih plasti v idrijskem rudišču.

Na območju prvega in drugega obzorja so torej langobardske in cordevolske plasti, značilne za geološko zgradbo »Talnine«, porinjene daleč proti severovzhodu.

Jugovzhodno od jaška Delo je serija skitskih in langobardskih plasti premaknjena ob prelomu »O« za okrog 150 m proti severovzhodu (sl. 6).

V krovni zgradbi idrijskega rudišča in okolice, ki je nastala pod vplivom tangencialnih sil, usmerjenih s severa in severovzhoda, so se v strukturi drugega dela tretjega pokrova posamezni bloki gibali prav v obratni smeri. Zato sklepamo, da so ti premiki nastali pri drugačni usmeritvi sil, torej v drugi tektonski fazi.

Problem starosti in značaj teh deformacij lahko rešimo s študijem tipa srednjetriadne tektonike. Čeprav so učinki te tektonike, ki jo je ugotovil že K o s s m a t (1910), poudarila pa R a k o v e c (1946, 1950) in B e r c e (1963 b), precej zabrisani z mnogo močnejšo staroterciarno tektoniko, lahko že po opazovanjih geoloških razmer v idrijskem rudišču naredimo nekaj važnih sklepov.

B e r c e je menil, da se v predwengenskih plasteh rudišča javljajo različne porušitve, normalne in inverzne, ter manjša gubanja. Teh deformacij v ladinskih skladih ne najdemo več (B e r c e, 1963 b, 148).

Na območju idrijskega rudišča v predladinskih kameninah doslej nismo nikjer ugotovili gubanja, ki se ne bi odražalo tudi v zgornji strukturni etaži. Tako je na območju jugovzhodno od jaška Delo langobardski tuf naguban skupno s kameninami spodnje strukturne etaže (sl. 6). Enake razmere najdemo tudi v »Talnini«, na območjih prereзов A in B (sl. 4 in 5).

Langobardske plasti so se na območju idrijskega rudišča usedale na zgornjeskitski dolomit ali pa na anizični dolomit. Le tu in tam leže na zgornjeskitskem lapornem apnencu ali na spodnjeskitskem skrilavcu. Čeprav je zgornjeskitski dolomit debel komaj 40 m do 60 m, ga langobardske plasti prekrivajo na velikih površinah. To dokazujejo predvsem geološke razmere v profilu C (sl. 6) nad nivojem devetega obzorja ter podatki z območja »Talnine« jame Borba na profilih A in B (sl. 4 in 5).

Predladinske kamenine so na območju idrijskega rudišča med predlangobardskimi tektonskimi premikanji ter fazo izravnave v glavnem ohranile horizontalno lego. To si lahko tolmačimo edino z epirogenetskimi premikanji ali kvečjemu z radialnim tipom tektonskih deformacij.

Na območju »Talnine« jame Borba, kjer ne poznamo anizičnih kamenin, so langobardske plasti odložene na zgornjeskitskem dolomitu. Samo na skrajnem jugovzhodu jih najdemo na spodnjeskitskih skladih (sl. 3). Nasprotno pa v severnem bloku prekrivajo na velikih površinah anizični dolomit.

Zato sklepamo, da so v območju rudišča, ki ga danes zajema struktura drugega dela tretjega pokrova, langobardske plasti po izravnavi transgredirale prek različno dvignjenih blokov, ločenih s subvertikalnimi prelomi.

Pokazali smo, da so langobardske in anizične plasti severnega in južnega bloka ter skladi vmesne cone porinjene v današnjo lego z območja »Talnine«. Stik med spodnjo in zgornjo zgradbo pa obenem loči območja, kjer langobardske plasti prekrivajo različne starejše stratigrafske člene. Ta prelom je zato srednjetriadne starosti in je nastal že v predlangobardski dobi. Ker so v južnem bloku in na območju »Talnine« ob njem premaknjeni celo najmlajši langobardski členi, sklepamo, da je bil po odložitvi teh skladov znova oživiljen. S tem razlagamo nenavadne premike zgornjih delov rudišča v obratni smeri, kot so delovale tangencialne sile v starejšem terciarju. Premiki zgornjih delov rudišča proti severovzhodu so le grezanja teh blokov v srednji triadi glede na strukturo spodnjega dela jame. Le tako se je v severnem bloku lahko ohranil anizični dolomit (sl. 5).

S številnimi stratigrafskimi in strukturnimi podatki smo dokazali, da stika med spodnjo in zgornjo zgradbo v idrijskem rudišču ne moremo imeti za tektonsko erozijsko diskordanco, kot je menil Berce (1960, 1962 a, 1963 b). Še manj pa ga lahko uporabimo kot primer tipične srednjetriadne tektonike (Berce, 1963 b).

Stik zgornje in spodnje zgradbe v idrijskem rudišču je srednjetriadni prelom subvertikalnega tipa, ki je v starejšem terciarju, kot bomo videli pozneje, zavzel skoraj horizontalno lego. V strukturi zgornje zgradbe se drugod res pojavljajo srednjetriadne tektonsko erozijske diskordance, ki leže bodisi v normalni ali v inverzni seriji skladov.

Pri taki definiciji zgornje in spodnje zgradbe idrijskega rudišča moramo k zgornji zgradbi na območju profilov A in B (sl. 4 in 5) prišteti tudi vmesno cono. Langobardske plasti na območju »Talnine« pod tem prelomom pa uvrščamo v spodnjo zgradbo in govorimo o zgornji strukturni etaži spodnje zgradbe idrijskega rudišča.

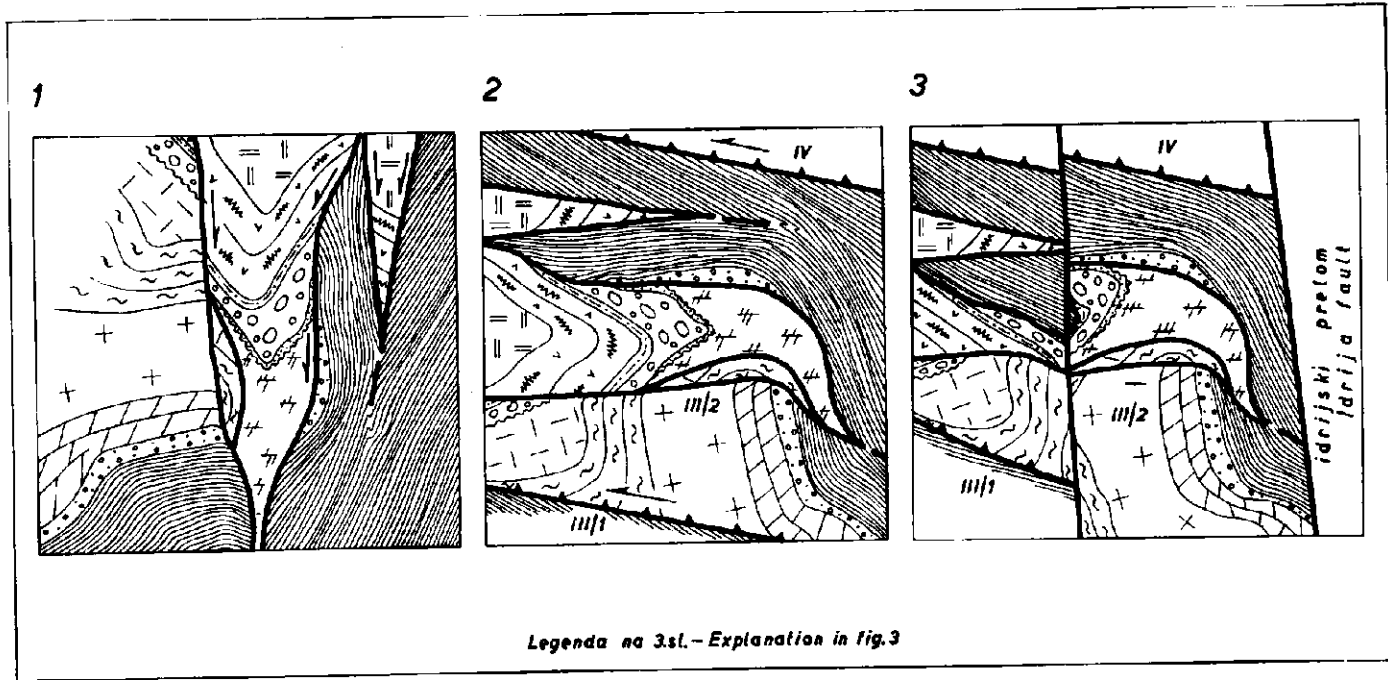
Razvoj strukture idrijskega rudišča

Po doslej zbranih podatkih je bila sedimentacija mezozojskih skladov na idrijskem območju prvič prekinjena v srednji triadi. Berce je pisal o srednjetriadni predladinski orogenezi (1963 b). Na območju idrijskega rudišča karakterizirajo to tektonsko fazo radialni premiki blokov. Gubanj, ki bi se odražala samo v predladinskih strukturah, nismo mogli ugotoviti. Takemu subvertikalnemu prelomu srednjetriadne starosti ustreza v jami tektonski kontakt med zgornjo in spodnjo zgradbo idrijskega rudišča.

Stik gornjepaleozojskih in srednjetriadnih kamenin v zgornjih obzorjih rudišča ni staroterciarna narivna ploskev, kot je menila večina dosedanjih raziskovalcev, temveč je star prelom. Nastal je že pred alpsko orogenezo in je bil porinjen v današnjo lego skupno z ladinskimi in anizičnimi kameninami drugega dela tretjega pokrova.

Stik zgornje in spodnje zgradbe idrijskega rudišča ter omenjeni stari prelom potekata v zgornjih obzorjih rudišča skoraj paralelno ter se na območju rudnega telesa Karoli združita. Omejujeta blok, ki se je v srednji triadi grezal glede na strukturo spodnjega dela jame (sl. 5). Zato upravičeno trdimo, da je tudi stik gornjepaleozojskih skladov s srednjetriadnimi plastmi v zgornjih obzorjih rudišča srednjetriadne starosti in ustreza močnemu subvertikalnemu prelomu.

Skica 1 na sliki 8 kaže prvo fazo razvoja strukture idrijskega rudišča z lego triadnih in paleozojskih kamenin po odložitvi cordevolskih plasti. Ob močnih subvertikalnih prelomih, ki so bili zasnovani že v predlangobardski dobi, so se v sorazmerno ozki coni grezale srednjetriadne plasti in prišle na eni strani tektonskega jarka v stik z gornjepaleozojskimi kameninami na veliki površini. Ob drugem prelomu, ki ustreza stiku zgornje in spodnje zgradbe v idrijskem rudišču, pa se je pri grezanju odtrgal večji blok in predstavlja danes vmesno cono. Enako so nastale tudi majhne leče anizičnih kamenin v krovlini južnega bloka.



Sl. 8. Razvoj strukture idrijskega rudišča
 Fig. 8. Development of the Idrija ore deposit structure

Ob premikih v ladinski dobi triade, ki so bili posebno intenzivni po odložitvi langobardskih skladov, so se kamenine pogreznjenega bloka sinklinalno upognile. Tako si zlahka razlagamo stike posameznih stratigrafskih horizontov na veliki površini s prelomnimi ploskvami in pojasnimo današnje navidezno medplastovne tipe srednjetriadnih prelomov.

Z grezanjem si razlagamo tudi nastanek klina langobardskih in cordevolskih plasti v gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu. V sistem radialnih prelomov srednjetriadne starosti moramo prištevati še prelom »O« v jugovzhodnem delu rudišča.

Staroterciarna krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja je končni stadij deformacije velike polegle gube (Mlakar, 1964, 22). Struktura tretjega pokrova na območju rudišča zajema brez dvoma sklade spodnjega krila te gube.

Na prerezu B (sl. 5) leže v bloku severovzhodno od idrijskega preloma v strukturi tega pokrova vsi skladi inverzno. Enake razmere smo ugotovili tudi v Srednji in Zgornji Kanomlji na dolžini okrog 8 km proti severozahodu.

Na območju drugega dela tretjega pokrova, ki danes predstavlja idrijsko rudišče, leže skladi spodnje zgradbe navadno subvertikalno, tu in tam pa inverzno. Spodnje krilo polegle gube se je torej na tem območju obrnilo za okrog 90°.

V zahodnem delu rudišča se kredna podlaga obrne iz običajne dinarske smeri skoraj v smer sever—jug (sl. 3). Zato lahko govorimo o anomaliji v kredni podlagi. Ta fleksura krednega apnenca je povzročila, da se rudonosna struktura proti severozahodu lokalno izklinja. Prav z anomalijami v kredni podlagi je Kropač povezoval nastanek trojne prevrnjene gube (1912, 26, 42).

Na prerezu C (sl. 6), ki je oddaljen od deformacije v kredni podlagi že okrog 800 m, so spodnjeskitske plasti v spodnjih nivojih rudišča čedalje bolj prevrnjene. Prav v nepravilnostih strukture prvega pokrova vidimo vzrok, da skladi rudonosne strukture na območju idrijskega rudišča niso povsem inverzni.

V drugi fazi razvoja strukture idrijskega rudišča smo zato srednjetriadne strukture prikazali kot prevrnjene le za 90° (sl. 8). V zvezi s tangencialnimi silami je nastala v tem obdobju še deformacija območja Karoli.

Prevrnjeno srednjetriadno strukturo so nato ob narivnih ploskvah v talnini in krovni odrezali in omejili skladi prvega dela tretjega pokrova ter četrtega pokrova. Slednji pripadajo že k zgornjemu krilu polegle gube.

Subvertikalni srednjetriadni prelomi so tako prišli skoraj v horizontalno lego in so bili brez dvoma ponekod reaktivirani kot narivne ploskve. To lahko domnevamo predvsem za stik gornjepaleozojskega glinastega skrilavca in cordevolskega apnenca v nivoju Antonijevega rova nad območjem »Talnine« (sl. 5). Žal pa imamo iz tega dela rudišča premalo podatkov.

V končni fazi alpske orogeneze je bila krovna zgradba idrijskega rudišča presekana še s sistemom dinarsko usmerjenih prelomov (sl. 8), ki

vpadajo strmo proti severovzhodu, a v mehanizmu premikov prevladuje horizontalna komponenta. Najmočnejši prelom v tem sistemu omejuje idrijsko rudišče s severovzhodne strani. Imenujemo ga idrijska prelomnica. Ob njej se je severovzhodno krilo premaknilo za okrog 2500 m proti jugovzhodu (Mlakar, 1964).

Ob dinarskih prelomih skozi geološko zgradbo idrijskega rudišča so prav tako dokazani horizontalni premiki blokov. Sledovi drsenja na prelomnih ploskvah vpadajo pod kotom 5° do 15° proti jugovzhodu. Tudi ob tem sistemu prelomov se je vedno severovzhodno krilo premaknilo proti jugovzhodu; velikost premikov znaša največ 150 m.

V idrijskem rudišču se zato ob prelomih tega tipa stikajo nekoliko tuje geološke strukture. Na istem profilu večkrat zaman iščemo nadaljevanje znanih struktur na drugi strani prelomov.

V zvezi z deformacijami tega tipa, ki predstavljajo končno fazo v razvoju strukture idrijskega rudišča, je nastal tudi osrednji jezik skrilavca. Kropač ga je tolmačil kot sekundarno gubo (1912, 38), Berce pa je videl vzrok njegovega nastanka v narivanju mlajše luske prek rudonosne strukture (Berce, 1963 b, 148).

Nenavadno zapletena geološka zgradba idrijskega rudišča je torej nastala v različnih dobah in v različnih tektonskih fazah, ki jih karakterizirajo različne vrste deformacij. V srednji triadi so prevladovali radialni premiki. V starejšem terciarju je bilo območje idrijskega rudišča pod vplivom tangencialnih sil, usmerjenih s severa in severovzhoda. V končni fazi alpske orogeneze pa so se bloki premikali še horizontalno ob dinarskih prelomih.

V odgovoru na vprašanje, katera izmed tektonskih faz na sl. 8 je odprla pot rudnim raztopinam, je obenem rešitev problema starosti idrijskega rudišča.

V tem članku ne bomo podrobneje razpravljali še o obsežnem vprašanju strukturne kontrole živosrebrne mineralizacije v idrijskem rudišču. Opozorimo naj le na nekaj značilnosti:

Ob dinarskih prelomih končnega stadija alpske orogeneze so cinabaritna rudna telesa zdrobljena. Ob idrijskem prelomu pa je del samega rudišča premaknjen v horizontalni smeri celo za več kilometrov. Medtem ko je večina živosrebrnih rudišč na svetu nastala v končnih stadijih alpske metalogene periode (Smirnov, Riženko, 1958, 294), tega za idrijsko rudišče ne moremo trditi.

Večina starejših raziskovalcev je menila, da je idrijsko rudišče terciarne starosti. Odločilno vlogo pri nastanku rudišča so pripisovali neprepustnemu karbonskemu pokrovu. Cinabaritna mineralizacija naj bi torej nastala pri medsebojni legi skladov, kot jo kaže druga faza razvoja idrijskega rudišča na sliki 8.

Že Berce je nanizal vrsto podatkov, ki dokazujejo, da staroterciarna tektonika ne kontrolira živosrebrne mineralizacije niti v idrijskem rudišču niti drugod v Sloveniji (1958, 38 do 42). Zlasti pomembni so podatki o zdrobljenih rudnih telesih ob narivnih ploskvah ter o rekristalizaciji cinabarita.

Na geoloških profilih A, B in C (sl. 4, 5 in 6) skozi idrijsko rudišče vidimo, da so karbonatne in klastične kamenine triadne starosti pod pokrovom gornjepaleozojskega glinastega skrilavca skoraj povsod jalove. V predelih, ki so bili v drugi fazi razvoja strukture idrijskega rudišča najbolj ugodni za nastanek rudnih teles, torej ne najdemo mineralizacije.

V novejšem času sta zagovarjala terciarno starost idrijskega rudišča D. Di Colbertaldo in S. Slavik. Srednjetriadne tektonike nista poznala. Zato sta menila, da rudišče ne more biti predtektonskega nastanka, temveč naj bi se bilo formiralo istočasno s staroterciarnimi deformacijami. Dejstvo, da se rudna telesa javljajo v določeni razdalji od pokrova s funkcijo zajetja (impounding), sta si razlagala s koncentracijo rude v najbolj ugodnih okoliščinah, predvsem tam, kjer so kamenine bituminozne, kjer se spreminja zrnatost itd. (1961, 23 do 25).

Ob predpostavki, da je rudišče triadne starosti, celo take utemeljene razlage niso več potrebne. Pri medsebojni legi skladov, kot jo kaže slika o prvi fazi razvoja strukture idrijskega rudišča (sl. 8), so rudna telesa vezana izključno na strukture, ki v tej situaciji predstavljajo membrane s funkcijo zajetja.

Najbogatejša rudna telesa so v konglomeratu pod pokrovom iz nekoliko bituminoznih plasti skonca, v skrilavcu in peščenjaku skonca ter predvsem na stiku teh skladov z langobardskimi tufskimi kameninami. Nadalje so pogostna rudna telesa v anizičnem dolomitu pod langobardskim bazalnim peščenjakom in drugod pod srednjetriadnimi tektonsko erozijskimi diskordancami.

V spodnji zgradbi rudišča se rudna telesa javljajo predvsem na stiku skrilavca in dolomita skitske stopnje. V spodnjetriadnem dolomitu jih najdemo vedno na severovzhodni strani debelejših vložkov peščenosljudnatih kamenin. Tudi v lečah oolitnega apnenca med spodnjeskitskim skrilavcem in peščenjakom je najbogatejša mineralizacija povsod na južnem robu take leče. Ker leže skladi spodnje zgradbe rudišča subvertikalno, tu in tam pa inverzno, največkrat najdemo mineralizacijo na nepropustnih kameninah, kar si težko razlagamo. V primeru, da je cinabaritna mineralizacija nastala pri medsebojni legi skladov, kot jo kaže skica 1 na sliki 8, pa leže vsa rudna telesa pod nepropustnimi kameninami, oziroma pod skrilavimi vložki.

Zdrobljena rudna telesa v »Talnini« na območju slepih jaškov Maver in Filipič niso genetsko vezana na staroterciarno naravno ploskev, temveč na srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco. Sledove orudenja v gornjepaleozojskem skrilavcu na tem območju lahko razlagamo z remobilizacijo cinabarita (sl. 3 in 5). Pri povečanem pritisku, temperaturi in spremenjenih fizikalno kemičnih pogojih med nastankom krovne zgradbe se namreč že približujemo pogojem nastanka epitermalnih rudišč.

Pomen pokrova gornjepaleozojskega skrilavca za mineralizacijo je treba po novi teoriji gledati povsem drugače. To ni struktura s funkcijo zajetja v terciarju, temveč s funkcijo usmerjanja rudnih raztopin v srednji triadi. Skupno s triadnimi prelomi je bil že orudeni blok nato v starejšem terciarju iztrgan iz spodnjega krila polegla gube in porinjen v današnjo lego v drugem delu tretjega pokrova.

V mnogočem se ne strinjamo z Bercetovo interpretacijo geološke zgradbe idrijskega rudišča. Toda geološke razmere, kakor smo jih opisali, bolj govore za njegovo trditev o triadni starosti rudišča (Berce, 1958, 1960, 1962 a, 1963 b) kot pa za terciarno starost, ki jo ponovno skušata zagovarjati D. Di Colbertaldo in S. Slavik (1961).

Sklep

Podatki o stratigrafski, petrografski in strukturni interpretaciji mineralizacije, zbrani v določenem rudišču, so vedno vodilo za raziskovanje širšega rudonosnega območja. Zato so ta načela prej ali slej podvržena kontroli rezultatov raziskovalnih del.

Pri preučevanju ozemlja jugovzhodno od Idrije smo v tretjem pokrovu našli močan subvertikalni prelom. Dokazan je na dolžini 11 km s smerjo vzhod—zahod. V drugem in četrtem pokrovu se ne odraža, a na območju Petkovca ga odreže staroterciarna narivna ploskev, ki loči idrijsko-žirovsko ozemlje od poljansko-vrhniških nizov. Vzdolž preloma se v višini nekaj 100 metrov stikajo gornjepaleozojski in triadni skladi. Prav to pa je značilnost močnejšega preloma srednjetriadne starosti v idrijskem rudišču.

Zato menimo, da je prelom jugovzhodno od Idrije podaljšek srednjetriadne tektonske črte, ugotovljene v jami. Na območju jugovzhodno od Idrije je ohranil subvertikalno lego, v idrijskem rudišču pa je prevrnjen in ima videz narivne ploskve.

Živosrebrna mineralizacija na območju Kurje vasi pri Rovtah, ki jo je odkril pred leti Berce s pomožnimi raziskovalnimi metodami, se javlja prav v tem prelomu. Drugod pa smo vzdolž preloma našli močne geomikčne anomalije.

S študijem razlik med spodnjo in zgornjo zgradbo idrijskega rudišča smo odkrili globoke prelome, ki kontrolirajo porazdelitev živosrebrne mineralizacije na idrijskem prostoru. Prelomi so triadne starosti in imajo danes v krovni zgradbi idrijsko-žirovskega ozemlja smer vzhod—zahod, ki se ujema s smerjo znane sredozemske živosrebrne province.

Nova razlaga geološke zgradbe idrijskega rudišča je le stopnja v poznavanju te nenavadno zapletene geološke strukture. Vendar nam rezultati raziskovanja kažejo, da je nova interpretacija zelo blizu dejanskemu stanju.

RELATIONS BETWEEN THE LOWER AND THE UPPER STRUCTURE OF THE IDRİJA ORE DEPOSIT

The unusually intricate geological structure of the Idrija ore deposit and the age of the cinnabar mineralization attracted investigators for a long time; a satisfactory solution of the problems involved, however, has not yet been found.

No doubt, one of the most important structural questions results from the relations between the lower and the upper part of the Idrija ore

deposit. This problem was unknown to earlier investigators because of numerous, misinterpreted stratigraphic relations of the ore deposit. Different geologic structure of the lower and the upper part of the ore deposit could be established only after the discovery of Permian beds and the explanation of the Lower Triassic strata (Mlakar, 1957, 1959, Di Colbertaldo and Slavik, 1961).

The lower part of the ore deposit is built up by Upper Paleozoic and Lower Triassic strata, and the upper one by Anisian dolomite and Wengenian beds. The strata dip steeply north-east; their stratigraphic succession is continuous from the northern contact towards south. The question, how and when the upper structure had been brought over the lower one, has remained unanswered up to now. (Mlakar, 1959).

According to Berce Wengenian beds of the Upper structure of the ore deposit were deposited on various, more or less, steeply inclined Paleozoic and Lower Triassic strata of the Lower structure. Pseudozilian shales are underlain by conglomerate and overlain by Cassian beds, and on upper levels even by Carnian beds (Berce, 1962 a, 13). In short, pre-Ladinian rocks are a gently folded basement, faulted and overlain by Wengenian beds (Berce, 1963, 148). The contact between the Lower and the Upper structure of the ore deposit could be, therefore, explained as a tectonic-erosional unconformity (Berce, 1960, Fig. 2; 1962 a, Fig. 4; 1963 b, Fig. 3).

At the first glance the problem seems to be well solved by this interpretation. In its favour, however, do not speak a lot of data, gathered from development workings and bore holes.

Development of the Langobardian Strata of the Idrija Ore Deposit

A close examination of the sequence of the Langobardian strata leads to the solution of the problem in question, by taking into account the relations between the Lower and the Upper structure of the Idrija ore deposit. According to Lipold (1874), Kossmat (1898, 1899, 1911), and Kropač (1912), the so called "Skonca" beds, and tuffs with cherts belong to this sequence.

In the recent references, the occurrence of Pseudozilian shales and of Pseudogrödenian and Pseudozilian sandstones among Wengenian beds, has been first pointed out by Berce (1960, Fig. 2; 1962 a, 15). He has also established the grading of Wengenian conglomerate into dolomite of the same age (Berce, 1962 a, 13). The geologic literature has almost no data about the position of the Langobardian strata. As they include only rare fossil remnants, they could be distinguished merely by their lithologic characteristics.

The recent investigations in the Idrija ore deposit show the following development of the Langobardian beds:

Basal quartz sandstone is overlain by a dolomite conglomerate; the contact is sharp. The major part of the well rounded pebbles has a diameter from 1 cm to 4 cm. The cement is a fine grained quartz sand or dolomite. The largest and the most frequent pebbles consist of

yellowish-gray dolomite. Pebbles of dark gray granular dolomite are less frequent, those of dark limestone are very rare. By the colour and the composition of the conglomerate pebbles we can conclude that they derive from Anisian and Upper Scythian rocks.

Conglomerate grades upward into fine grained sandstone with calcareous cement. They contain traces of fossil plant remnants. With increasing calcareous component sandy beds pass into dark gray dense limestone overlain by black clay shale with anthracite luster, and fine grained sandstone of "Skonca" beds.

"Skonca" beds are overlain by grayish-green, usually fine grained tuff and tuffite with gray and black chert intercalations. The matrix of thin sections is made up of fine quartz and carbonate grains. Larger grains belong to quartz or feldspars, usually well preserved. Plagioclases of the tuff from the Idrija area belong to Andesine (Berce, 1958, 14). Data on the composition of the "Skonca" beds and tuffs are available in publications by Di Colbertaldo and Slavik (1961, 7-8).

The whole sequence of Langobardian strata in the closer Idrija area can hardly be given because of intricate tectonics. It does not contain all of its members in individual sections of the ore deposit as shown in Fig. 1 (columnar sections 1, 2, 3, and 4). In order to prove the accuracy of our ascertainments, regarding the Langobardian strata, we present also their development in the wider Idrija area (Fig. 1, sections 5, 6 and 7).

Wherever in the Idrija ore deposit a whole sequence of Langobardian strata occurs, they are underlain by grayish-green sandstone. According to Lipold (1874, 441) and Kropač (1912, 16), however, the Wengian strata on the southern slope of Gore are underlain by "Skonca" shale and sandstone. From the exploration drilling within the wider Idrija surroundings emerged that "Skonca" beds laterally grade into grayish-green basal sandstone, occurring also in the Idrija ore deposit itself.

Whereas in the Gore area "Skonca" beds are overlain by conglomerate, they are underlain by it in the Idrija ore deposit. The former and the latter beds can not be, therefore, considered to be the same.

As "Skonca" beds denominated rocks belong to two different horizons in the succession of Langobardian strata, i. e. a lower and an upper "Skonca" horizon. The "Skonca" beds of the Idrija mine are related to black shale and sandstone, lying over conglomerate on the surface, near the hamlets of Vončina, Urbanovec, and Rovte. Owing to repeated changes in the position of limestone intercalations in the upper "Skonca" horizon, the sequence of shale, sandstone and limestone can be considered as a stratigraphic unit.

Pseudozilian and Pseudogröden Strata in the Idrija Mine

Berce uses the terms "Pseudozilian" and "Pseudogröden" strata for individual Langobardian stratigraphic members which in his opinion — only lithologically resemble Carboniferous and Gröden strata.

He ranges black shale in Pseudozilian shale. It edges wedgelike into the ore deposit structure, bounded from three sides by Langobardian

rocks (Berce, 1960, Fig. 2; 1962 a, Fig. 4; 1963 b, Fig. 3). Hitherto, this shale has been regarded to be of Carboniferous age and correlated with the Hochwipfel strata of the Sava folds.

Berce also uses the term "Pseudogrödenian" sandstone for gray quartz sandstone, occurring in the upper levels in the northern block of the ore deposit (1962 a, Fig. 4). This sandstone is, however, nowadays ranged in the Sosian stage of the Permian period (Fig. 2, 4, 5) developed in the Idrija region as Gröden formation. Basal Langobardian sandstone in the same section belongs according Berce to Pseudozilian sandstone.

Lipold defined the Carboniferous age of the black shale on the basis of included brachiopods and plant remnants (Lipold, 1957, 1874).

Berce reports to have found fossil plant remnants in the hanging wall of the ore deposit (1962 a, 13). This should indicate the Langobardian age of black clay shale, formerly considered to be of Carboniferous age. But the author doesn't give any details of the determination of these plant remnants. Consequently, there is no sufficient paleontological evidence for the Langobardian age of the central, tongue shaped shale structure.

The petrographic correlation of this shale with similar rocks in the lower part of the ore deposit doesn't show any difference. The Paleozoic age of the shale in the lower horizons of the ore deposit, however, is clear in any case, owing to their position in the sequence of paleontologically identified strata.

Table 1 gives the results of sedimentary petrographic analyses. Samples 1 and 2 have been taken from the rocks in the central shale block whose age is not yet exactly known. Samples 3 and 4 show heavy minerals content of the Paleozoic shale in the lower part of the Idrija mine.

The first four samples do not show any essential differences in their heavy minerals association. A great similarity in the composition of these rocks is the more clear if we compare it with samples 5 and 6. They represent the heavy minerals association of black shale from the upper "Skonca" horizon in the wider Idrija area.

On the basis of petrographic and sedimentary-petrographic analyses we can assert that the rocks of the central, tongue shaped shale structure are of the same composition and of the same age as the shale in the section of the northern contact in the lower part of the ore deposit. The Paleozoic age of this shale is determined by its stratigraphic position.

According Ramovš (1965), a part of the Hochwipfel strata of the Sava folds belongs to the Trogkofel stage of the Permian period. In favour of this assumption speaks the conformity of the Carboniferous and Gröden strata, observed in many places of the Idrija ore deposit. The former Hochwipfel strata of the Idrija region should therefore be generally termed as Upper Paleozoic shale — until the exact determination of its geologic age.

It must be also pointed out that there is no petrographic difference between the so called Pseudogrödenian rocks from the upper part of the ore deposit (Berce, 1962 a, Fig. 4) and the Grödenian beds from its

lower part. Consequently, we can consider that in the Idrija ore deposit there is no geologic horizon, corresponding to Pseudogrödenian beds, whereas the upper "Skonca" horizon could be correlated with Pseudozilian strata of the Sava folds.

Position of the Idrija Ore Deposit in the Nappe Structure of the Idrija—Ziri Region

Investigating the repetition of the overthrust wedges in the Idrija area, we have marked individual structural units as scales, and the structure in general as imbricate structure (Mlakar, 1959, 1964). From the recent explorations in the wider Idrija vicinity, however, emerged that the Idrija structure can not be termed as imbricate structure.

A drilling, carried out about 7,5 km east of Idrija, revealed an overthrust nappe longer than 5 km. The geologic section through the Idrija ore deposit (Fig. 5). shows an overthrust, extending for more than 1500 meters. Taking into account the relations in the south-eastern extension of this section, the length of the overthrust of Upper Triassic rocks on Cretaceous limestone increases up to 6 km. An exploration drilling in the cross section west of Idrija revealed also overthrust displacements longer than 3 km. Thrust planes dip gently north-eastwards or south-westwards; in some places they are even horizontal. Consequently, we avoid denominating the Idrija structure as imbricate structure and prefer to say the first, the second, the third and the fourth nappe.

The Idrija ore deposit, within the limits of the third nappe, is underlain by Lower Cretaceous limestone of the first nappe (Mlakar, 1964). In the vicinity of Idrija, however, Lower Cretaceous limestone of the first nappe are directly overlain by Upper Triassic dolomite and Carnian sandstone of slight thickness (Fig. 5).

Lower and Middle Triassic beds of the fourth nappe are thrust over the orebearing structure of the third nappe. It is important to point out that the succession of beds is normal in the fourth nappe, and mostly reverse in the third nappe. In addition, it is very significant that the reversed sequence in the third nappe is repeated twice. Thus we can distinguish two parts: The first one is made up by Upper Paleozoic and Lower Scythian strata in reversed stratigraphical sequence. The second one consists of a Lower and an Upper structure, whose detailed description will be given later on.

The Idrija ore deposit could be regarded as a cutting out of the Idrija—Ziri nappe structure. It is limited in the footwall and the hanging wall by thrust planes; on the north-east and south-west it is cut off by southeast-northwest faults.

The Lower Structure of the Idrija Ore Deposit

The sequence of Upper Paleozoic strata toward south-west is normal. The beds are subvertical ore even inverted. The central part of the Lower structure of the ore deposit is built up by Lower Scythian beds, trending

southeast-northwest. They extend approximately up to the seventh and sixth horizons and reach in the area of the Delo shaft even the second horizon (Figs. 3—6).

The structure of the central part of the mine extends in south-easterly direction till to the strong transverse fault "O". Along this fault the south-eastern part was moved towards northeast (Fig. 6).

The Lower structure of the Idrija mine is obliquely cut off by the Idrija fault. It is characterized by an about ten meters broad zone of fault rock, composed by Upper Paleozoic, and Grödenian sandstone (Fig. 3).

That part of the Idrija ore deposit which is usually called "Talnina" ("Footwall") is a syncline. Its core is built up by Upper Scythian dolomite, unconformably overlain by Langobardian beds. The fold is inverted and the synclinal axis dips SE at the angle of 6°.

In addition, the Lower structure of the ore deposit is cut off by a system of dinaric faults.

The Upper Structure of the Idrija Ore Deposit

The southern block includes the Langobardian beds immediately south of the central shale edge. It is built up by tuff, tuffite, "Skonca" beds, conglomerate and basal sandstone. The sequence of these beds is inverse. Blocks of yellowish-gray dolomite of Anisian age and of gray Grödenian quartz sandstone occur in many places between Upper Paleozoic shale and Langobardian basal sandstone.

"Skonca" shale of the southern block lie under the third level on the Lower Scythian strata. "Skonca" beds of the Idrija ore deposit are not a basal formation of the Langobardian strata. Consequently, their contact with the Lower Scythian strata can not be explained as a tectonic erosion unconformity. Moreover, this contact is strongly contorted. Tuffite, as the youngest stratigraphic member can be found along it (Fig. 5).

Shale in the hanging wall of the Langobardian strata could not be in a normal contact with conglomerate and basal sandstone owing to the inverse position of the beds in the southern fault block. Strata of this kind under Langobardian basal sandstone are unknown (Fig. 1). The interpretation, founded on Pseudozilian shale, can therefore not be taken in account.

The northern faultblock appears as a, more or less preserved, inclined syncline (Figs. 4, 5). The core of the syncline is built up by "Skonca" beds; the succeeding conglomerate is underlain by basal sandstone. In this area Langobardian beds rest on Anisian dolomite. Berce has termed them Wengenian dolomite (1962 a, Fig. 4; 1963 b, Fig. 3).

Here and there, in the core of the syncline, grayish-green tuff and tuffite with chert can be found. On the contact with the Upper Paleozoic shale, therefore, tuffaceous rocks have been ascertained as the uppermost Langobardian member. For this reason, the explanation given by Berce, on the basis of Pseudozilian shale, can not be accepted.

Langobardian beds rest on the Upper Scythian dolomite in the "Talnina" of the Borba section of the mine (Figs. 3, 4 and 5). Strong

horizontal bedding faults, concentrated on the 4th level, are characteristic for the "Talnina" area.

The geologic map of the 2nd sublevel and the geologic sections A and B indicate that the sequence of beds in the northern block is repeated in the southern block (Figs. 2, 4 and 5). In the southern block area only Gröden sandstone and Anisian dolomite become thinner or even thin out. The southern block can, therefore, be explained as an extension of the upper limb of the recumbent fold of the northern block. A prolongation of the lower limb of the recumbent fold, however, can be shown in the Langobardian beds of the "Talnina" (Fig. 7). The continuity of these strata was later interrupted by tectonic movements.

The contact of the Upper Paleozoic strata with the Middle Triassic rocks in the Upper structure of the ore deposit has been differently explained up to now. In the opinion of the majority of geologists the contact could be a thrustplane (Lipold, 1874, Kossmat, 1911, Pilz, 1915). The nappe of the Carboniferous strata was interpreted by Kropač (1912) as the core of the second fold. According to the same author the Triassic beds of the "Talnina" could be explained as the lower limb of this fold. This interpretation has been lately supported also by Di Colbertaldo and Slavik (1961, 10). According Berce (1912 a 13) the contact should be interpreted as a normal position of the Pseudozilian beds on the Langobardian strata

In the footwall and in the hanging wall of the Upper Paleozoic shale — in the nappe of the Idrija ore deposit — identical stratigraphic levels could not be found (Figs. 4, and 5). The fold interpretation is therefore also unacceptable.

Grödenian sandstone of the upper levels of the ore deposit is conformably overlain by Paleozoic shale (Figs. 4, and 5). In the whole Idrija area no reversed stratigraphical sequence in the fourth nappe has been hitherto found. Therefore, the contact of the Upper Paleozoic and the Middle Triassic strata can not be explained as an overthrust plane between the third and the fourth nappe. It could be explained as a fault within the third nappe.

Upper Paleozoic shale and Langobardian basal sandstone are very well cemented along their contact. For this reason, Berce underlines that Wengenian conglomerate grades into Pseudozilian shale (1962 a, 13). The contact zone between the Grödenian sandstone and the Anisian dolomite in the northern block is cemented similarly. Thin sections show a regeneration of the contact zone. A comparison of this contact zone with the likewise disturbed Tertiary contact zones in other ore deposit areas leads to the conclusion that an old fault line must be in question.

Langobardian and Anisian strata of the northern block are separated from Lower Triassic and Paleozoic strata of the Lower structure of the ore deposit by a Scythian rock zone. Beds of this zone have a normal stratigraphical sequence; upwards and downwards they are bordered by strong faults (Figs. 3—5).

Langobardian and Anisian strata of the northern and southern blocks, as well as the intermediate Scythian beds are in fact a strange geologic

structure covering the subvertical or even reversed series of the Lower structure of the ore deposit. Considering the sequence of beds in the Lower ore deposit structure, the above mentioned strata should occur in the "Tal'nina" area. Deformations in the second part of third nappe show that a part of the strata was displaced from south-west towards north-east.

On the first level and second sublevel, a block of Langobardian tuff and Cordevolian dolomite has been moved in the same direction (Figs. 4 and 5). In the Lower structure of the ore deposit, however, a series of beds, above the fault "O", underwent a displacement away from the "Tal'nina" and far towards north-east (Fig. 6).

Some blocks of the second part of the third nappe have been moved apart, in the opposite direction as the entire nappe structure of Idrija—Žiri region displaced under the action of shearing stresses from north-east.

In the Idrija ore deposit area Langobardian beds rest on Upper Scythian or on Anisian dolomite. On a vast expanse overlain by Langobardian beds, here the Upper Scythian dolomite is only 40—60 m thick (Figs. 5 and 6). These relations could be explained only as a result either of epirogenic or — at most — of radial movements in the Middle Triassic periode.

Development of the Idrija Ore Deposit Structure

The fault plane between the Upper and the Lower structure of the Idrija ore deposit and a fault plane, cutting the upper levels of the deposit, join in the Karoli ore body area (Fig. 5). They border a block which in the Middle Triassic began sinking in regard to the Lower structure of the mine.

The position of the Triassic and Paleozoic rocks, after the deposition of the Cordevolian beds, is shown in Fig. 8/1 referring to the first stage of the Idrija ore deposit development. Middle Triassic strata were sinking in a rather narrow zone along subvertical faults which originated in the pre-Langobardian age. In such a way came about the contact of Middle Triassic beds with Paleozoic ones was formed on a vast extent along the rift valley. Along another fault — corresponding to the contact between the upper and lower structure of the Idrija ore deposit — a large block of the Scythian beds broke off, forming thus an intermediate zone. Lenses of Anisian rocks in the hanging wall of the southern block originated alike.

Layers of the sunken fault block bent into a syncline during the Ladinian and the post-Ladinian ages.

The formation of a wedge of Langobardian and Cordevolian beds between the Upper Paleozoic clay shale can also be caused by the same process.

The old Tertiary nappe structure of the Idrija—Žiri region is the final stage in the formation of a large recumbent fold (Mlačar, 1964). The third nappe of the Idrija ore deposit is doubtless the reversed limb of this fold. The sequence of strata, building the north-eastern side of the Idrija fault, is inverted (see section B — Fig. 5). In the ore deposit area,

however, the dip of the strata is prevailingly subvertical. Thus the fold was not reversed completely. This position of the strata caused by the double, knee-shaped bend of the underlying Cretaceous rocks (K r o p a č , 1912, 26, 42).

In the Fig. 8/2, presenting the second stage of the development, the Middle Triassic formations have been, therefore, turned up for 90°. Later this structure was cut off and limited by the first part of the third nappe in its footwall, and by the fourth nappe in the hanging wall.

So the Middle Triassic faults changed their subvertical position into a nearly horizontal one; in some places they were reactivated as thrust planes.

In the final stage of the Alpine orogenesis the Idrija nappe structure was cut through by a system of dinaric faults, dipping steeply NE. Along these faults horizontal movements prevailingly took place. The main fault, cutting off the Idrija ore deposit area from the north-eastern side, is called the Idrija fault (Fig.8/3). The north-eastern side of this fault was displaced in south-eastern direction for about 2500 m (M l a k a r , 1964). The formation of the central shale wedged between the southern and the northern block, can also be connected with the deformations of this type.

The highly intricate geological structure of the Idrija ore deposit area originated in various periods and various phases of tectogenesis, characterized by several kinds of deformations. The answer to the question which of the tectonic phases, shown in Fig. 8, opened the way to ore solutions, gives also the key to the determination of the geologic age of the Idrija ore deposit.

Along the Dinaric faults, originating in the final stage of the Alpine orogenesis, some mercury ore bodies were crushed and a part of the ore deposit displaced. Whereas the majority of the world mercury deposits originated from the final stage of the Alpine metalogenic period (S m i r - n o v , R i ž e n k o , 1958, 294), this can not be taken for granted for the Idrija ore deposit.

In the past, according to general opinion, the Idrija ore deposit was considered to be of Tertiary age and the impervious Carboniferous shale controlled the ascent of ore forming solutions. Cinnabar ore bodies, occurring in the Paleozoic as well as in the Lower and Middle Triassic, must have been formed according to conditions shown in the second section of Fig. 8.

From a lot of data, given by Berce , emerges that the cinnabar mineralization isn't controlled by Tertiary tectonics — neither in the Idrija ore deposit nor elsewhere in Slovenia (Berce , 1958, 38—42). Particularly interesting are his data on the crushed ore bodies along the thrust planes and the cinnabar recrystallization.

The geologic sections A (Fig. 4), B (Fig. 5), C (Fig. 6) indicate that no mercury ore bodies occur under Paleozoic shale, although there the conditions for their formation should be the most favourable.

The assumption that the Idrija ore deposit belongs to the Tertiary age has been recently supported by di Colbertaldo and Slavik.

In their opinion ore bodies occur at certain distances from shale, having an impounding function. Cinnabar was concentrated in the most favourable conditions, particularly in bituminous rock formations, and in the rocks with suitable granulation.

After accepting the above assumption of the Triassic age of the Idrija ore deposit, further explanation seems to be superfluous. From the position of the strata, shown in Fig. 8/1, results that ore bodies are limited by layers and unconformities, who acted as impounding elements in the first stage of the ore deposit development.

High grade ore bodies occur in conglomerate, overlain by bituminous "Skonca" beds, in the "Skonca" shale itself, in Anisian dolomite — overlain by Langobardian basal sandstone, and elsewhere under erosional unconformities. In the Lower structure of the ore deposit, ore bodies can be found, mostly at the contact of the Lower Scythian shale and dolomite, NE from rather thick intercalations of micaceous rocks in the Lower Scythian dolomite (Figs. 2—6).

The origin of crushed ore bodies in the basement rocks in the area of the Maver and Filipič blind shafts, is not genetically bound to the early Tertiary thrust plane, but to the Middle Triassic tectonic-erosional unconformity. Mineralization traces in the Upper Paleozoic shale in this area could be explained by regeneration of cinnabar. The increasing pressure, the rise of temperature and the changed physico-chemical conditions in the time of formation of nappe structure, indicate suitable conditions for the epigenic ore deposit formation.

According to our conception on the development of the Idrija ore deposit Carboniferous shale had not an impounding function in Tertiary age, but a controlling one in Middle Triassic age. In the Lower Tertiary the ore bearing structure was cut off from the reversed limb of the recumbent fold and displaced in present position, i. e. in the second part of the third nappe.

Conclusions

In the geological investigations SE from Idrija, a strong EW fault has been found dipping subvertically. It was proved in a length of 11 km in the third nappe only. Along this fault Upper Paleozoic strata are in contact with the Triassic beds some hundred meters thick. It is significant that a strong fault of the Middle Triassic age, showing similar particularities, occurs also in the Idrija ore deposit.

Consequently, the fault occurring SE of Idrija can be considered as a prolongation of the Middle Triassic fault cutting the Idrija mine. In the Idrija mine itself it is turned over and shows all the characteristics of a thrust plane.

The mercury mineralization at Rovte, found by Berce by means of auxiliary exploration methods, is also bound to this fault. Along this fault, in other places, only high geochemical anomalies have been found up to now.

A close examination of the geologic relations between the Upper and Lower structure of the Idrija ore deposit has revealed deep faults, controlling the emplacements of mercury mineralization in the Idrija area. East-west trending fault lines within the nappe structure of the Idrija—Žiri region, are Middle Triassic by age and parallel to the trend of the Mediterranean mercury province.

LITERATURA

- Ažgirej, G. A., 1956, Strukturnaja geologija. Moskovska univerza, Moskva.
- Berce, B., 1953, Jamsko kartiranje rudnika živega srebra Idrija. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Berce, B., 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
- Berce, B., 1959, Poročilo o geološkem kartiranju na ozemlju Cerkno—Žiri—Idrija—Rovte. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Berce, B., 1960, Methods and Results of Geochemical Investigation of Mercury. Internat. Geol. Congr., 21st Session, Copenhagen.
- Berce, B., 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg Ore-Deposit Idrija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 18, Pavia. (1962 a)
- Berce, B., 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savet. geol. FNR Jugoslavije, Beograd. (1962 b)
- Berce, B., 1963, The Formation of the Ore-Deposits in Slovenia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 19, Pavia. (1963 a)
- Berce, B., 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mn. Stuttgart. (1963 b)
- Di Colbertaldo, D.—Slavik, S., 1961, Il giacimento cinabifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17, Pavia.
- Duhovnik, J., 1947, Petrografski popis kamenin rudnika Idrija I. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Duhovnik, J., 1948, Petrografski popis kamenin rudnika Idrija II. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.
- Germovšek, C., 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugosl. geol. kongr., Ljubljana.
- Kossmat, F., 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1900, Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack—Idria, Wien.
- Kossmat, F., 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F., 1913, Die Arbeit von Kropač; Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Kropač, J., 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria, Wien.
- Limanovsky, M., 1910, Wielkie przemieszenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Raz. Wydz. przyr. akad. Umiej., Serye III., Tom. 10, Krakow.
- Lipold, M. V., 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. Geol. R. A. Wien.
- Mlakar, I., 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo, Ljubljana.

- Mlakar, I., 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice, *Geologija* 5, Ljubljana.
- Mlakar, I., 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudnih con na območju Idrije. *RMZ* 1, Ljubljana.
- Mlakar, I., 1964, The Role of Postmineralization Tectonics in the Search for New Mineralized Zones in the Idria Area. *Mining and Metallurgy Quarterly*, No. 1, Ljubljana.
- Pilz, A., 1908, Überblick über den Quecksilberbergbau und Quecksilberhüttenbetrieb von Idria in Krain. *Berg und Hüttenmännische Rundschau*, Kattowitz.
- Pilz, A., 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf, Essen.
- Rakovec, I., 1948, Triadni vulkanizem na Slovenskem. *Geogr. vestnik* 18, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. *Geogr. vestnik* 22, Ljubljana.
- Ramovš, A., 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jug. geol. kongr., Ljubljana.
- Ramovš, A., 1965, O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. *Geološki vjesnik* 18/2, Zagreb.
- Smirnov, V. I., 1957, *Geologičeskie osnovi poiskov i razvedok rudnih mestoroždenij*. Izdatelstvo moskovskovo univerziteta, Moskva.
- Smirnov, V. I.—Riženko, L. M., 1958, *Nekotorie osobenosti obrazovanja i razmeščenja rtutnih mestoroždenij*. Izdatelstvo akad. nauk SSSR, Moskva.
- Smirnov, V. I., 1965, *Tri nedeli v Jugoslavii*. Vestnik moskovskovo univerziteta 1, Moskva.
- Stur, D., 1872, *Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain*. Verh. Geol. R. A. Wien.

RAČUN DOTOKA IZ PODTALNICE V GLOBOKO GRADBENO JAMO STROJNICE HIDROELEKTRARNE SREDNJA DRAVA I

Marko Breznik

S 3 slikami med tekstem in z 11 slikami v prilogi

1. Uvod

Hidroelektrarna Srednja Drava I izkorišča v strojnici Zlatoličje 32 m padca Drave. Dovodni kanal je dolg 17 km in je pri strojnici z nasipi dvignjen 15 m nad rahlo nagnjeno Dravsko polje. Odvodni kanal je dolg 6 km in je vkopan 23 m globoko. Površje na lokaciji strojnice je na koti 238 m, gladina podtalnice v produ pa je bila pred izkopom na koti 230,5 m. Temelji strojnice so na koti 201 m in so 37 m pod površjem terena, od tega 29,5 m globoko v vodonosnem produ. Izkop velike gradbene jame (nad 500 000 m³ prostornine, s ploščino 170 m × 170 m na površju in 30 m × 40 m na dnu), tako globoko vkopane v vodonosni prod, je predstavljal za projektante in izvajalce izredno težak problem.

Geološke raziskave so pokazale, da je pod pleistocenskim prodom, ki sega do kote 212 m, mnogo manj prepusten pliocenski prod. Glavni problem je bil izkop v vodonosnem pleistocenskem produ med kotama 320 m in 212 m.

Tesnitev pleistocenskega proda z jekleno zagatno steno je odpadla zaradi težav pri uvozu zagatnic, tesnitev z vertikalno injekcijsko zaveso pa zaradi težav pri injiciranju, predvsem pa zato, ker bi izvedba takšne zavese predolgo trajala; ob pomanjkanju električne energije pa je bil čas gradnje pomemben činitelj. V takšni situaciji so se Dravske elektrarne v Mariboru kot investitor odločile za izkop gradbene jame ob direktnem črpanju vode iz jame v pleistocenskem produ (sl. 1—5). Med poglobljanjem jame v pliocenskem produ (sl. 6—8) pa naj bi podtalnico črpali iz zbiralnega kanala, ki naj bi ga izgradili na meji pleistocenskih in pliocenskih plasti. Za oceno možnosti takšnega načina izkopa je investitor naročil posebno študijo kot dopolnilo k projektu.

Prva naloga študije je bila, izračunati dotok podtalnice v gradbeno jamo strojnice v raznih fazah gradnje. Pri tem je bil na eni strani poudarek na maksimalnih dotokih podtalnice, da bi ugotovili potrebno zmogljivost črpal, in na drugi strani na stalnih dotokih podtalnice, ki bi pri predvideni triletni gradnji odločilno vplivali na stroške črpanja.

Druga naloga študije pa je bila, izračunati, za koliko se bo znižala podtalnica zahodno od gradbene jame, predvsem v vaseh Prepolje in Starše; ugotoviti je bilo treba, ali bo za preskrbo teh vasi s pitno vodo

zadostovalo poglobljanje obstoječih izkopanih vodnjakov ali pa bo treba zgraditi nov vodovod.

Dravskim elektrarnam v Mariboru se zahvaljujem za fotografsko dokumentacijo ter za podatke o dotoku vode in o gladinah podtalnice med gradnjo. Hidrološke meritve so delo Vlada Kovačiča, dipl. geod. inženirja.

2. Geološke in hidrološke razmere

Po podatkih Geološkega zavoda (1963) sega pleistocenski prod od površja terena na koti 238 m približno do kote 212 m. Ponekod je močno pomešan s peskom. Pod njim sledi gost pliocenski prod, ki je bolj drobnozrnat in ima mnogo peščenih ter nekaj meljastih primesi.

Pleistocenski prod ima po podatkih Zlebnika (1966) do 6 % melja in 35 % do 57 % peska, pliocenski prod je drobnejši in ima 11 % do 35 % melja ter 20 % do 62 % peska. Tudi po petrografski sestavi prodnikov se pleistocenski prod močno razlikuje od pliocenskega. Pleistocenski prod vsebuje poleg kremenovih prodnikov tudi prodnike amfibolita, tonalita, gnajsa in redko apnenca. Pliocenski prod pa sestavljajo pretežno dobro zaobljeni kremenovi prodniki.

V zgornji plasti proda so našli med izkopom kosti mamuta, kar dokazuje njegovo pleistocensko starost.

Prostorninska teža naravno vlažnega pleistocenskega proda je največ 2,04 t/m³, pliocenski prod pa je bolj gost in ima pri naravni vlagi prostorninsko težo 2,06 do 2,3 t/m³.

Na lokaciji strojnice sta bila izkopana 2 vodnjaka Benoto, globoka 30 m. Na podlagi podatkov črpalnih poskusov v teh vodnjakih so v Laboratoriju za mehaniko tal Univerze v Ljubljani izračunali naslednji koeficient prepustnosti pleistocenskega proda:

$$k = 3,4 \cdot 10^{-1} \text{ cm/sek.}$$

V istem laboratoriju so določili tudi koeficient prepustnosti pliocenskega proda:

$$k = 5,3 \cdot 10^{-5} \text{ do } 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ cm/sek.}$$

Po geoloških podatkih smo izračunali, da vpada mejna ploskev med pleistocenskimi in pliocenskimi plastmi 2 ‰ proti vzhodu.

Podtalnico na Dravskem polju napajajo poleg padavin njegovega območja tudi vode z vzhodnega dela Pohorja. Prazni pa se podtalnica v izvire Studenčnice ob robu nizke dravske terase.

Strmec gladine podtalnice smo povzeli po hidrološki karti Dravskega polja z minimalnim vodnim stanjem na dan 31. marca 1964, ki jo je izdelal investitor.

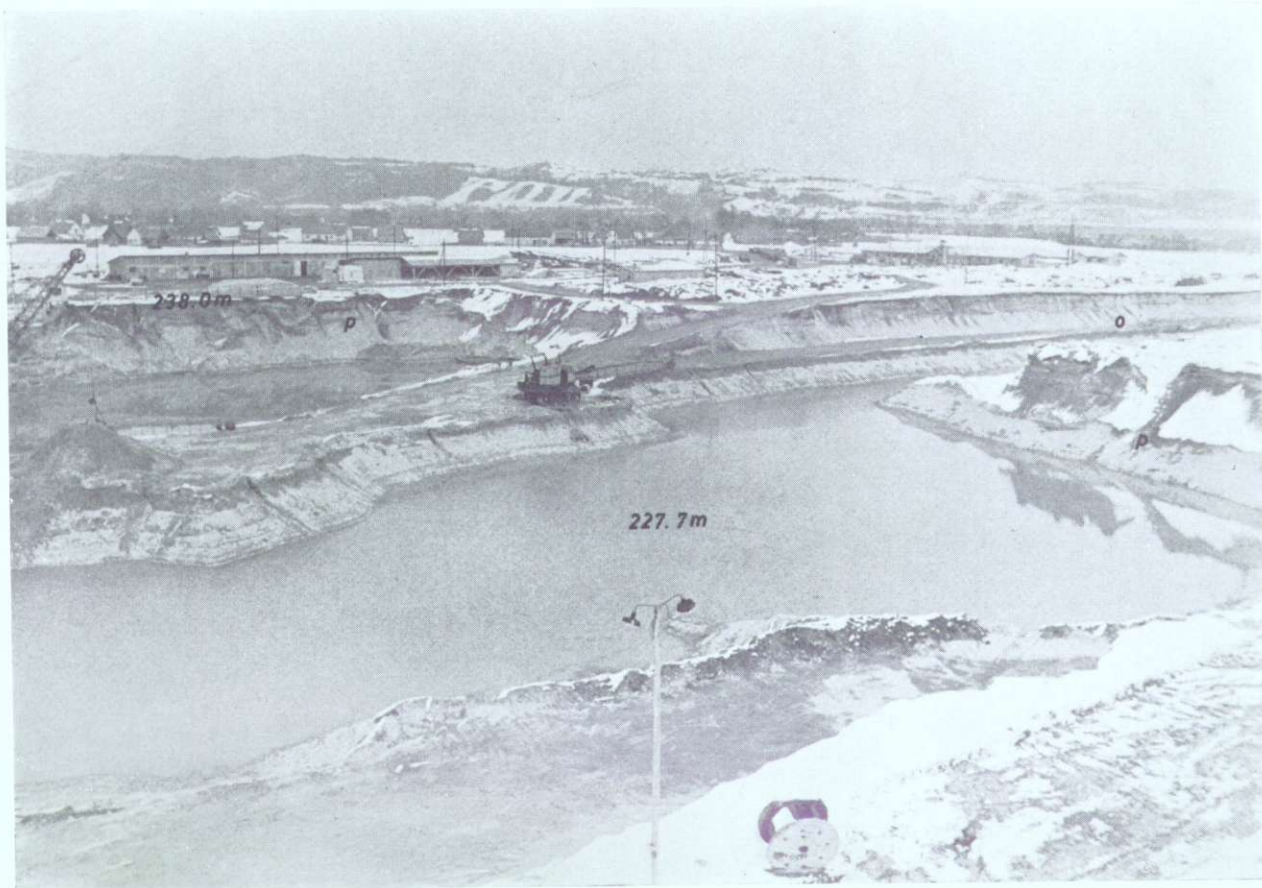
Sl. 1. Izkop v pleistocenskemrodu. Površje terena 238 m, podtalnica 230,5 m, dne 17. novembra 1964

Fig. 1. Excavations in the Pleistocene gravel. Ground surface 238 meters, ground water tabel 230,5 meters, November 11, 1964



Sl. 2. Odtok vode iz gradbene jame po prebitju odvodnega kanala. Podtalnica
na koti 227,7 m, dne 26. februarja 1965

Fig. 2. Outflow of water from the building pit immediately after tailrace
breaking. Ground water table 227,7 meters, February 26, 1965



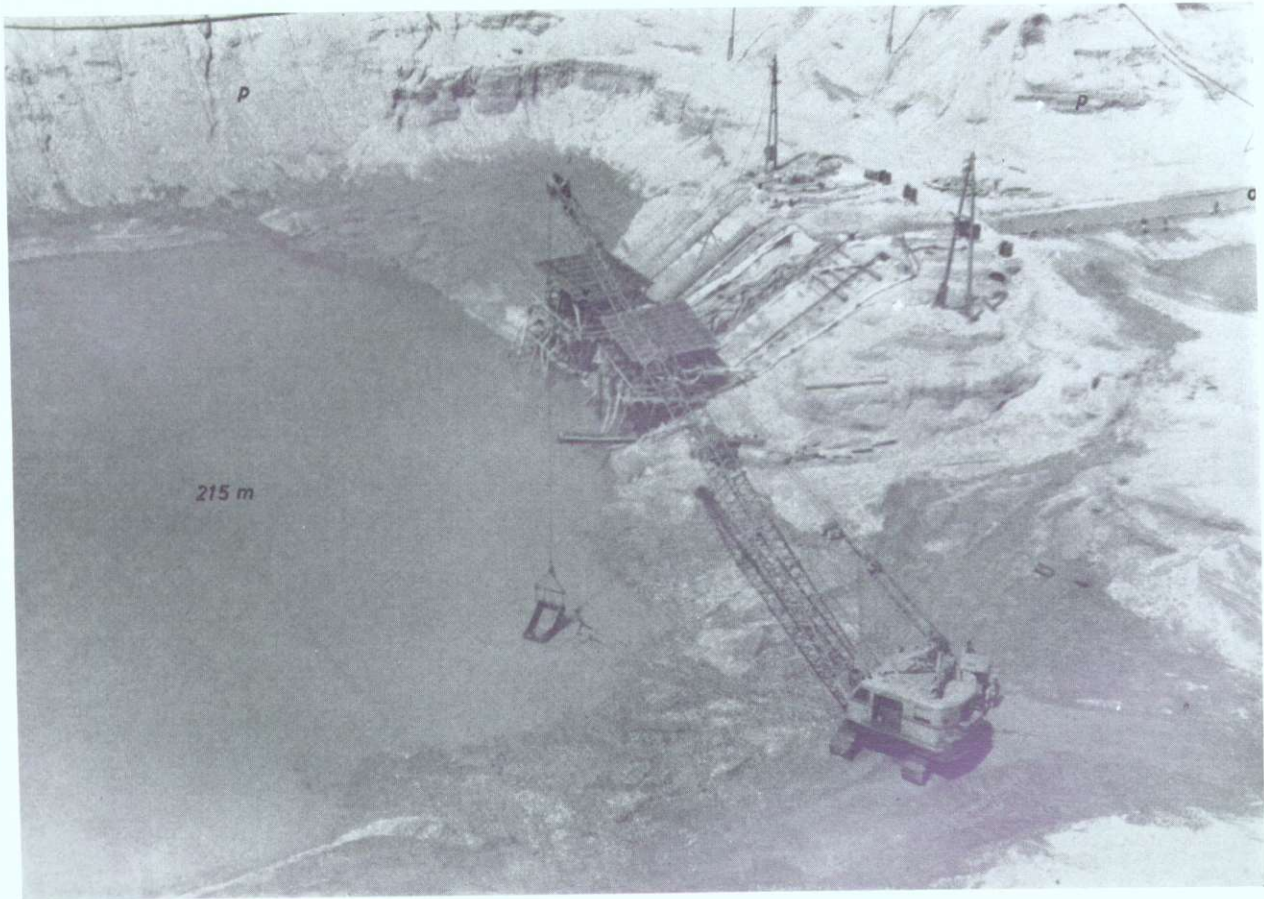
Sl. 3. Podtalnica odteka po odvodnem kanalu o. Podtalnica 226,0 m
dne 31. marca 1965

Fig. 3. Ground water flow through the tailrace canal. Ground water table
226,00 meters, March 31, 1965



Sl. 4. Izkop je dosegel bližino pliocena. Podtalnica izvira iz pleistocenskega proda okoli gradbene jame (temnejše). Gladina vode v jami na koti 215 m, junij 1965

Fig. 4. Excavation works advanced close to the Pliocene gravel. Ground water discharge from Pleistocene gravel surrounding the building pit (dark). Water tabel level in the building pit 215,00 meters. June 1965



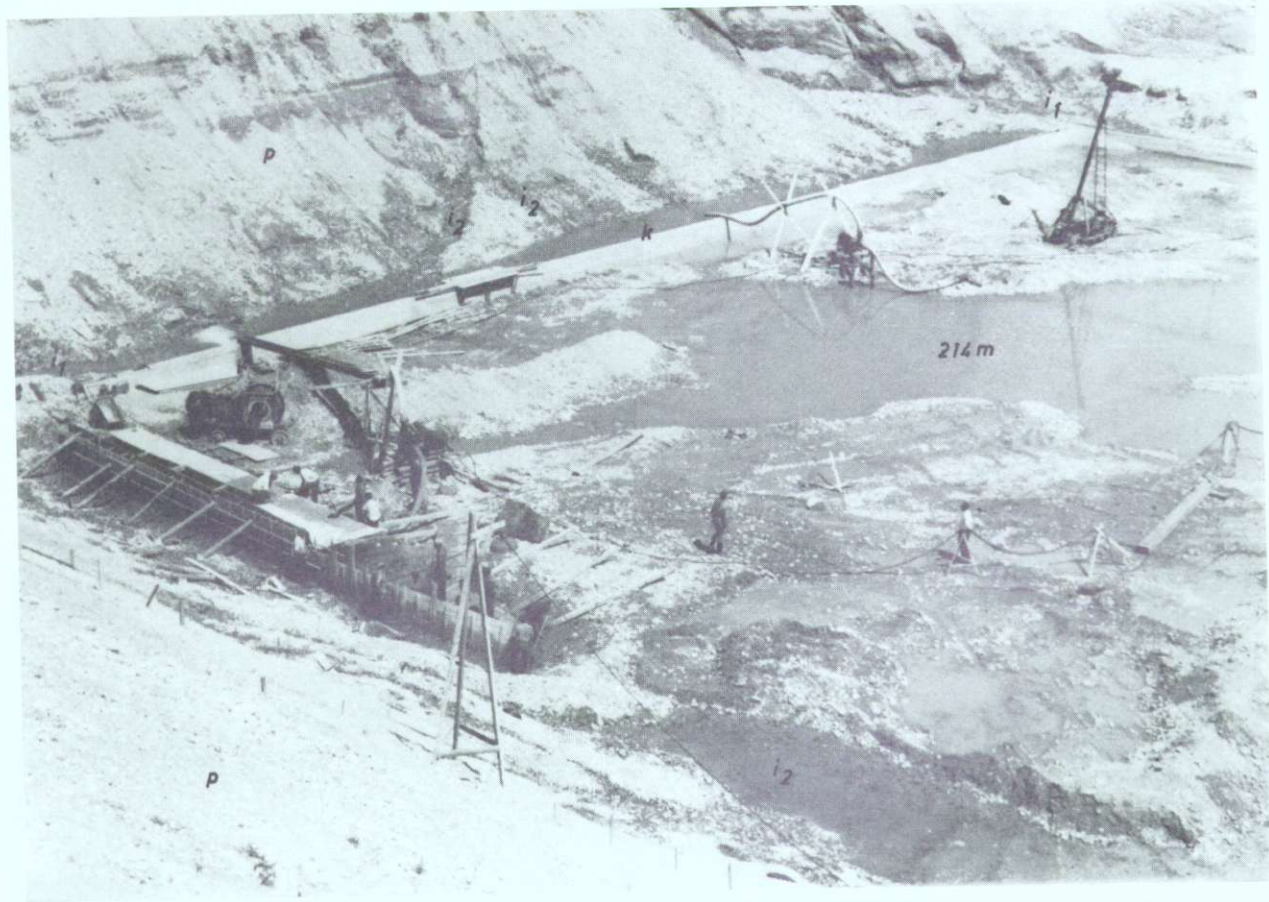
Sl. 5. Izkop na koti 215 m, dne 7. julija 1965

Fig. 5. Excavation works on the elevation 215 meters above sea level. July 7, 1965



Sl. 6. Zid zbiralnega kanala, temeljen na pliocenu na koti 213 m. Največji izviri v vogalih i_1 , veliki izviri v sredini i_2 , dne 2. avgusta 1965

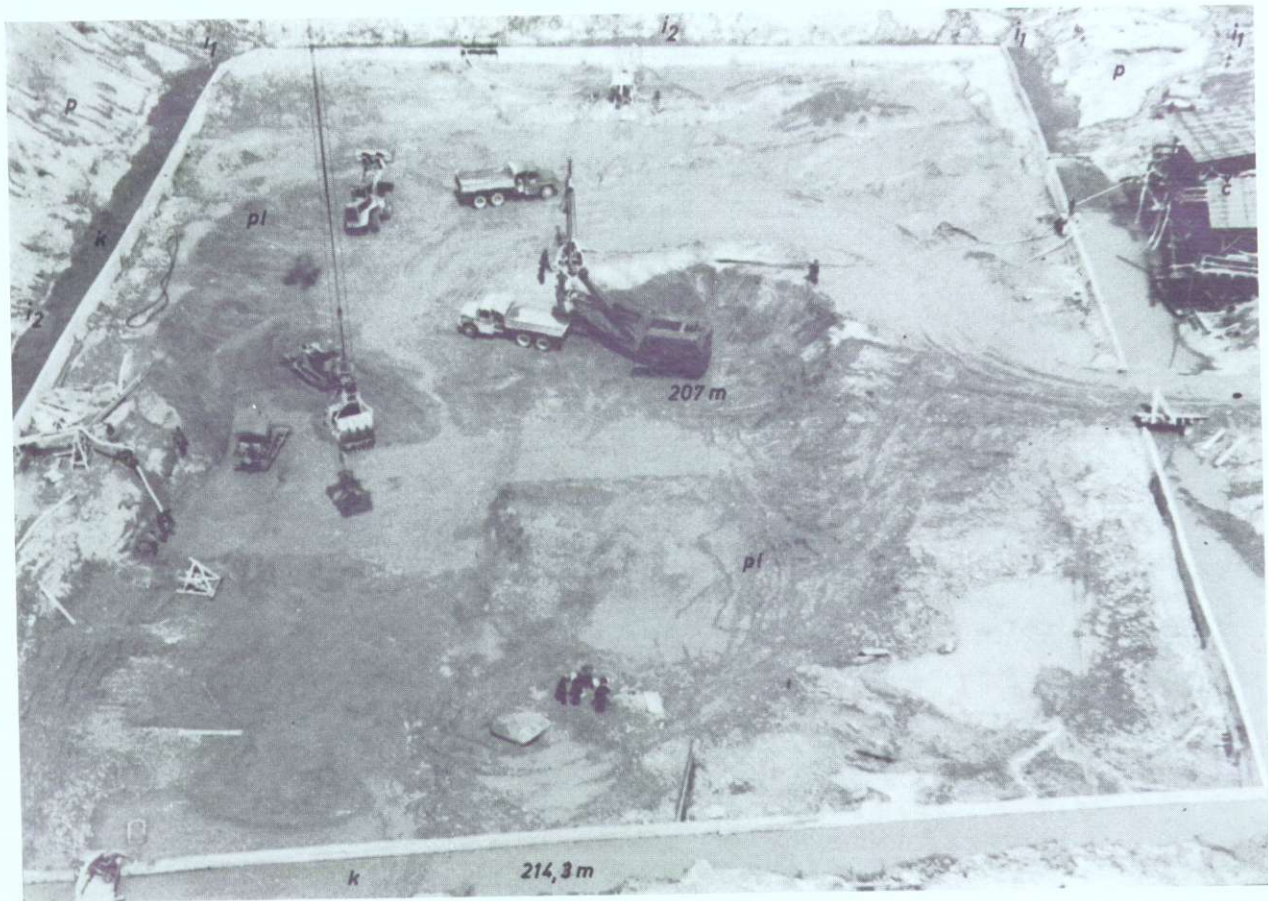
Fig. 6. Construction of the collector ditch founded on the Pliocene gravel on the elevation of 213 meters above sea level. The richest ground water discharges in the corners of the building pit and rather abundant water sources in the middle of the building pit slopes. August 2, 1965



Sl. 7. Zbiralni kanal *k* s koto 214,3 m dovaja podtalnico iz pleistocenskega proda *k* črpalnišču *č*. V sredini izkop v pliocenu. Najgloblji deli izkopa okrog 207 m. Pleistocenski prod *p*, pliocenski prod *pl*. Zbiralni kanal *k*, črpalnišče *č*.
September 1965

Fig. 7. Collector ditch *k* on the elevation 214,3 meters above sea level conducting the water from Pleistocene gravel to the pumping station. The deepest excavation works in the Pliocene gravel reached the plus 207 meters above sea level, September 1965

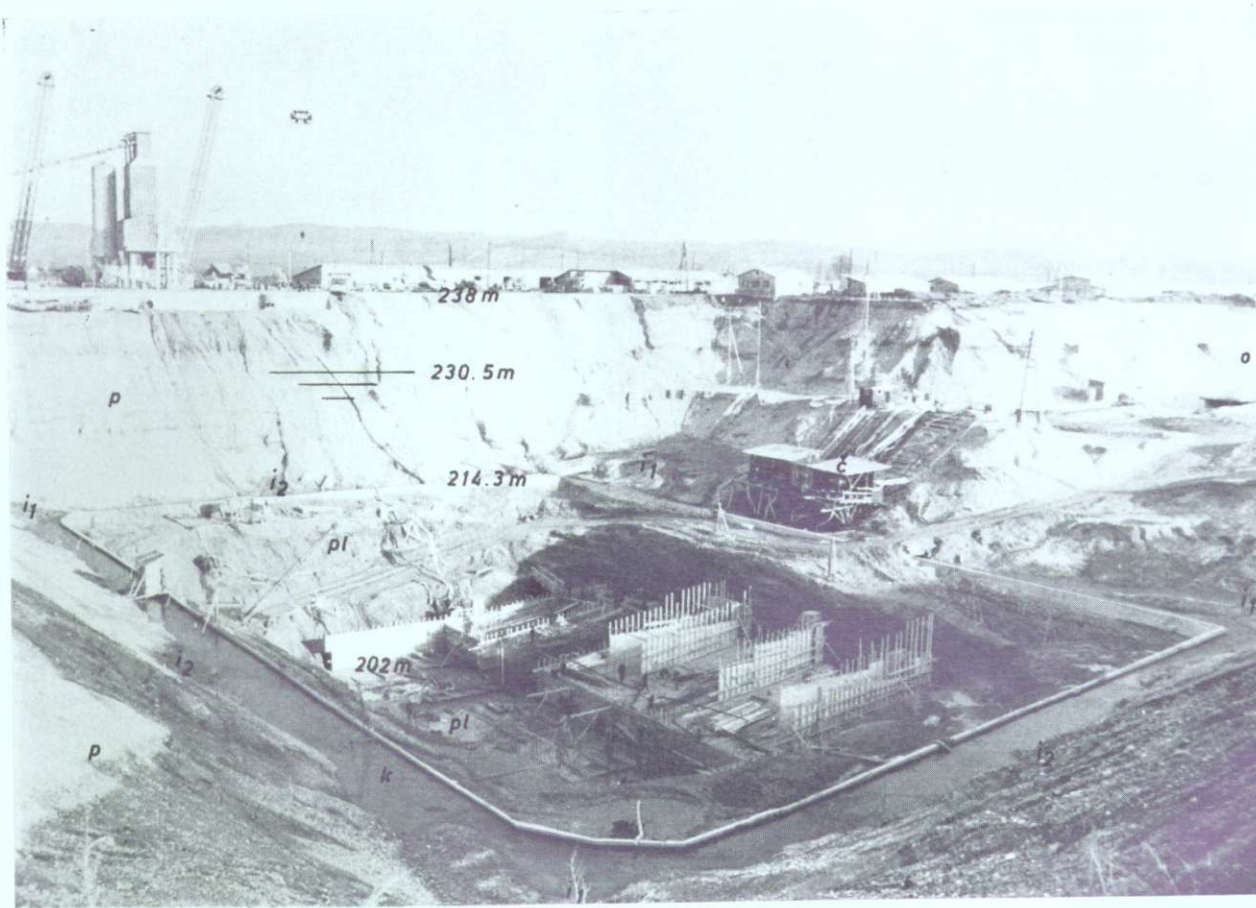
p = Pleistocene gravel, *pl* = Pliocene gravel, *k* = collector ditch, *č* = pumping station



Sl. 8. Dno izkopa v pliocenu 201 m. Največji izviri i_1 v vogalih, veliki izviri i_2 v sredini. Črpališče \check{c} , zbiralni kanal k , odvodni kanal o . Pleistocenski prod p , pliocenski prod pl

Fig. 8. Excavation works in Pliocene gravel advanced to the bottom of the building pit. In the corners of the building pit the richest water discharges i_1 are shown.

p = Pleistocene gravel, pl = Pliocene gravel, k = collector ditch, o = tailrace canal, \check{c} = pumping station



3. Supozicije o hidrogeoloških razmerah ter v računu dotoka in depresij

3.1. Neenakomerno gibanje podtalnice

Smer gibanja podtalnice proti gradbeni jami smo ugotovili s konstrukcijo strujne mreže.

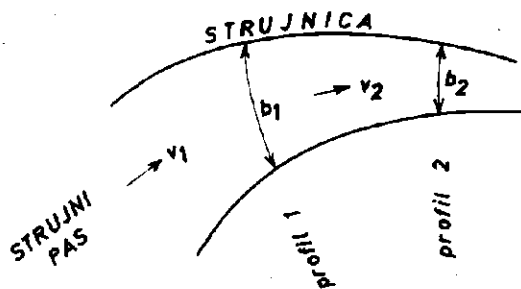
Gibanje podtalnice proti gradbeni jami smo opazovali v posameznih pasovih, omejenih z dvema strujnicama. Tak pas se proti gradbeni jami zožuje (sl. 9). Zato je hitrost vode bliže jami večja kakor bi bila v enakomerno širokem pasu, depresija pa manjša. Vpliv zoženega pasu smo upoštevali v računu z različno hitrostjo gibanja podtalnice med posameznimi profili, ki dele strujne pasove, in s členom širine pasu B po K a m e n s k e m (sl. 9).

$$B = \frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2} \quad b_1 \text{ in } b_2 \text{ sta širini pasu v profilih 1 in 2.}$$

Pretok vode je pri vsaki praznitvi podzemeljske akumulacije neenakomeren. V profilih bliže gradbeni jami je pretok večji kakor v oddaljenih profilih. Z razliko pretoka se prazni akumulacija in depresijski

Sl. 9. Strujni pas med sosednjima strujnicama se zožuje proti gradbeni jami

Fig. 9. Flow belt between two adjacent flow lines narrowing toward the building pit



lijak postaja vedno večji. Teoretično se širi depresija v izotropnem polprostoru v neskončnost, praktično pa je odvisna od robnih pogojev, npr. od reke s stalnim napajanjem podtalnice. V tem primeru se depresija ne pogloblja več in pretok postaja enakomeren.

Neenakomeren pretok podtalnice smo ponazorili tako, da smo s spreminjajočo se širino pasu B toda z enakomernim pretokom v posamičnem odseku izračunali vedno daljše odseke strujnih pasov, in sicer 0—100 m, 0—500 m, 0—1000 m in 0—2000 m. Če si zamislimo istočasno gibanje podtalnice v teh odsekih, dobimo za dele odsekov npr. 0—100 m, 100—500 m, 500—1000 m in 1000—2000 m neenakomeren pretok podtalnice, ki se proti gradbeni jami povečuje:

$$Q_3 > Q_2 > Q_1$$

3.2. Nenadno znižanje gladine

V računu smo suponirali nenadno znižanje gladine v gradbeni jami na kote 222 m, 217 m in 212 m. V resnici je bilo znižanje podtalnice postopno v skladu z izkopom in je trajalo okrog 5 mesecev. Ker smo v računu predpostavljali, da se bo depresijski lijak hitro praznil, smo kot rezultat dobili povečane pretoke takoj po vsaki stopnji znižanja vodne gladine v gradbeni jami. Vpliv povečanja pretokov smo izločili s tem, da nismo upoštevali konic računskih pretokov. Pri merjenju dejanskih dotokov med izkopom so zaradi enakomernega zniževanja gladine dotoki enakomerno naraščali.

3.3. Količnik prepustnosti

Na vsem območju smo računali z enotnim količnikom prepustnosti pleistocenskega proda, edinim, ki je bil takrat na razpolago.

$$k = 3,4 \cdot 10^{-1} \text{ cm/sek.}$$

Vso debelo plast pleistocenskih sedimentov na Ptujskem polju je naplavila Drava, ki pa je spreminjala lego svoje struge. V glavni strugi je odlagala debelejši prod, v stranskih rokavih prod in pesek, v mrtvih rokavih pa pesek in melj. Zaradi takšnih pogojev nastanka naplavine se mora nujno spreminjati količnik k v horizontalni in vertikalni smeri.

3.4. Strmec vodne gladine

Strmce gladine smo povzeli iz hidrološke karte Dravskega polja z minimalnim vodnim stanjem 31. marca 1964.

Če podrobneje opazujemo hidroizohipse, opazimo, da se v posameznem strujnem pasu strmec spreminja. To je lahko posledica konfiguracije površja pliocenskih plasti in s tem debeline vodonosne plasti, ali spreminjajočega se koeficienta prepustnosti k , ali pa posledica polnjenja in praznjenja podzemeljske akumulacije. V naših računih smo upoštevali enakomeren strmec podtalnice v posameznih pasovih.

3.5. Meja pliocena

Mejno ploskev med pliocenskimi in pleistocenskimi sedimenti, ki je na območju strojnice na koti okrog 212 m, smo imeli v glavnem za ravnino, le v profilih proti jugozahodu od gradbene jame smo upoštevali, da se tod površje pliocenskih plasti dviga za okrog 2‰.

3.6. Dotok iz pliocenskega proda

Koeficient prepustnosti pleistocenskega proda je okrog 4000-krat večji od koeficienta prepustnosti pliocenskega proda. Zaradi majhnega koeficienta prepustnosti pliocenskega proda je bilo jasno, da bo dotok iz pliocena majhen, zato smo ga lahko v primerjavi z dotokom iz pleistocena povsem zanemarili.

Pliocenski prod smo smatrali kot neprepustno podlago pleistocenskega proda. Dotok podtalnice v gradbeno jamo naj bi se bil formiral v spodnjem delu pleistocenskih plasti na meji s pliocenskimi sedimenti.

4. Metoda računanja dotoka v gradbeno jamo

4.1. Metoda računanja

Oblikovanja nove gladine podtalnice, ki je na eni strani pod drenažnim vplivom gradbene jame in odvodnega kanala, na drugi strani pa pod vplivom napajanja iz podtalnice Dravskega polja in iz Drave, ni možno reševati kot ravninski sistem, ampak prostorsko.

Problem smo reševali postopno in s približevanjem. Najprej smo provizorno sestavili horizontalno strujno mrežo. V pasovih, omejenih z dvema strujnicama, smo nato iskali pretoke in depresijske krivulje pri izbrani depresiji v gradbeni jami za posamezne odseke, ki so se vedno bolj oddaljevali od gradbene jame, sorazmerno s širjenjem depresije. Dokaz, da sta bila pretok in njemu ustrezna depresija pravilno izbrana, je bil v tem, da je morala biti skupna izračunana depresija enaka razliki med gladino podtalnice pred to fazo depresije na začetku pasu in novo depresijo na koncu pasu v gradbeni jami. Iz depresijskih krivulj smo dobili nivojnice, s katerimi smo nato popravili privzeto strujno mrežo in račun ponavljali, dokler nismo prišli do pravilne strujne mreže.

Računali smo po Dupuitovi formuli, predelani po Kamenškem (Bogomolov, Silin-Bekčurin, 1959, str. 35)

$$Q = k \frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2} \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

kjer je:

- k količnik prepustnosti
- b_1 in b_2 širina pasu v prečnih profilih 1 in 2
- h_1 in h_2 debelina vodonosnega horizonta
- L razdalja med profiloma 1 in 2.

Praktično je bil postopek naslednji:

Pri izbrani strujni mreži je faktor širine pasu

$$\frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2}$$

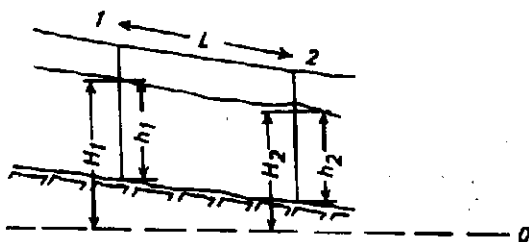
podan in prav tako dolžina L in količnik prepustnosti.

Debelina vodonosne plasti na začetku pasu h_1 je razlika med gladino podtalnice in površjem pliocena.

Z raznimi izbranimi pretoki Q smo iskali takšen h_2 , da je bila depresijska krivulja pravilna. Vsak pas smo razdelili na več odsekov, npr. 0—100 m, 0—500 m, 0—1000 m, itd., posamezne odseke pa na pododseke npr. odsek 0—1000 m smo razdelili na pododseke 0—100 m, 100—500 m in 500—1000 m.

Začeli smo z računom najbližjega odseka in se potem oddaljevali od gradbene jame, analogno kakor se širi depresija, npr. 0—100 m, 0—500 m, 0—1000 m itd. Obratno pa smo v posameznih odsekih pričeli z računom v najoddaljenem pododseku.

Debelino h_2 smo začeli računati na najbolj oddaljenem pododseku in smo se nato postopno približevali gradbeni jami. Izračunani h_2 prvega pododseka je bil potem h_1 drugega, v katerem smo iskali nov h_2 ; tako smo se z depresijsko krivuljo postopno približali gradbeni jami. Pogoji za pravilno izbran Q je bil, da je prišla pri gradbeni jami depresijska krivulja na koto depresije v jami. Da smo v tem uspeli, je bilo treba račun ponavljati z različnimi pretoki Q .



Sl. 10. Tok podtalnice po nagnjeni neprepustni podlagi

Fig. 10. Groundwater flow on inclined impermeable basement

Enačba, ki upošteva nagnjeno neprepustno podlago (sl. 10), je naslednja:

$$Q = k \frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L}$$

V primeru horizontalne podlage je

$$h_1 = H_1 \quad h_2 = H_2$$

in člen, ki upošteva debelino vodonosne plasti in naklon gladine:

$$\frac{1}{2L} \cdot (h_1 + h_2) \cdot (H_1 - H_2)$$

se spremeni takole:

$$\frac{1}{2L} (h_1 + h_2) \cdot (h_1 - h_2) = \frac{1}{2L} \cdot (h_1^2 - h_2^2)$$

Če si mislimo izhodiščno gladino pomaknjeno na koto neprepustne podlage, je

$$h = H - p \cdot l$$

p = nagnjenost neprepustne podlage

l = razdalja od gradbene jame.

V nadaljnjem smo računali namesto s produktom obeh členov v aproksimaciji s kvadratom srednjice.

$$h \cdot H = (H - p \cdot l) \cdot H \approx h_{sv}^2$$

$$h_{sv} = \frac{h + H}{2} = \frac{(H - p \cdot l) + H}{2} = H - \frac{p \cdot l}{2}$$

Da bi dobili depresijsko krivuljo, smo člen $\frac{p \cdot l}{2}$ na koncu zopet prišteli izračunanim h_{sv} :

$$H = h_{sv} + \frac{p \cdot l}{2}$$

Ta korekcija je bila potrebna za profile, oddaljene več kilometrov.

Ker pa je člen $\frac{p \cdot l}{2}$ majhen v primerjavi s H , so napake zaradi gornje

aproksimacije le majhne.

4.2. Robni pogoji

V horizontalnem izotropnem polprostoru se širi depresija teoretično v neskončnost; pri tem se odtok zmanjšuje, ker se zmanjšuje strmec.

V našem računu smo imeli polprostor omejen z različnimi robnimi pogoji. V pasovih, usmerjenih proti Dravi, se širjenje depresijskega lijaka ustavi, ko ta doseže Dravo, ki napaja podtalnico.

V strujnih pasovih, ki se napajajo iz podtalnice, so robni pogoji doseženi in s tem širjenje depresijskega lijaka ustavljeno, ko se naravni dotok v pas izenači z odtokom iz pasu:

$$Q \text{ dotoka} = Q \text{ odtoka}$$

Z oddaljevanjem od gradbene jzame se namreč strujni pas širi in se povečuje ploskev, ki zajema podtalnico ter povečuje dotok. Istočasno pa se zmanjšujeta padec depresijske krivulje in odtok iz pasu. Dovolj daleč se dotok izenači z odtokom in podtalnica se giblje enakomerno.

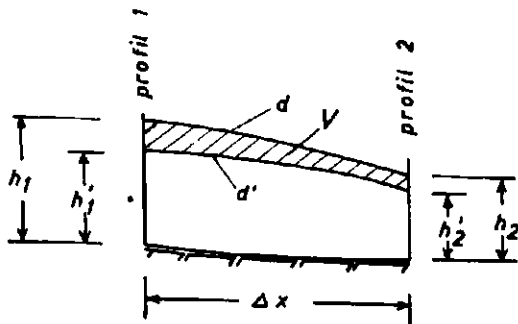
4.3. Časovni potek širjenja depresijskega lijaka

Opazujemo odsek strujnega pasu, ki je omejen v smeri toka s profiloma 1 in 2 (sl. 11).

Depresijski krivulji d ustrezajo Q , h_1 in h_2 , depresijski krivulji d' pa Q' , h_1' in h_2'

$$Q > Q' \quad h_1 > h_1' \quad \text{in} \quad h_2 > h_2'$$

Volumen V med obema depresijskima krivuljama se izprazni v času t z odtokom, enakim razliki odtokov obeh depresij.



Sl. 11. Skica ponazoruje račun časovnega širjenja depresije
Fig. 11. Sketch showing the calculation of depression cone expanding with time

$$t = \frac{V \cdot n}{Q - Q'}$$

$n = 0,3$ privzeti koeficient efektivne poroznosti.
Volumen V smo izračunali približno po enačbi

$$V = \frac{(h_1 - h_1') \cdot b_1 + (h_2 - h_2') \cdot b_2}{2}$$

5. Račun pretokov in depresijskih lijakov

5.1. Dotok iz Drave, depresija v gradbeni jami 212 m, stacionarno stanje

Konstruirali smo strujno mrežo samo za suponiran dotok iz Drave. Rezultati računanja pretokov v posameznih pasovih in skupnega dotoka so podani v tabeli 1.

Dotok vode v gradbeno jamo pri suponiranem napajanju podtalnice samo iz Drave

Inflow into the building pit at supposed recharge of ground water from Drava river only

Pas Belt	Dotok ku.m/sek Inflow cu.m/sec
I	0,0732
II	0,0837
III	0,0942
IV	0,0910
V	0,0725
VI	0,0540
Skupno Total	0,47

5.2. Kombinirani dotok v gradbeno jamo iz podtalnice Dravskega polja in iz Drave. Gladina v gradbeni jami na koti 222 m

V strujni mreži je dotočno območje razdeljeno na tri pasove. Za srednji pas (II) so rezultati računa pretokov in debeline vodonosne plasti, ki nam dajejo vpogled v oblikovanje depresijske ploskve, podani v tabeli 2.

Pretok vode v odsekih pasu II strujne mreže
Water flow in sections of the flow net belt II

Tabela 2

Table 2

Odsek Section m	Pretok m ³ /sek Water flow cu. m/sec	Debelina h_1 vodne plasti (m) pri oddaljenosti od gradbene jame The thickness h_1 of aquifer in meters at distances from the building pit			
		100 m	500 m	1000 m	2000 m
0—100	0,758	18,70			
0—500	0,292	13,99	19,80		
0—1000	0,232	13,30	18,25	21,20	
0—2000	0,197	12,85	17,26	19,91	23,20

Debelina vodonosne plasti h_1 je merjena od vododržnega pliocenskega proda navzgor. V gradbeni jami smo računali s koto pliocenskega proda 212 m.

Pretoki vseh treh pasov in skupni dotok so za razne vplive depresije podani v tabeli 3.

Dotok vode v gradbeno jamo pri napajanju iz Drave in iz podtalnice Dravskega polja pri vodni gladini v jami na koti 222 m

Inflow into the building pit at recharge from Drava river and from ground water of Dravsko Polje at water table in the building pit on the plus 222 meter level

Tabela 3

Table 3

Pas Belt	Dotok v gradbeno jamo (m ³ /sek) pri vplivu depresije do Inflow into the building pit (cu. m/sec) at the drawdown extent up to		
	500 m	1000 m	2000 m
I	0,170	0,136	0,134
II	0,292	0,232	0,197
III	0,170	0,136	0,134
Skupno Total	0,632	0,504	0,465

Račun časovnega širjenja depresije pa nam je dal rezultate, ki jih kaže tabela 4.

Dolgotrajnejšega vpliva depresije v jami na koti 222 m nismo računali, ker naj bi se bila v tem času gladina vode v jami že znižala.

Časovno širjenje depresijskega lijaka in dotok v jamo

Depression cone expanding with time and corresponding total water inflow

Tabela 4

Table 4

Cas Time	Po 3 dneh After 3 days	Po 30 dneh After 30 days	Po 45 dneh After 45 days
Meja depresijskega lijaka m Depression cone limit in meters	500	950	1300
Skupen dotok m ³ /sek Total inflow cu. m/sec	0,63	0,50	0,49

5.3. Dotok iz Drave in iz podtalnice Dravskega polja pri vodni gladini v jami 217 m (sl. 12)

Iz konstruirane strujne mreže smo izračunali dotoke in časovni razvoj depresije. Rezultate kaže tabela 5.

Časovno širjenje depresijskega lijaka in dotok v jamo pri gladini v gradbeni jami na koti 217 m

Depression cone expanding and inflow into the building pit at the water table in the building pit on the plus 217 meter level

Tabela 5

Table 5

Meja depresijskega lijaka m Depression cone limit in meters	500	1000	2000
Čas dni Time days	7	45	150
Skupen dotok m ³ /sek Total inflow cu. m/sec	0,85	0,78	0,69

5.4. Dotok iz Drave in iz podtalnice Dravskega polja pri vodni gladini v jami 212 do 202 m (sl. 13)

Takšno stanje se je začelo, ko so z izkopom dosegli pliocenski prod, in se je nadaljevalo ves čas gradnje ob dotoku podtalnice iz najglobljega dela pleistocenskega proda. Ker so trajale takšne razmere dolgo, sta bila vpliv depresije in ogroženost vodnjakov največja. Tudi za račun vodnih količin je bilo to stanje najvažnejše, ker so bili dotoki dolgotrajni in so povzročali večji del stroškov črpanja.

Za posamezne pasove strujne mreže so podani v tabeli 6 za različno oddaljene profile naravni pretoki podtalnice pred izkopom gradbene jame in dotoki v gradbeno jamo. Naravni pretoki so v bolj oddaljenih profilih pasu večji zaradi večje širine pasu. Računski dotoki pa se z oddaljevanjem manjšajo, ker se zmanjšuje padeč. Vpliv depresije sega do tja, kjer se dotoki izenačijo. Ravnotežje je doseženo tam, kjer je

$$Q \text{ dotoka} = Q \text{ odtoka}$$

Meje depresijskega lijaka za posamezne pasove strujne mreže pri vodni gladini v gradbeni jami na koti 212 m do 202 m

Depression cone limits in individual flow net belt at water table in the building pit on the plus 212 meter to 202 meter levels

Tabela 6

Table 6

Pas Belt m	Oddaljenost profila Distance of the section m	Pretok podtalnice pred izkopom m ³ /sek Discharge of ground water before excavation cu. m/sec	Izračunan dotok v gradbeno jamo m ³ /sek Calculated inflow into the building pit cu. m/sec	Meja depresijskega lijaka m Limit of depression cone m
I	2500		0,090	Drava
II	4000	0,188	0,139	2500
	3000	0,169	0,143	
	2000	0,134	0,150	
III	5000	0,195	0,198	5000
	4000	0,195	0,220	
	3000	0,195	0,252	
IV	5000	0,165	0,155	4500
	4000	0,151	0,164	
	3000	0,136	0,181	
V	5000	0,143	0,102	4000
	4000	0,113	0,109	
	3000	0,076	0,120	

kar pomeni, da je tam meja depresije.

Rezultati časovnega razvoja dotoka v gradbeno jamo so podani v tabeli 7.

Upadanje dotoka v gradbeno jamo, odvisno od časa

Water inflow decreasing with time

Tabela 7

Table 7

Čas Time	Skupen dotok v gradbeno jamo m ³ /sek Total inflow into the building pit cu. m/sec	Opomba Note
Po 1 mesecu After 1 month	0,93	
Po 5 mesecih After 5 months	0,85	
Po 1 letu After 1 year	0,81	
Po 2 letih After 2 years	0,77	
Po 5 letih After 5 years	0,70	Stacionarno stanje Steady flow

6. Meritve in opazovanja

Med izkopom gradbene jame smo merili dotoke vanjo in gladino podtalnice v številnih piezometrih. Metoda meritev vodnih dotokov je bila različna in je vplivala na točnost rezultatov. V prvi fazi, ko je voda odtekala še po kineti (sl. 3), so bile vodne količine merjene s hidrometričnimi krili, pozneje s porabljeno energijo električnih črpalk (sl. 4) in končno, najbolj točno, s Thompsonovim prelivom.

Primerjava izmerjenih in izračunanih dotokov v jamo

Comparison of calculated and measured inflows

Tabela 8

Table 8

Dne Date	Merjeno — Measured		Računano — Calculated		
	Kota gladine v gradbeni jami Water table level in the building pit m	Dotok m ³ /sek Inflow cu. m/sec	Kota gladine v gradbeni jami Water table level in the building pit m	Dotok po našem računu m ³ /sek Inflow according to our calculations cu. m/sec	Dotok, računano po Šestakovu m ³ /sek Inflow calculated after Šestakov cu. m/sec
19. 2. 65	230,20	0,000			
23. 2.	228,46				
24. 2.	228,24	0,360			
26. 2.	227,62				
8. 3.	226,76	0,289			
15. 3.	226,75				
22. 3.	226,92	0,247			
29. 3.	226,85				
9. 4.	226,00				
19. 4.	224,64				
28. 4.	223,92				
11. 5.	223,23				
19. 5.	222,71				
25. 5.	222,76	} ca. 0,597	222	0,63—0,50	
28. 5.	219,61				
31. 5.	218,53				
4. 6.	218,33	ca.			
7. 6.	217,46	0,696	217	0,78—0,69	
1. 7.	214,30	0,731			
1. 8.	214,30	0,756	212	0,85	0,327
1. 9.	214,30	0,781			
1. 10.	214,30	0,753			
1. 11.	214,30	0,748			
1. 12.	214,30	0,749			
1. 1. 66	214,30	0,755			0,135
1. 2.	214,30	0,729			
20. 5. 67	214,30	0,636	212 Po 1 letu 212 Po 2 letih 212 Po 5 letih	0,81 0,77 0,70	0,066

V tabeli 8 je podana primerjava merjenih in računskih dotokov. Pri računskih dotokih smo upoštevali račun s postopnim približevanjem in prvotni račun linearne dotoka skozi tri stene gradbene jame po Šestakovu (Vidmar, 1964).

Pri izkopu se je pokazalo, da je meja med pliocenskim in pleistocenskim prodrom na koti okrog 213,5 m, torej višje, kot smo računali. Za dovod vode do črpališča je bil zgrajen zbiralni kanal z gladino vode na koti 214,3 m (sl. 6, 7, 8). Gladina podtalnice, ki je dotekala v zbiralni kanal, je bila 0,1 do 0,5 m višja kakor gladina vode v kanalu. Posebno značilno je bilo, da so bili izviri najmočnejši v vogalih gradbene jame, precej močni pa v sredini stranic gradbene jame, kar vidimo na slikah 6, 7 in 8.

Ta pojav lahko enostavno razložimo. Slika 13 kaže, da so bile hidroizohipse okoli gradbene jame krožne črte. Ker pa je bila gradbena jama pravokotna, so se njeni vogali zajedli najdlje v krožno oblikovano podtalnico. Strmec podtalnice je bil zato proti vogalom največji, in zato so bili tam izviri najmočnejši. Za preostalo podtalnico, ki je niso pritegnili vogali, pa je bil največji strmec proti sredini stranic jame, kjer so bili izviri drugi po jakosti.

V vsem širšem zaledju gradbene jame stalno merijo nivo podtalnice v številnih piezometrih, zato je bilo možno konstruirati geohidrološke karte in oceniti drenažni vpliv izkopa.

Tabela 9 kaže primerjavo prvotnih in sedanjih vodnih gladin z gladinami, ugotovljenimi računsko. Iz tabele vidimo, da je izhodiščna merjena gladina vode v gradbeni jami (214,3 m) višja kakor je bilo računano (212 m), in sicer zaradi višje lege pliocenskega proda (213,0 do 213,5 m) in zaradi spremenjene konstrukcije zbiralnega kanala. Tudi v zaledju je gladina podtalnice nekoliko višja kot po računu, kar je delno posledica višje izhodiščne gladine delno pa hitrejšega zmanjševanja vpliva depresije, kar nam predvsem kaže strmi padec gladine v bližini gradbene jame.

Vpliv depresije je še jasno viden v 1,7 km oddaljenem Prepolju, v bolj oddaljenih krajih pa ga zakriva naravno nihanje podtalnice velikosti 0,5 do 0,9 m, kar je več kot znaša depresija.

Karti hidroizohips z dne 20. decembra 1965 in 23. marca 1967 se ne razlikujeta mnogo, kar kaže na to, da se je podtalnica v glavnem hitro znižala, to je v času okrog pol leta. Zadnja meritev dotokov v gradbeno jamo v maju 1967 je pokazala, da se dotoki še zmanjšujejo. To kaže, da se vpliv depresije še širi in da se podtalnica še znižuje.

7. Povzetek in kritična ocena študije

Zaradi globoke depresije v gradbeni jami se podtalnica v njeni okolici ne napaja več samo iz podtalnice Dravskega polja, temveč tudi iz Drave. Zato je račun gladine podtalnice in dotoka v gradbeno jamo kompliciran. Vpliv napajanja iz dveh smeri smo računsko vrednotili po metodi postopnega približevanja. Dobljene rezultate je investitor uporabil pri presoji možnosti izkopa ob direktnem črpanju vode iz gradbene jame in za oceno potrebne zmogljivosti črpalke ter nadalje pri odločitvi, da za Starše in Prepolje ni potrebna izgradnja vodovoda.

Dotoki, ki smo jih izračunali, so za 10 do 15 % večji od merjenih (tabela 8). Vzrokov za to je več.

Za ves strujni pas smo računali z laminarnim pretokom podtalnice, vendar bi morali v bližini gradbene jame, kjer se strujni pas zoži, vodonosna plast pa stanjša in se s tem poveča hitrost strujanja, računati s turbulentnim tokom in z večjimi izgubami padca.

Za vse območje strojnice smo upoštevali enak koeficient prepustnosti. V prvi fazi praznjenja gradbene jame, ko je bila prebita kineta odvodnega kanala in se je vodna gladina v jami znižala na koto 223 m, pa smo po analizi padcev opazili, da je južno od jame prepustnost manjša. Ze takrat smo v analizi prvih rezultatov merjenja predvidevali, da bodo dejanski dotoki za 20 % manjši od izračunanih.

Dotoki so manjši tudi zaradi višjega položaja pliocenskega proda, ki sega do kote 213,0 do 213,5 m in zaradi spremenjene konstrukcije zbiralnega kanala. Sedanja gladina v zbiralnem kanalu je na koti 214,3 m (sl. 7). Do te kote sega depresija v gradbeni jami, medtem ko smo v računu upoštevali depresijo do kote 212 m.

Vpliv depresije je nekoliko manjši, kot smo računali (tabela 9), ker je njena gladina v gradbeni jami za 2 m višja in ker se podtalnica v bližini

Primerjava izmerjenih in izračunanih gladin podtalnice
Comparison of calculated and measured water tabel levels

Tabela 9

Table 9

Kraj Locality	Kota vodne gladine pred izkopom Water table level before excavation		Kota vodne gladine med deli Water table level during the excavations		Izračunana kota vodne gladine Calculated water table level	
	minim.	max.	20. 11. 65 po 6 mes. after 6 months	29. 3. 67 po 2 letih after 2 years	po 2 letih after 2 years	po 5 letih after 5 years
	31. 3. 64	10. 6. 56				
Starše	230,0	230,7	230,0	230,7	231,0	231,0
Prepolje	234,2	234,4	233,5	233,6	231,5	231,0
Ravno polje	232,5	233,5	232,8	233,0	232,3	231,2
Zlatoličje	228,6	228,6	224,2		225,0	225,0
Dovod. kan. Head water canal						
1000 m	232,8	233,2	231,0		230,0	229,2
500 m	231,6	232,0	228,2		227,4	226,4
250 m	231,0	231,5	225,8		224,4	224,0
Gradbena jama Building pit	230,3	230,9	214,3	214,3	212,0	212,0

gradbene jame dviga bolj strmo. To pa je posledica večjih izgub padca zaradi povečane hitrosti pronicanja.

Depresijski lijak (sl. 14) je hitreje sledil zniževanju gladine v gradbeni jami, kakor smo pričakovali po računu. Vzrok je v tem, da smo v računu upoštevali poroznost proda s 30 %, medtem ko cenimo sedaj, da efektivna poroznost komaj presega 10 %. Treba pa je upoštevati še to, da je bil vpliv depresije v celoti manjši.

GROUND WATER INFLOW INTO THE DEEP BUILDING PIT OF THE POWERHOUSE OF THE SREDNJA DRAVA POWER STATION I

1. Problems to be solved

The power station Srednja Drava I exploits the 32 m head of the river Drava between two towns Maribor and Ptuj. The surface of the Powerhouse area is on the plus 238 m above sea level. The footings of the Powerhouse are founded on the plus 201 m level, that is 37 meters deep and 29,5 meters below the groundwater table. The excavation of the building pit, that is a volume of more than 500 000 cubic meters, deep into the water bearing gravel presented an extremely difficult problem for both the designer and the performer. Previous geological research work which included deep boring and pumping tests proved that the highly permeable Pleistocene gravel reaching the plus 212 m level is underlain by less permeable Pliocene gravel. The main problem was to excavate the water bearing Pleistocene gravel between the plus 230,5 m and 212 m levels.

The time for Power Plant completion has been shortly fixed owing to power deficiency. For this reason the investor Dravske elektrarne decided to excavate the Pleistocene gravel without sheet pile curtains and without grouting works, but with immediate pumping from the building pit (Figs 1—5). When excavating the underlying Pliocene gravel, however, the pumping should be carried out from a collector ditch designed on the border of Pleistocene and Pliocene gravels (Figs 6, 7, 8). Such a dewatering had to be proved by calculation of the ground water inflow rates into the building pit in several excavation stages. This was the most important task of the study ordered by the investor. The maximum inflow was decisive for determination of pump capacity. The mean inflow, however, had to be ascertained because of pumping costs evaluation in a time of three years.

The second aim of our study was to establish the drawdown of ground water west of excavation works, where the water supply of Prepolje and Starše villages, depending on water table wells, was in question.

2. Hidrogeologic relations

At the Powerhouse site two wells were dug in order to carry out the permeability tests of the Pleistocene and Pliocene gravels. The permeability coefficient of Pleistocene gravel shown by pumping tests is

$$k = 3,4 \cdot 10^{-1} \text{ cm/sec}$$

The permeability coefficient of Pliocene gravel, however, ranges from $5.3 \cdot 10^{-5}$ to $1.2 \cdot 10^{-4}$ cm/sec.

The geologic investigations showed that the plane separating the Pleistocene and Pliocene gravels dips slightly northeastward (2‰).

3. Idealised relations in water inflow evaluation

To illustrate the groundwater flow toward the building pit the corresponding flow net had to be constructed. In order to examine the groundwater flow we have divided the constructed flow net in several belts bordered by flow lines.

We evaluated the unsteady flow of ground water by calculating a steady flow for longer and longer belt sections, that is 0—100 meters, 0—500 meters, 0—1000 meters, and 0—2000 meters. Supposing the ground water moved simultaneously in these sections, we obtained an unsteady flow of ground water divided in the sections 0—100 meters, 100—500 meters, 500—1000 meters, and 1000—2000 meters. The discharge increases in direction of excavations.

We supposed in our calculation a sudden drawdown of the water table in the building pit to plus 222 meter, plus 217 meter, and plus 212 meter levels. The real drawdown, however, increased proportionally to the excavation during five months.

We supposed the permeability coefficient to be uniform in the entire area.

We considered the slope of the water table to be uniform in every belt of the flow net.

Further we believed the boundary plane separating the Pliocene and Pleistocene gravels to be a plain slightly inclined towards northeast (2‰).

We considered, finally, the Pliocene gravel being an impermeable basement of the Pleistocene gravel.

4. Calculation method

We solved the problem of inflow gradually by the approximation method. In the belts between any two adjacent flow lines of the constructed flow net, we calculated, at the supposed drawdown in the building pit, the discharges and corresponding drawdown curves of the belt sections, more and more distant from the excavation proportionally with the expanding of the depression cone. In proof of rightly chosen discharge and corresponding drawdown curve, the total calculated drawdown should be the same as the difference between the ground water table at the beginning of the belt before this drawdown stage and new drawdown in the building pit.

According to water table contour lines taken from drawdown curves, we adjusted our supposed flow net and repeated our calculation as long as the flow net was correct.

To obtain the discharge Q we applied Dupuit's equation revised by Kamensky

$$Q = k \cdot \frac{b_1 - b_2}{\ln b_1 - \ln b_2} \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

where k is the coefficient of permeability, b_1 and b_2 are the widths of the flow net belt in transversal sections 1 and 2, h_1 and h_2 are the thicknesses of the aquifer, and L is the distance between the sections 1 and 2 (Figs 9, 10).

To explain the expanding of depression cone, we took in consideration a part of the flow belt between the profiles 1 and 2 shown in figure 11.

The discharge Q and the thicknesses of the aquifer h_1 and h_2 correspond to the drawdown curve d . The discharge Q' and the thicknesses of the aquifer h_1' and h_2' , however, correspond to the drawdown curve d' .

$$Q > Q' \quad h_1 > h_1' \quad h_2 > h_2'$$

The discharge of the volume V in the time t between the drawdown curves d and d' equals the difference of the discharge of both drawdowns. From these the equation

$$t = \frac{V \cdot n}{Q - Q'}$$

can be written, where n is the coefficient of effective porosity.

We calculated the volume V by application of the equation

$$V = \frac{(h_1 - h_1') \cdot b_1 + (h_2 - h_2') \cdot b_2}{2}$$

5. Calculation of the inflow and the depression cone

Inflows as functions of different radii of influence and time are shown in tables 1—7. Drawdowns on the levels 222 meters, 217 meters (Fig. 12), and 212—202 meters (Fig. 13) are considered.

6. Measurements and observations

During excavation work measurements of water inflow into the building pit and measurements of the water table in numerous piezometer tubes were carried out (Fig. 14). Table 8 shows measured inflows in comparison with the ones obtained by calculation.

The evaluation data imply the results of our volumetric inflow calculation by approximation method and the linear inflow through three slopes of the building pit after *Sestakov*. We can compare the original and the actual water tables with the ones obtained by calculations in table 9.

7. Summary

The excavation works caused a deep drawdown in the building pit. For this reason an involved recharge of ground water entered the area of the building pit. The recharge from Dravsko Polje has been combined with the one from the Drava river. In order to find the numerical value of the influence of the drawdown the author developed his calculation method of gradual approximation.

The results obtained by this method showed:

First, that the excavation may be carried out without sheet pile curtains and without grouting works, but under permanent pumping from the building pit. Secondly, that a new water supply for Prepolje and Starše villages will not be necessary.

The inflows obtained by calculation exceed the measured ones by 10 % to 15 percent (Table 8).

There are many reasons for such a discrepancy.

First, in our calculation a laminar flow was assumed in the entire flow net, but a turbulent flow in the immediate neighbourhood of excavation works with an increased head loss should be taken into consideration.

Secondly, we assumed a uniform permeability in the entire Powerhouse area. But we have already noticed a lower permeability of the area lying south of the excavation works during the first stage of water removal from the building pit through the tailrace canal (Figs 2, 3), when the water table decreased to plus 223 meter level. This resulted after analyzing the drawdown curves. At that time we established, that the inflow in fact would be smaller by 20 percent than it had been calculated before excavations.

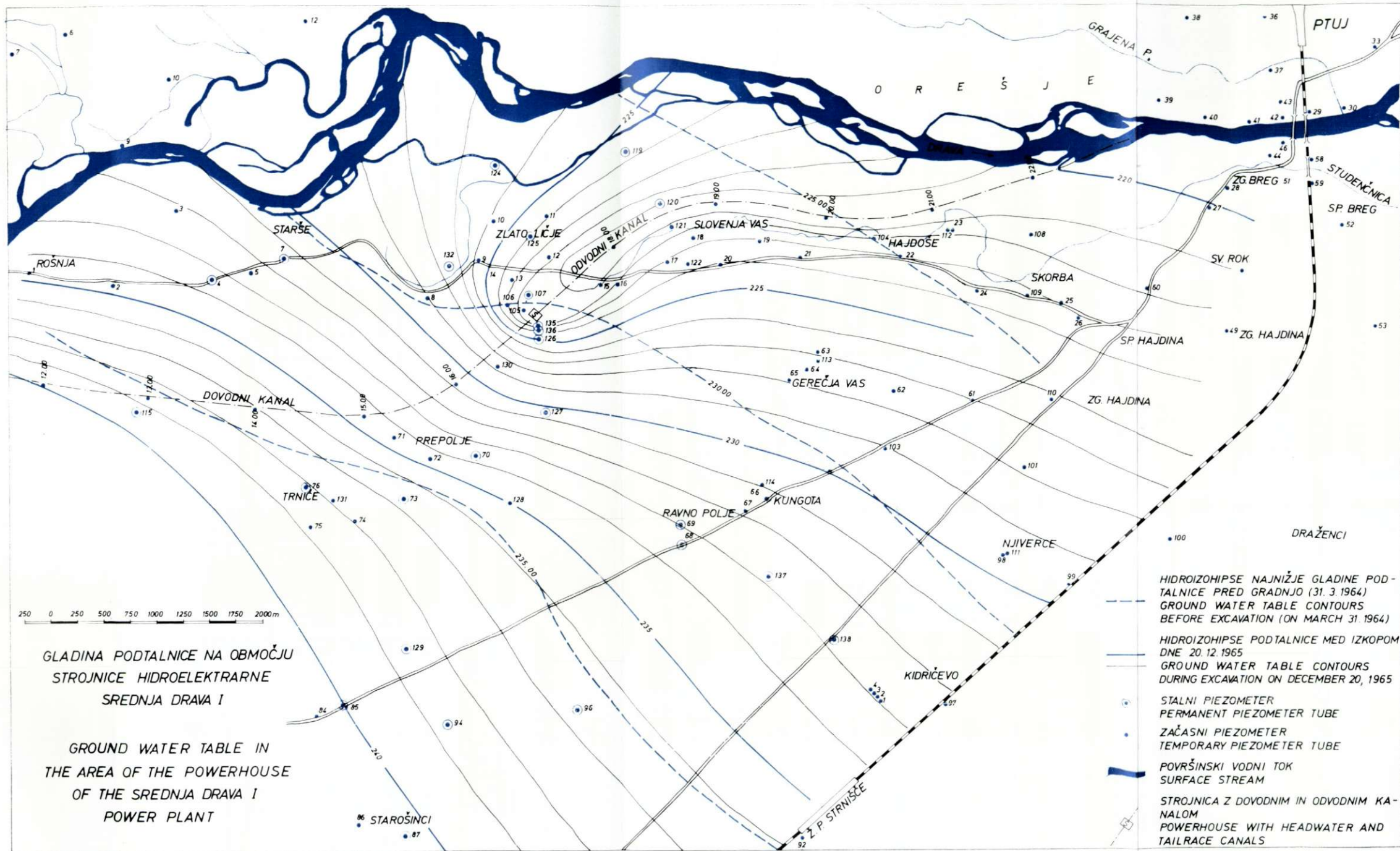
Thirdly, the inflow was smaller because of a higher position of the Pliocene gravel, reaching to plus 213—213,5 meter level, as well as a changed construction of the collector ditch. The actual water table in the collector ditch was on the plus 214,3 meter level (Fig. 7), while in our calculation a drawdown to plus 212 meter level was assumed.

The actual drawdown in the building pit exerts a somewhat smaller influence on the adjacent area as expected on the basis of our calculation (Fig. 14). This is to be explained with a 2 meter shallower depression and with steeply rising ground water in the neighbourhood of the building pit resulting from a larger head loss in consequence of enlarged seepage velocity.

The depression cone followed faster the drawdown in the building pit as expected after our calculation. This resulted from a lower effective porosity of 10 percent, while in our calculation it was assumed to be 30 percent. Besides the totale drawdown was minor as taken in account by calculation.

LITERATURA

Breznik, M. in Žlebničnik, L., 1962, Geološke razmere na območju projektiranih hidroelektrarn na Dravi med Mariborom in Ptujem. Geologija 7. knjiga, Ljubljana.



Sl. 14 -- Fig. 14

- Bogomolov, G. V., Silin-Bekčurin, A. I., 1959, Specijalna hidrogeologija. Građevinska knjiga, Beograd.
- Castany, G., 1963, *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod, Paris.
- Dravske elektrarne Maribor, Kovačič, V., 1964, Hidrološka karta Dravskega polja, minimalni vodostaj, 31. 3. 1964. Kopiran načrt v arhivu Dravskih elektrarn, Maribor.
- GP TEHNIKA, Breznik, M., 1964, Študija o znižanju gladine podtalnice na področju strojnice HE Srednja Drava I in o dotokih v gradbeno jamo. Tipkan projekt v arhivu Projektivnega biroja GP Tehnike, Ljubljana.
- Hidrometeorološki zavod SRS Ljubljana, 1963, Obstoječi režim podtalnice vzdolž kanala HE SD 1 na odseku Maribor—Ptuj. Tipkano poročilo v arhivu Hidrometeorološkega zavoda SRS, Ljubljana.
- Schoeller, H., 1959, *Arid zone hydrology, Recent developments*. Unesco, Paris.
- Schoeller, H., 1962, *Les eaux souterraines*. Masson, Paris.
- Silin-Bekčurin, A. I., 1965, *Dinamika podzemnih vod*. Izdatel'stvo Moskovskogo univerziteta, Moskva.
- Šestakov, V. M., 1954, Rasčēt krivyh depressii v zemljanyh plotinah i dambah pri poniženii gorizonta vodohranilišča. *Gidrotehn. Stroit.* 23, 4:32.
- Citirano po L. Šuklje, 1957, *Mehanika tal*. Razmnožena skripta, Ljubljana.
- Vidmar, S., 1964, Poročilo o preiskavi stabilnosti pobočij stavbne jame za strojnico HE Srednja Drava I ter o dotoku talne vode v stavbno jamo. Poročilo v arhivu laboratorija za mehaniko tal univerze v Ljubljani, Ljubljana.
- Žlebnik, L., 1966, Hidrogeološke razmere na območju strojnice elektrarne Srednja Drava I. stopnja. *Geologija* 9. knjiga, Ljubljana.

KREDNA MAKROFAVNA TRNOVSKEGA GOZDA

Mario Pleničar in Stanko Buser

Z 8 tablami slik

Uvod

Po raziskovalnem programu naftonosnih območij Jugoslavije je geolog Buser leta 1961 geološko kartiral Trnovski gozd kot del jadranskega raziskovalnega pasu. Reambuliral je to območje leta 1963, ko je izdelal lista Gorica in Palmanova osnovne geološke karte. V jugozahodnem delu Trnovskega gozda je odkril več najdišč fosilnih ostankov kredne favne. Posebno zanimiva in sorazmerno malo znana je kaprinidna favna.

Spomladi leta 1965 sta avtorja te razprave ponovno raziskala vsa fosilna najdišča in nabrala precej favne, ki jo je nato Pleničar prepariral in določil.

Geografski podatki

Raziskano območje leži v zahodnem delu Trnovskega gozda med hriboma Skalnico (Sv. Gora) in Sv. Gabrijelom ter vasmi Trnovo, Voglarji in Podgozd. Nadmorska višina znaša 300 do 800 m. Skalnica, Sv. Gabrijel in Sv. Danijel predstavljajo na zahodu in jugozahodu bariero, za katero leži severovzhodno širše podolje pri Zagorju in Ravnici. Od tod se ozemlje zopet dviga proti Podgozdu, Sedovcu in Trnovemu. Ozemlje ni močno pogozdeno in je pregledno. Na planoti je nekaj prevoznih poti in cest.

Splošni geološki podatki

Zahodni del Trnovskega gozda ima sinklinalno obliko. Jedro sinklinale zapolnjujejo eocenski flišni sedimenti pri Zagorju in Ravnici. Glavni del sinklinale sestavljajo kredni sedimenti, zato jo lahko imenujemo kredno sinklinalo. Na jugozahodu in jugu je ta sinklinala s prelomi, oziroma narivi odrezana od sosednjih območij.

Kredne plasti ležijo konkordantno na jurskih skladih zgornjega kimmeridgija in portlandija. V zgornjem delu malmskih skladov se pojavljajo poleg klipain tudi velike tintinine, oziroma teredinide (Farinacci, 1963).

Kredne plasti

Buser je kredne plasti razdelil na stratigrafske stopnje največ na podlagi mikrofavne in mikroflore, ki jo je določevala Turnškova

(Turnšek-Buser, 1966). Najstarejši del spodnjekrednih skladov delimo na valanginijsko in hauterivijsko stopnjo. V valanginijski stopnji so bile najdene velike tintinine (= teredinide). Od makrofavne nastopajo nerineje. Vso to favno dobimo v rjavkasto sivem oolitnem apnencu. Ponekod je apnenec tudi gost in bel.

V hauterivijski stopnji so zopet različne alge. Makrofavne v hauterivijskih skladih ni najti, torej tudi nerinej tu ni več.

Hauterivijski apnenec je bel, gost in lepo skladovit. V zgornjem delu teh plasti je pri Voglarjih in Trnovem temno siv do črn bituminozni ploščasti apnenec z gomolji roženca (»trnovski ploščasti apnenec« po starih podatkih), ki se bočno izklinja in zopet pojavlja.

Valanginijski in hauterivijski skladi se vlečejo v obliki dolgih pasov od Rijavcev in Trnovega proti severozahodu mimo Voglarjev.

Barremijski in aptijski skladi so bogati z makrofavno. Vsebujejo tukazije, rekvienije, kaprinide, radiolite in nerineje. To favno bomo v tem elaboratu podrobneje obdelali.

Barremijski in aptijski skladi sestojeta iz rjavkasto sivega, temno sivega in belega skladovitega apnenca. Le v zgornjem delu je temno siv apnen skrilavec z gomolji ali pa s tankimi pasovi roženca. Širok pas barremijskih in aptijskih skladov poteka vzporedno s hauterivijskimi plastmi mimo Trnovega in Voglarjev proti severozahodu.

Albijskih in cenomanijskih skladov zaradi pomanjkljivih in netipičnih fosilnih ostankov Buser ni ločil. V teh skladih so slabo ohranjene rekvienije in nerineje ter orbitoline in miliolide.

Te plasti potekajo vzporedno z barremijskimi in aptijskimi skladi, dobimo jih pa tudi na Skalnici, Sv. Gabrijelu in Sv. Danijelu. Z območja Mrzleka pod Skalnico je Gorjanovič-Kramberger iz teh plasti obdelal številne ribje vrste.

Albijski in cenomanski skladi so iz temno sivega do rjavkasto sivega ponekod belega skladovitega apnenca. Temno siv in rjavkasto siv apnenec sta precej bituminozna. Ploščasti apnenec z ribjimi ostanki nastopa v spodnjem delu teh skladov.

Više sledijo že turonski skladi, bogati zlasti z makrofavno, ki smo jo tudi določili. Številne so neiteje in kaprinide.

Apnenec je snežno bel, drobno zrnat in vsebuje mnogo rudistov, oziroma njihovih zdrobljenih lupin in odlomkov.

Turonski skladi zavzemajo precejšnje ozemlje med Ravnico in Sedovcem.

Senonski apnenec obroblja flišno kadunjo pri Zagorju in Ravnici. Med drugimi fosili vsebuje vrsto *Hippurites (Vaccinites) atheniensis* Ktenas in razne vrste eksogir, ki jih nahajamo tudi drugod v senonskih skladih. V višjem delu senona, že tik pod eocenskim flišem, so pogostne sabinije.

Senonski apnenec je delno že erodiran in na njem leži transgresivno eocenski fliš.

Paleontološki del

Seznam fosilov

Lamellibranchiata

Pectinidae Lam.

Neithea cf. lapparenti (Choff.) cenoman, turon Sedovec

Ostreidae Lam.

Exogyra sp. senon NE od Ravnice

Chamidae Gray

Toucasia sp. aptij, barremij Voglarji
Gyropleura sp. aptij Voglarji

Caprinidae

Caprina cf. schiosensis Boehm cenomanij, turonij Trnovo
Caprina adversa d'Orbigny cenomanij Sv. Danijel
Caprina cf. douvillei Paquier aptij, barremij Voglarji
Caprina carinata Boehm cenomanij, turonij Ravnica
Caprina sp. cenomanij, turonij Sedovec
Sphaerucaprina cf. foro juliensis Boehm
 cenomanij, turonij Ravnica
Praeacarina sp. aptij Voglarji
Sabinia ad-pirum Pleničar senonij NW od Podgozda
Offneria interrupta Paquier sp. aptij W od Voglarjev
Plagiptychus sp. zg. kreda SW od Trnovega
Ichthyosarcollites cf. tricarinatus Parona
 cenomanij Sabotin

Hippuritidae

Hippurites (Vaccinites) atheniensis Ktenas
 senonij NE od Ravnice

Lamellibranchiata

Pectinidae Lam.

Neithea Drouet 1824

Neithea cf. lapparenti (Choff.)

Severozahodno od Sedovca v svetlo rjavkastem, skoraj belem turcajskem apnencu je bil najden odtis lupine vrste *Neithea cf. lapparenti*

(Choff.). Lupina je 7 cm široka in 6 cm visoka. Rebra potekajo radialno. So široka in močna, ob straneh jih spremlja še po dvoje tanjših reber. Od vrha proti robu se rebra enakomerno širijo. Pri vrhu so široka 0,5 mm, ob robu pa 3 mm. Prečni presek reber je pravokoten.

Ob vrhu lahko le bolj domnevamo ušesca, ki so tudi sicer pri tej vrsti le slabo razvita.

Vrsta je vodilna za cenomanij in turonij.

Več manjših oblik rodu *Neithea* je bilo najdenih tudi v kamnolomu severovzhodno od Ravnice, torej v senonijskih skladih.

Ostreidae Lam.

Exogyra Say 1919

Exogyra sp.

Več lupin malih eksogir v senonijskem apnencu severovzhodno od Ravnice je popolnoma identičnih z lupinami, ki so pogostne v senonijskem apnencu Tržaško-komenske planote in Hrušice. Doslej mi ni bila na voljo še vsa potrebna literatura, da bi mogel ugotoviti, ali gre za nove vrste. Za lupine so značilna tri močna rebra, ki potekajo diagonalno čez zunanjo stran lupine.

Chamidae Gray

Toucasia Munier-Chalmas 1873

Toucasia sp.

V zoogeni apnenčevi breči jugozahodno od Voglarjev se dobijo zaobljene lupine hamidnih školjk. Med njimi je več kosov, ki kažejo po obliki vrhov, da bi utegnile pripadati rodu *Toucasia*. Večji odlomek je močno podoben vrsti *Toucasia transversa* Paquier, vendar je preveč zaobljen in še vedno ga je premalo ohranjenega, da bi mogli sklepati na določeno vrsto.

Gyropleura Douvillé 1887

Gyropleura sp.

V zoogeni apnenčevi breči jugozahodno od vasi Voglarji prevladujejo od vseh rodov hamidnih školjk giroplevre. To se da ugotoviti kljub temu, da so vse lupine močno obrabljene. Vrhovi so zasukani na desno. Značilna zunanja ornamentacija lupin ni več ohranjena. Vidna sta dva grebena, ki se na vrhu stikata. To značilnost smo lahko opazovali na mnogih primerkih iz Istre in Slovenskega primorja.

Grebeni na zunanji strani lupine kažejo, da je bilo morje sorazmerno nemirno in so školjke rabile takšno lupino, da so se mogle delno zasidrati med kamne ali drugačne vrste opore na morskem dnu. Prevladujejo veliki primerki, ki so po velikosti in zunanji obliki lupin podobni vrstam iz skupine *Gyropleura rugosa* d'Orb. Takšne oblike so značilne za urgonški facies spodnje krede, ki pripada barremiju in aptiju. Lupine so široke do 8 cm in visoke do 12 cm.

Caprinidae Fischer
Caprina D'Orbigny 1822
Caprina cf. *schiosensis* Boehm
I. tabla, sl. 1

1934 *Caprina schiosensis* Boehm G. 1892, Kutassy, Fossilium Catalogus, pars 68, p. 154, Berlin. Tam je navedena tudi vsa sinonimika.

Razširjenost: Južne Alpe, Dinaridi.

Življenjska doba: cenomanij, turonij.

Doslej znano: desna in leva lupina.

Material: prečni prerez palealnega dela zgornje ali leve lupine.

Zelo jasno so ohranjeni palealni kanali na preseku lupine, najdene jugozahodno od Trnovega. Prečni preseki kanalov so podolgovati, radialno razporejeni in se tanjšajo proti zunanjemu robu lupine. Lamele med kanali se cepijo. Na istem kosu apnenca je viden še prerez dela lupine rodu *Plagiptychus*.

Vrsta je vodilna za cenomanijsko in turonijsko stopnjo

Caprina adversa d'Orbigny
I. tabla, sl. 2

Typus: *Caprina adversa* D'Orbigny C.: Notice sur quelques espèces nouv. du dép. de Charente infor. p. 106, t. sl. 1—3.

Locus typicus: Južna Francija.

Razširjenost: Južna Francija,, Apenini, Nemčija, Alžirija, Turkestan, Dinaridi.

Življenjska doba: cenomanij.

Znano: zgornja in spodnja lupina.

Material: zgornja lupina, ne popolnoma ohranjena.

Napravljen je bil prečni prerez čez nepopolno ohranjeno zgornjo lupino primerka, najdenega severovzhodno pod vrhom Sv. Danijela v svetlo rumenem, skoraj belem apnencu.

Kanali na lupini so ozki in podolgovati. Potekajo radialno, če gledamo lupino v prečnem prerezu. Nekateri kanali se tudi cepijo. Del lupine z miofornimi ploščicami in ligamentno gubo manjka. Vidna pa je pregrada med glavno in stransko votlino za prebivanje.

Naš prerez precej ustreza sliki 3 v Douvillejevem delu *Études sur les Caprines* iz leta 1888.

Prerez je ovalen; njegova višina znaša 4 cm, širina pa 7,6 cm. Vrsta je značilna po Kutassyju (1934) za cenomanij, vendar nastopajo sorodne vrste pri nas tudi v spodnjem turoniju.

Caprina cf. *douvillei* Paquier.
II. tabla, sl. 1 in 2

Typus: *Caprina douvillei* Paquier: *Rudistes urgoniens* II, p. 69, t. 11, sl. 10—14.

Locus typicus: Južna Francija.

Razširjenost: Južna Francija, Dinaridi.

Življenjska doba: aptij, barremij.
Znano: zgornja in spodnja lupina.
Material: več prečnih prereзов lupin.

V svetlo sivem, skoraj belem in nekoliko rumenkastem apnencu zahodno od Voglarjev je bogato najdišče spodnjekrednih rudistov. Tam se dobijo kamidne školjke (tukazije, giroplevre), poleg pa horizont s kaprinidami. Med kaprinidami precej primitivnih oblik prevladuje vrsta, zelo podobna vrsti *Caprina douvillei* Paquier. Vendar kaže neke razlike zlasti v zunanji obliki lupine, delno pa tudi v razporeditvi palealnih kanalov. Lahko bi rekli, da je naša vrsta nekoliko bolj specializirana v primeri s Paquierjevo vrsto. Vendar imamo doslej le preveč slabo ohranjene primerke, da bi mogli novo vrsto ali podvrsto točno opisati. Zankrat bomo primerke prišteli v vrsto *douvillei* s pripombo, da se od nje nekoliko razlikuje, da je torej dosegla določeno stopnjo specializacije v razvoju. Ni izključeno, da bomo pri bolj ohranjenih primerkih morali v bodoče določiti novo vrsto ali vsaj podvrsto.

Pri omenjeni vrsti so palealni kanali razporejeni po vsem obodu zgornje lupine. Močno je razvita mioforna regija »ap«, šibko »ma«. Na zadnjem delu je lupina na zunanji strani konkavno vdolbena. Na tem zadnjem delu kaže tudi prerez na sliki 11, tab. II v Paquierjevem delu iz leta 1905 podolžno vdolbino. Na ostalih prerezech ni videti te vdolbine. Pri naših primerkih se ta vdolbina vidi na vseh lupinah.

Paquierjeva vrsta nadalje nima kanalov na vsem obodu lupine. Na zadnjem delu na nekaterih njegovih slikah kanali manjkajo. Pri nas so izrazito razviti na vsem obodu. Še posebej so jasni na zadnjem, vdolbenem delu. Vdolbenost na zadnjem delu ni značilna samo za vrste rodu *Caprina* na tem območju, ampak tudi za nekatere druge primitivne kaprinide. Ta značilnost se je pri razvoju kaprinid na tem območju torej ohranjala in lahko rečemo potencirala.

Vrsta je značilna za aptij in verjetno še za barremij. Pri nas leži po vsej verjetnosti v aptijskih skladih, sklepajoč po drugi fosilni favni, ki jo spremlja.

Caprina carinata Boehm

Typus: *Caprina carinata* Boehm G., Beitr. z Kennntn. d. Kreide in Venet. Alpen, p. 13, tab. 9, sl. 1—2.

Razširjenost: Južne Alpe, Notranjska, Primorska.

Literatura: *Caprina carinata* Boehm, Pleničar, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem, Geologija 6, Ljubljana. Tam je navedena vsa sinonimika.

Material: prečni prerez dela zgornje lupine.

Južno od Ravnice je bil v belem apnencu najden prerez vrste *Caprina carinata* Boehm. Gre za nepopoln prerez zgornje lupine. Viden je prekat, ki loči glavno votlino za prebivanje od stranske, dalje so vidni palealni kanali, ki so samo v eni vrsti in se ožijo proti zunanjemu robu lupine. Prerez je nekoliko oglat, kar je za to vrsto značilno.

Vrsta je vodilna za cenomanij in turonij.

Caprina sp.
III. tabla, sl. 2

Precej prekrystaliziran je primerek s prerezom kaprine z območja severno od Sedovca. Čeprav je ohranjen velik del lupine in celoten prečni prerez, je zaradi močne prekrystaliziranosti težko določiti vrsto. Mnogo znakov kaže, da gre eventualno za vrsto *Caprina schiosensis* Boehm. Lupina je zavita. Vsekakor gre za zgornjekredno vrsto, na kar kaže že njena visoka specializiranost.

Sphaerucaprina Gemmellaro 1865

Sphaerucaprina cf. *forojuliensis* Boehm — 1892

Typus: *Sphaerucaprina* cf. *forojuliensis* Boehm; Kenntn. d. Kreide i. Venet. Alpen, p. 9, tab. 6, sl. 1, slika na tabli 2.

Locus typicus: Južne Alpe.

Razširjenost: Južne Alpe, Dinaridi.

Življenjska doba: cenoman, turonij.

Znano: leva lupina, zobje.

Literatura: 1895, *Sphaerucaprina forojuliensis* Boehm: Kennt. d. Kreide i. d. Südalpen, p. 127, slika 5 v tekstu 1908, *Sphaerucaprina forojuliensis* Boehm, Parona: Stud. sulle Caprini di dei calcare di Scogliera, p. 28, slika na tabli 30.

Na več prekrystaliziranih primerkih se je dalo ugotoviti poligonalne palealne kanale, precej značilne za vrsto *Sphaerucaprina forojuliensis* Boehm. Prekrystalizacija je tudi tukaj močno ovirala podrobno in zanesljivo determinacijo. Primerki so bili najdeni v belem apnencu jugozahodno od Ravnice, kakih 200 do 300 m od vasi.

Vrsta je značilna za cenomanijsko stopnjo in kct smo videli v zadnjih letih na Notranjskem in Primorskem, delno tudi za spodnji del turonijske stopnje.

Praecaprina Paquier 1905

Praecaprina sp.

IV. tabla, sl. 1 in 2

Typus: *Praecaprina varians* Paquier.

Literatura: 1905 Paquier: Rudistes urgoniens II., p. 72; 1922 Harris and Hodson: Rudistids of Trinidad, p. 129.

Življenjska doba: aptij.

Zahodno od Voglarjev se dobi v belem apnencu poleg drugih primitivnih kaprinid tudi primerke rodu *Praecaprina*. Prerezi so sorazmerno slabo ohranjeni in ni bilo mogoče določiti vrst. Na rod *Praecaprina* kažejo tanke lupine, ki še nimajo palealnih kanalov ali pa so ti zelo redki in nepravilno porazdeljeni. Zelo je razvita mioforna regija »mp«.

Rod *Praecaprina* je značilen za aptijsko stopnjo spodnje krede.

Sabinia Parona 1908
Sabinia ad-pirum Pleničar
III. tabla, sl. 1

Typus: *Sabinia ad-pirum* Pleničar.

Locus typicus: Streliški vrh pri Črnem vrhu nad Idrijo (Hrušica).

Najdišče: Hrušica, Trnovski gozd.

Življenjska doba: senonij.

Material: več primerkov zaobljenih lupin iz zoogene breče.

Severozahodno od Podgozda, že blizu meje z eocenskim flišem, se dobi zoogena breča iz zaobljenih lupin sabinij. Podobno brečo z lupinami iste vrste smo našli tudi na Hrušici, kjer so lupine nekoliko boljje ohranjene kot na Trnovskem gozdu.

Palealni in akcesorni kanali so razviti v vzporednih vrstah. Zunanji kanali so skoraj vsi enako veliki in imajo ovalen prečni prerez, ki se rahlo približuje pravokotnemu. Jasno je vidna izrazito trikotna ligamentna guba. Prekristalizacija sklepne regije se je tudi pri teh primerkih pričela prej in močnejše kot na ostalih delih lupine, zato je ta regija slabo ohranjena, podobno kot na primerkih s Hrušice.

Vrsta je vodilna za senonijsko stopnjo zgornje krede.

Offneria Paquier 1905
Offneria interrupta Paquier
V. tabla, sl. 1 in 2

Typus: *Offneria interrupta* Paquier: Rudistes urgoniens II, p. 84, sl. 15—17, tab. 12, sl. 9.

Locus typicus: Južna Francija.

Razširjenost: Južna Francija, Trnovski gozd.

Življenjska doba: sp. aptij.

Znano: zgornja in spodnja lupina.

Material: več prečnih prerezov zgornje in spodnje lupine.

V najdišču spodnjekrednih kaprinid zahodno od Voglarjev se dobi tudi precej prerezov vrste *Offneria interrupta* Paquier. Lupina je zavita. V njenem prečnem prerezu so visoki poligonalni prerezi kanalov, ki so radialno razporejeni in imajo še prečne prekate. Tako so na videz razcepljeni. Vmesne stene so tanke. Oblika in razporeditev kanalov je skoraj podobna kot pri vrsti *Sphaerucaprina forojuliensis* Boehm, vendar se od nje bistveno loči po sklepnem delu.

Številni odlomki lupin iz rodu *Offneria* dajejo slutiti, da gre še za druge vrste tega rodu, kar pa se zaradi pomanjkljivo ohranjenih lupin ne da ugotoviti.

Vrsta je značilna za spodnji aptij.

Plagioptychus Math. 1842

Plagioptychus sp.

I. tabla, sl. 1

Typus: *Plagioptychus paradoxus* Math.

Življenjska doba: cenomanij do turonij.

Material: prečni prerez leve ali zgornje lupine.

Na istem kosu apnenca, kot je bil na njem prerez lupine *Caprina* cf. *schiosensis* Boehm, je bil tudi prerez lupine školjke iz rodu *Plagioptychus*. Ta kos apnenca je bil najden jugozahodno od Trnovega.

Vidni so palealni kanali, ki so radialno razporejeni. Po velikosti ločimo lahko tri vrste kanalov. Največji so dolgi do 13 mm in v notranjem delu lupine, kjer se razširjajo, debeli do 2 mm. Srednji so za polovico krajši, debeli pa so na notranjem delu do 1,5 mm. Tretji so 2 do 3 mm dolgi in debeli le 0,2 mm. Navzven se vsi kanali zožijo do 0,1 ali 0,2 mm. Po obliki teh kanalov bi lahko šlo za vrsto *Plagioptychus partschii* Hauer. Vmesne stene so debele in močne, medtem ko ima večina kaprin tanke vmesne stene.

Rod *Plagioptychus* je značilen za zgornjekredne sklade od cenomanija do senonija.

Ichthyosarcolites Desmarest 1812

Ichthyosarcolites cf. *tricarinatus* Parona

VI. tabla, sl. 1

1921 Parona, Neocretacico della Tripolitania. Mem. Carta geol. d'Italia 8, parte 3, p. 13, tab. II, fig. 2, sl. v tekstu 8, 11.

Typus: Torino, Museo geol. dell'Università.

Življenjska doba: cenomanij.

Najdišče: Mte. Gargano, Tripolis.

Material: prečni prerez desne lupine.

Na jugozahodnem pobočju Sabotina ob cesti, ki pelje na vrh, je bil najden v svetlo sivem apnencu prerez vrste *Ichthyosarcolites* cf. *tricarinatus* Parona.

Prerez je v celoti ohranjen. Kljub temu, da se močno približuje vrsti *tricarinatus*, so vendar vidna na njem odstopanja, ki kažejo, da morda pripada vsaj kaki novi podvrsti. Predvsem je razlika v prerezu glavne votline, ki je pri vrsti *tricarinatus* skoraj četverokoten, tu pa izrazito ovalen. Na našem primerku je vidna tudi akcesorna kaverna.

Ta oblika se precej približuje nanoški obliki (Pleničar, 1960), ki je bila obravnavana samo kot *Ichthyosarcolites* sp. Podobne vrste nastopajo še pri Senaborju v dolini Bele južno od Cola.

Primerki s Sabotina je sorazmerno velik, če ga primerjamo s prezezi, ki jih navajajo v literaturi za druge vrste tega rodu ali tudi z novimi vrstami, ki smo jih našli na Kočevskem. Naš primerki ima premer okoli 4 cm. Kraki na prečnem prerezu, ki predstavljajo močne stranske grebene, so dolgi 2,5 cm in široki povprečno 0,7 cm. Po vsej dolžini so precej

enakomerno široki. Na enem grebenu so razviti samo drobni okrogli kanalčki, na korenu drugega pa večji akcesorni kanali. Mioforna regija »ma« je močno razvita, »mp« pa je nekoliko nejasna zaradi prekrstalizacije apnenca v tem delu. Tretji greben ni viden. Težko je ugotoviti, ali ga ta vrsta sploh ima ali pa je ta del lupine in obdajajoče kamenine tako prekrstaliziran, da grebena ni mogoče videti.

Oblika nastopa navadno v cenomanijskih ali turonijskih skladih.

Radiolitidae

Radiolitidi so slabo ohranjeni. S tega dela Trnovskega gozda nimamo ohranjene nobene lepše in zanesljive oblike iz skupine radiolitidov, čeprav je videti v apnencih različnih horizontov obilo prereзов lupin.

Hippuritidae Gray

Hippurites Lamarck 1801

Hippurites (Vaccinites) atheniensis Ktenas

VII. tabla, sl. 1

1890 (*H. taburnii?*) Douvillé. Monogr., p. 216, tab. 30, sl. 8.

1907 (*Hippurites a.*) Ktenas, Sur l'âge terr. calc. environs d'Athènes. C. R. Acad. Sci. Paris, 144, p. 698, slika v tekstu.

Typus: Paris, École de Mines.

Življenjska doba: zg. kreda (pri nas zlasti senon).

Najdišče: pri Atenah, Cheronaca, Srbija, Lika.

Material: prečni prerez in del spodnje lupine.

V kamnolomu ob cesti severozahodno od Ravnice sta bila najdena v belem zgornjekrednem apnencu prečni prerez in del lupine vrste *Hippurites atheniensis* Ktenas.

Prerez je dobro ohranjen. Premer lupine znaša 10 cm.

Zunanja ornamentacija rjavkaste lupine je delno ohranjena; ugotoviti se dajo tanka podolžna rebra.

Ligamentna guba »L« je dolga, ravna in tanka z rahlo zaobljenim vrhom. Prvi stebriček je znatno krajši od drugega s tankim nitkastim pecljem in z okroglo glavo. Drugi stebriček je celo daljši od ligamentne gube in tudi z nitkastim pecljem. Glava je podolgovata in srpasto zavita proti prvemu stebričku. Ligamentna guba in oba stebrička so med seboj paralelni.

Vrsta je značilna za senonijsko stopnjo zgornje krede, in sicer za santonijsko podstopnjo. V istih skladih nastopajo severovzhodno od Ravnice tudi eksogire, ki so pri nas značilne za senonijsko stopnjo.

Hippurites sp.

VIII. tabla, sl. 1

V senonijskem apnencu pri Ravnici so bile najdene lupine hipuritov. V prečnih prerezih ni mogoče videti notranjih delov, ker so močno prekrstalizirani.

Sklep

Na podlagi vrst in rodov, ki smo jih obravnavali v paleontološkem delu, lahko sklepamo naslednje:

Jugozahodni del Trnovskega gozda kaže celoten razvoj kredne favne od spodnjekrednih oblik do zgornjekrednih. Zanimivo je, da lahko prav tu spremljamo razvoj nekaterih rudistnih oblik, ki jih v tolikšni popolnosti nismo mogli nikjer drugje v Sloveniji, ali bolje, v slovenskih Dinaridih. Mislimo predvsem na kaprinide. Na tem delu Trnovskega gozda so bile prvič na Slovenskem zanesljivo ugotovljene spodnjekredne kaprinide, in sicer njihovi še precej primitivni in nespecializirani rodovi kot *Praecaprina*, *Offneria* in vrsta *Caprina cf. douvillei* Paquier. Poleg tega nastopajo še nove vrste kaprinid, ki pa jih zaradi slabo ohranjenega materiala še nismo mogli podrobneje raziskati in določiti holotipe. Vsekakor gre za zanimiv del naše krede, v katerem so bili pogoji za nepretrgan in nemoten razvoj favne skozi vso kredno dobo. Toda apnenci niso najbolj ugodna prikamenina, da bi mogli študirati in odkrivati v njej celotne filogenetske vrste. Iz zakrasele in trde kamenine se daje le delno in nepopolno izluščiti lupine, v največ primerih pa se moramo zadovoljiti s prerezi lupin.

V zgornjekrednih skladih, ki so tudi na drugih krednih območjih pri nas bogati z makrofavno, smo našli vse značilne zastopnike severozahodne dinarske kredne favne. Tu so kaprinidne vrste *Caprina cf. schiosensis* Boehm, *Caprina carinata* Boehm, *Sphaerucaprina cf. forojuliensis* Boehm, *Plagioptychus sp.*, *Ichthyosarcolithes cf. tricarinatus* Parona in celo *Caprina adversa* d'Orbigny, ki je doslej pri nas še tudi nismo našli. Vse te vrste in rodovi so značilni za prehodni horizont med cenomanijem in turonijem. Mišljenja smo, da spadajo v turonijsko stopnjo, čeprav nekateri raziskovalci uvrščajo nekatere od naštetih vrst v cenomanijsko stopnjo. Tu je treba omeniti zanimivo dejstvo, da hondrodont na tem delu Trnovskega gozda ni, medtem ko so značilna za vsa druga območja Dinaridov in predstavljajo nepretrgan in vodilen horizont. Morda se imamo prav temu dejstvu zahvaliti, da so se same kaprinide, ki rabijo za svoje lupine precejšnje množino kalcijevih soli, lahko nemoteno razvijale. Lahko pa je tudi njihov nepretrgan razvoj iz spodnje krede dalje onemogočil vdor hondrodontam, ki rabijo za svoje lupine res zelo velike množine anorganske substance.

V senonu najdemo sabinije, zlasti v veliki množini vrsto *Sabinia ad-pirum* Pleničar, ki ima tudi v teh najdiščih zelo zaobljene in obrušene lupine v zoogeni breči. Na jugozahodnem delu Trnovskega gozda so lupine sabinij celo bolj obrušene kot na Hrušici. Kaže, da so živele v coni močnega butanja morskih valov blizu obrežja in so jih po smrti valovi takoj zgrabili in brusili njihove lupine.

V senoniju je bila tukaj najdena še ena zanimiva vrsta: *Hippurites atheniensis* Ktenas, doslej edini primerek te vrste na Slovenskem. Vrsta je pogostna v Srbiji, Grčiji, Makedoniji, pa tudi v srednjem delu Dinaridov in celo v Istri (P o l š a k 1965). Pri nas je doslej nismo mogli najti, čeprav smo jo posebej iskali.

Sicer pa je hipuritna favna Trnovskega gozda sorazmerno revna v primeri z Nanosom ali Tržaško-komensko planoto. Tu dobimo večje število rudistnih vrst v starejših krednih stopnjah, ki pa so zopet drugod revnejše, in ravno zato je ta del Trnovskega gozda za študij nastanka naše kredne favne pomemben. Od spodnjekrednih oblik dobimo še rekvienije, tukasije in giroplevre. Zelo so številne, vendar jih je zelo težko izpreparirati iz trdega kompaktnega apnenca. V zgornji kredi smo dobili razne neiteje in eksogire. Značilne nove vrste eksogir v senonu, ki so znane s Hrušice in Tržaško-komenske planote, smo našli tudi na Trnovskem gozdu.

Tako nam kredna favna s Trnovskega gozda potrjuje marsikatero našo domnevo o življenju rudistov v posebnem okolju morja, v katerem so nastajali skladi apnenca in delno dolcmitiziranega apnenca naših Dinaridov. Najpomembnejša značilnost tega okolja je bližina nekdanje obale in močno razburkano ter sorazmerno čisto morje. Na razburkanost kažejo zaobljene lupine v zoogeni breči, pa tudi oblike lupin tako rudistov kot tudi drugih školjk. Vse imajo močna rebra in izrastke za zasidranje na morskem dnu. Tudi vrste, ki so drugod znane brez teh dodatnih reber, jih tu imajo.

THE CRETACEOUS MACROFAUNA IN THE WESTERN PART OF THE TRNOVSKI GOZD

The western part of the Trnovski gozd shows the complete development of the Cretaceous fauna from the Lower Cretaceous forms to the Upper Cretaceous ones. It is interesting that thanks to their abundance the development of some rudistid forms could be traced only in this place. Nowhere else in the Slovene Dinarids this would be possible. Before all we have in mind the genus of caprinids. In Slovenia, only in this part of the Trnovski gozd, the Lower Cretaceous caprinids could be first reliably identified. These are, however, rather primitive genera, like: *Praecaprina*, *Offneria* and the species *Caprina* cf. *douvillei* — Paquier. Beside them, some new species of caprinids appear, unfortunately in poor state of preservation. A close identification of them was not yet possible.

In the Upper Cretaceous strata of the Trnovski gozd, all the typical forms of the northwestern Dinaric Cretaceous fauna were found. Among them: *Caprina* cf. *schiosensis* Boehm, *Caprina carinata* Boehm, *Sphaerocaprina* cf. *forojuliensis* Boehm, *Plagioptychus* sp., *Ichthyosarcolithes* cf. *tricarinatus* Parona and even *Caprina adversa* d'Orbigny, a species hitherto not found in Slovenia. All these species and genera indicate the transition zone between the Cenomanian and Turonian stages. Contrary to some authors, who refer these fossils to the Cenomanian stage, we attribute them to the Turonian. Surprisingly, chondrodonts do not occur in this part of the Trnovski gozd, whereas they are characteristic for all the other territories of the Dinarids, representing their key horizon. May be, that this very circumstance made possible an uninterrupted develop-

ment of caprinids, needing large quantities of calcium salt for building their shells. The abundance of caprinids from the Lower Cretaceous on, could also have frustrated an invasion of chondrodonts, also requiring immense amounts of inorganic substance for their development.

In the Senonian beds, sabinias are very numerous, particularly the species *Sabinia ad-pirum* Pleničar, with rounded shells in zoogen breccia. In the south-western part of the Trnovski gozd the shells of sabinias are even more reworked than those found in the Hrušica. Apparently these fossils were living in a coastal zone with heavy striking waves. Immediately after death they must have been floated away by receding waves which reworked their shells.

In the same place, in the Senonian, another interesting species has been identified. This is *Hippurites atheniensis* Ktenas, up to now the only sample of this kind in Slovenia. It is, however, very frequent in Serbia, in Greece, in Macedonia, in the middle part of the Dinarids, and even in Istria.

As for the rest, the hippuritic fauna in the Trnovski gozd is relatively poor, compared with the one existing in the Nanos and on the Trieste—Komen plateau.

LITERATURA

Buser, S., 1964, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Gorica in Palmanova. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Farinacci, A., 1963, L'«organismo C» Favre 1927 appartiene alle Teredinidae. *Geologica romana*, vol. II., str. 151 do 165, 6 slik, 5 tabel, Roma.

Pleničar, M., 1965, O novih najdbah rudistov na območju Kočevskega Roga. *Geologija* 8, str. 92 do 101, 12 slik, Ljubljana.

Polšak, A., 1965, Geologija južne Istre s osobitim obzirom na biostratigrafiju gornjekrednih naslaga. *Geološki vjesnik Instituta za geološka istraživanja u Zagrebu*, sv. 18, br. 2 za 1964. g., str. 415 do 509, 2 tabli slik, 5 prilog, Zagreb.

KREDNA MAKROFAVNA TRNOVSKEGA GOZDA

TABLE I-VIII

Sl. 1. — Fig. 1

Caprina cf. schiosensis Boehm (spodaj — below)
in

Plagioptychus sp. (zgoraj — above)

Prečna prereza delov lupin

Transversal sections of the shells fragments

Jugozahodno od Trnovega na Trnovskem gozdu

South-west from Trnovo village on Trnovski gozd

Sl. 2. — Fig. 2

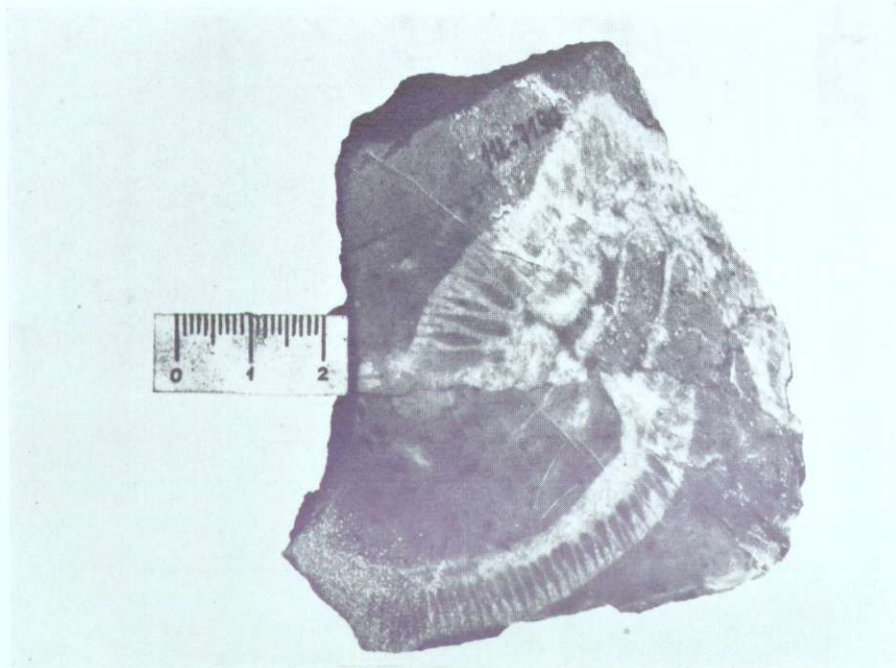
Caprina adversa d'Orb.

Prečni prerez leve lupine v naravni velikosti

Transversal section of the left shell in natural size

Zahodno od Voglarjev

West from Voglarji village



Sl. 1. — Fig. 1

Caprina cf. douvillei Paquier

Prečni prerez lupine v naravni velikosti
Transversal section of the shell in natural size

Aptij-barremij

Aptian-Barremian

Zahodno od Voglarjev

West from Voglarji village

Sl. 2. — Fig. 2

Caprina cf. douvillei Paquier

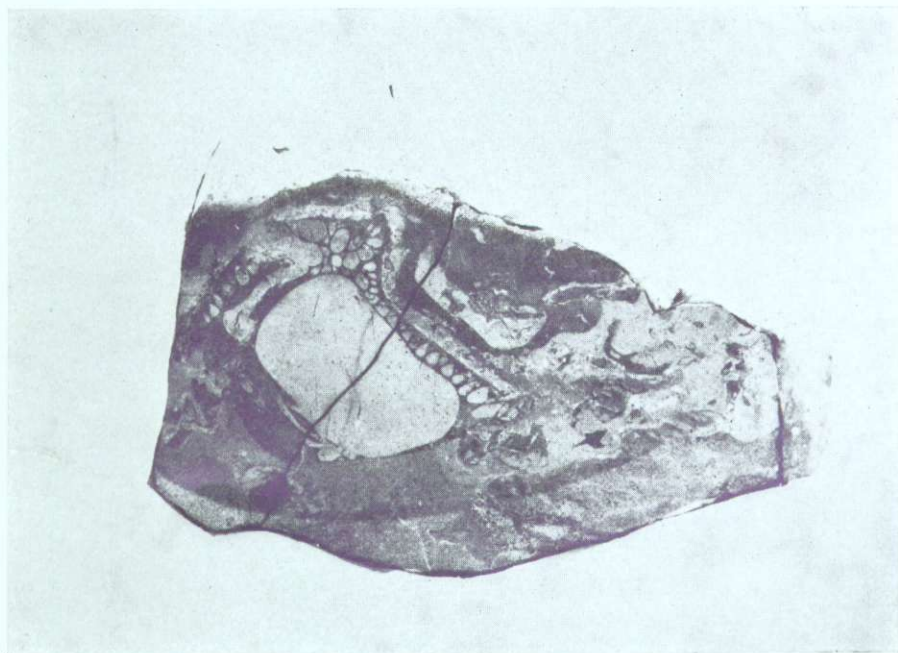
Prerez lupine v naravni velikosti
Section of the shell in natural size

Aptij-barremij

Aptian-Barremian

Zahodno od Voglarjev

West from Voglarji village



Sl. 1. — Fig. 1

Sabina ad-pirum Pleničar

Prečni prerez leve lupine

Transversal section of the left shell

Senonij

Senonian

Severozahodno od Podgozda

North-west from Podgozd village

Sl. 2. — Fig. 2

Caprina sp.

Prečni prerez lupine

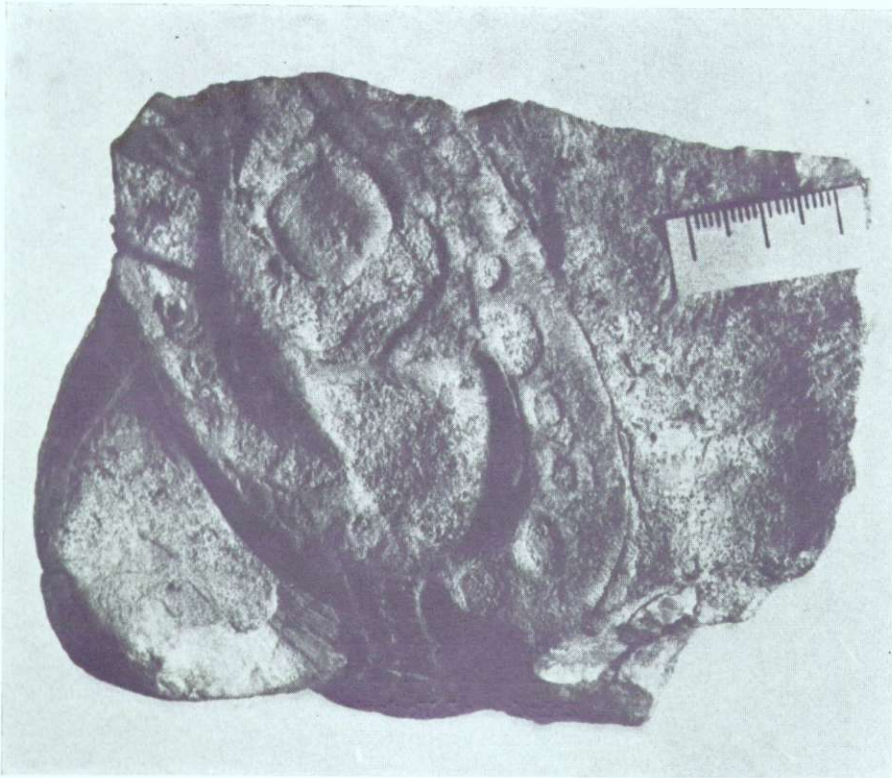
Transversal section of the shell

Turonij

Turonian

Severno od Sedovca

North of Sedovec village



Sl. 1. — Fig. 1

Praeacprina sp.

Prerezi lupin v naravni velikosti
Section of the shell in natural size

Aptij — Aptian

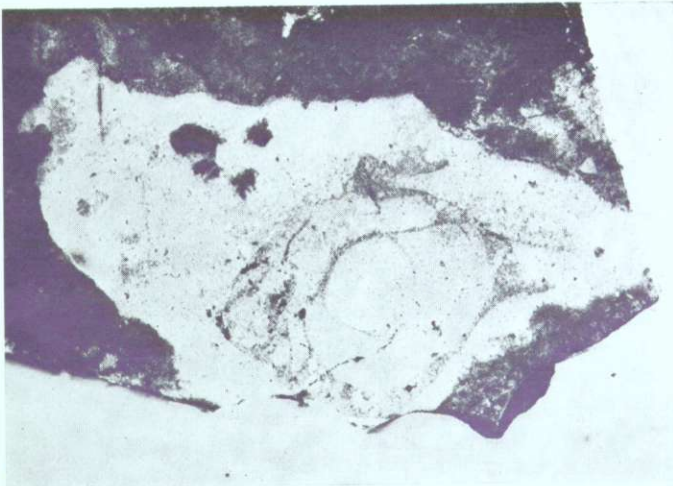
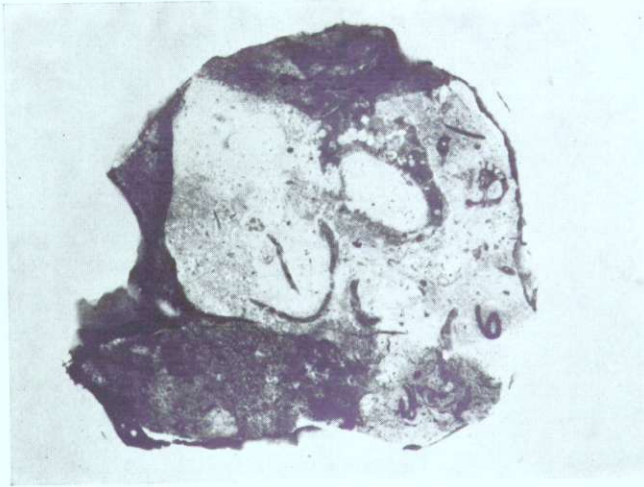
Zahodno od Voglarjev
West from Voglarji village

Sl. 2. — Fig. 2

Praeacprina sp.

Prečni prerez leve lupine v naravni velikosti
Transversal section of the left shell in natural size

Zahodno od Voglarjev
West from Voglarji village



Sl. 1. — Fig. 1

Offneria sp.

Prečni prerez lupine v naravni velikosti
Transversal section of the left shell in natural size

Sp. aptij — Lower Aptian

Zahodno od Voglarjev
West from Voglarji village

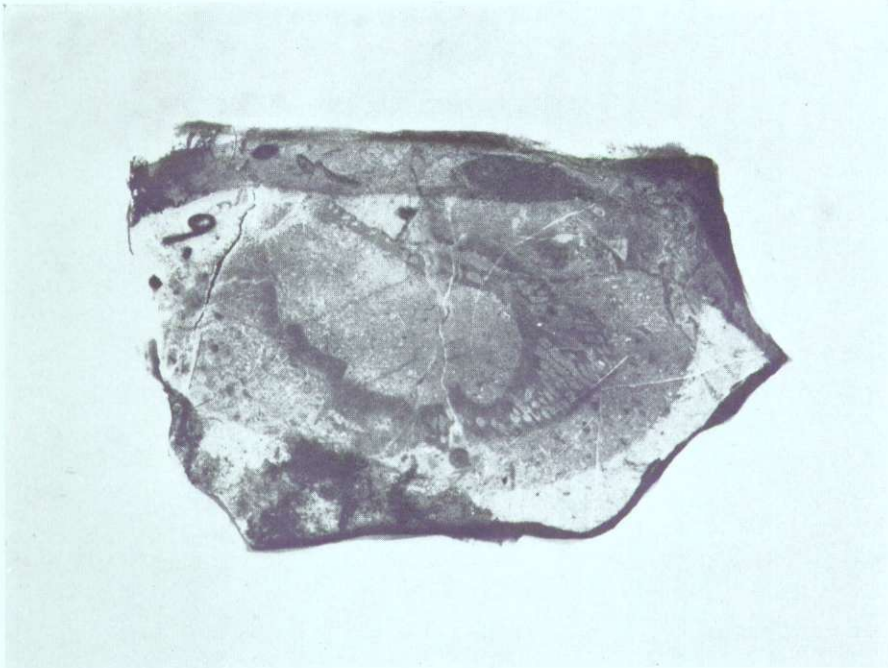
Sl. 2. — Fig. 2

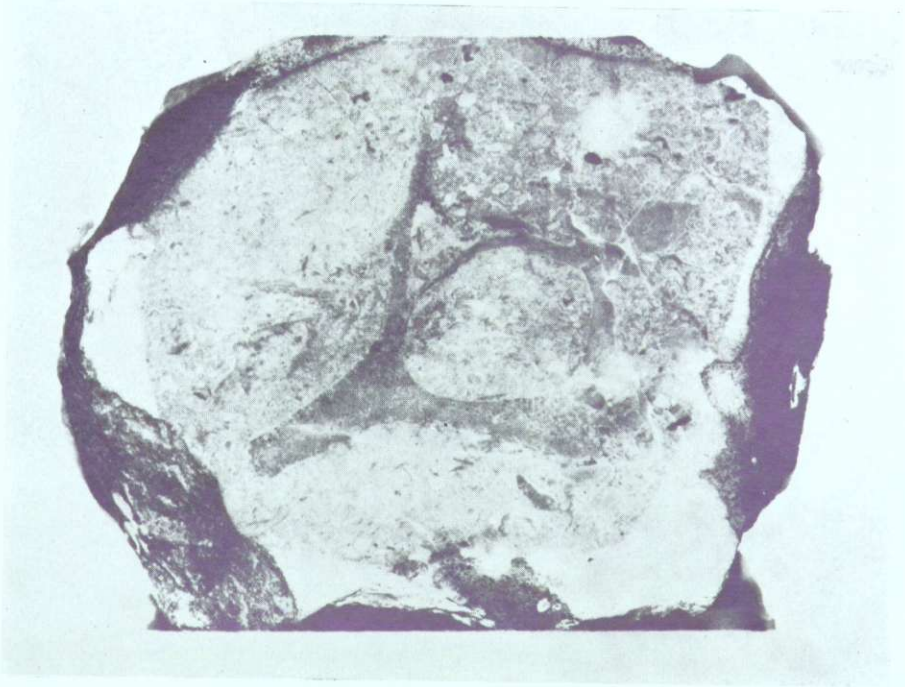
Offneria interrupta Paquier

Prečni prerez lupine v naravni velikosti
Transversal section of the shell in natural size

Sp. aptij — Lower Aptian

Zahodno od Voglarjev
West from Voglarji village





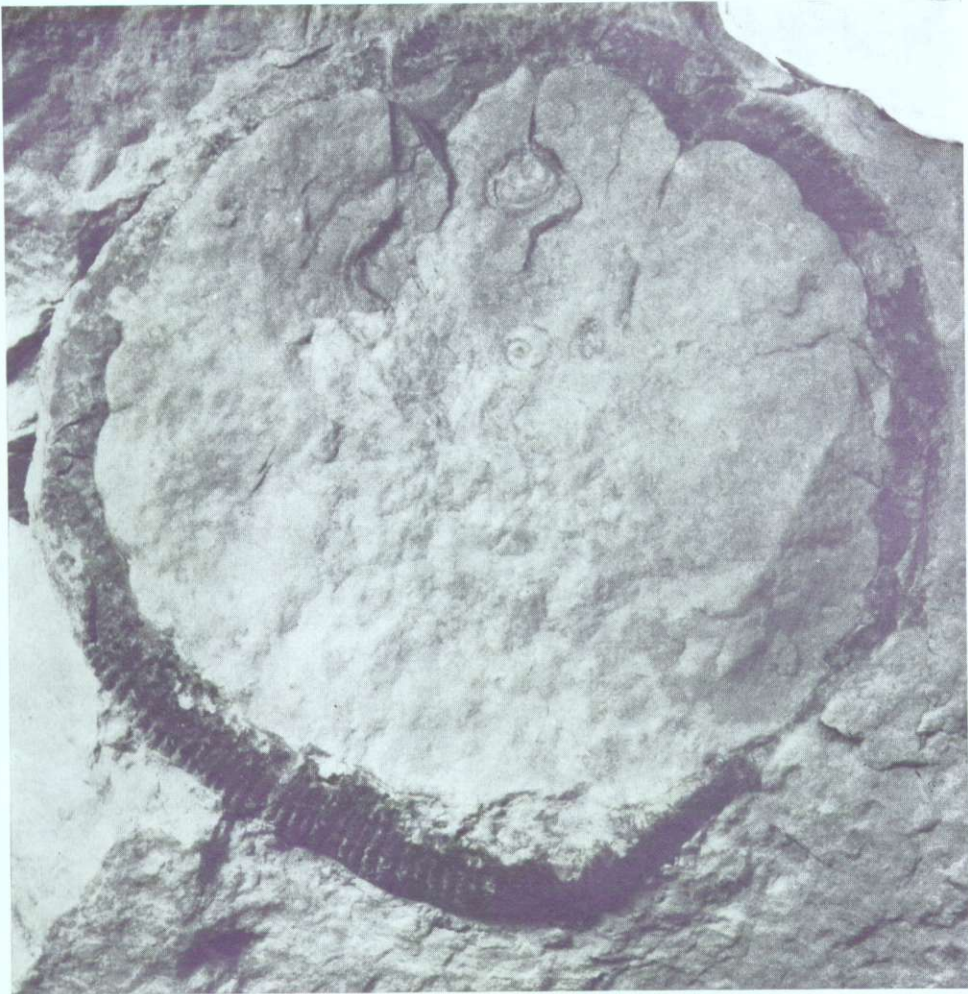
Sl. 1. — Fig. 1

Ichthyosarcolites cf. *tricarinatus* Parona

Prečni prerez lupine v naravni velikosti
Transversal section of the shell in natural size

Turonij — Turonian

Sabotin — Sabotin mountain



Sl. 1. — Fig. 1

Hippurites (Vaccinites) atheniensis Ktenas

Prečni prerez lupine v naravni velikosti
Transversal section of the shell in natural size

Senonij — Senonian

Severozahodno od Ravnice
North-west from Ravnica village

Sl. 1. — Fig. 1

Hippurites sp.

Naravna velikost lupin

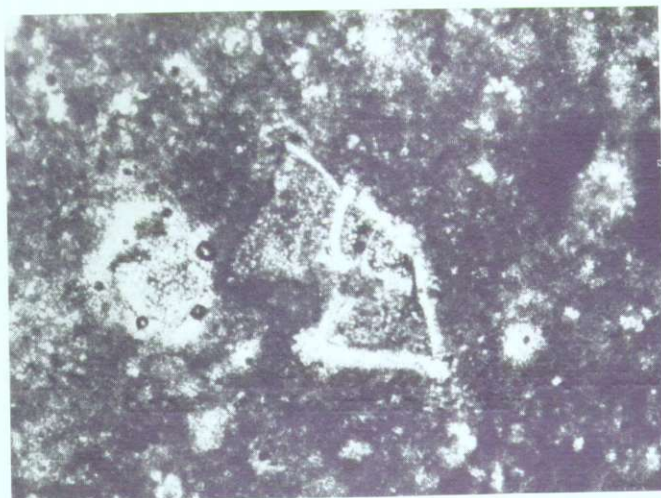
Natural size of the shells

Senonij — Senonian

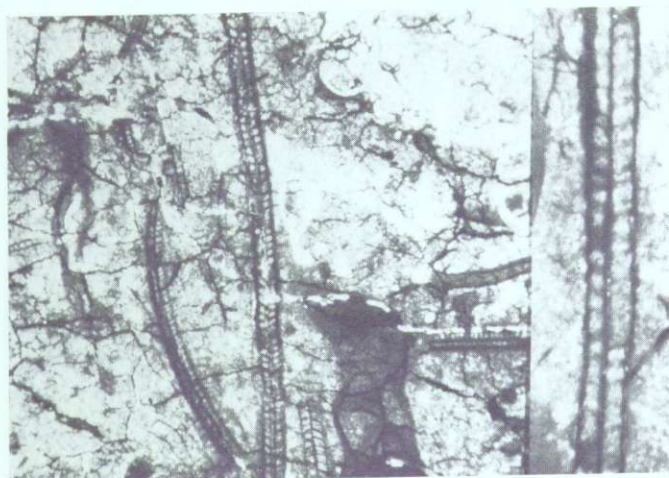
Ravnica — Ravnica village



O SEDIMENTIH NA MEJI
KREDA-TERCIAR V JUŽNI SLOVENIJI



Sl. 1. Lapor z *Globorotalia aragonensis*, 75 X, spodnji eocen, severovzhodno od Zabič



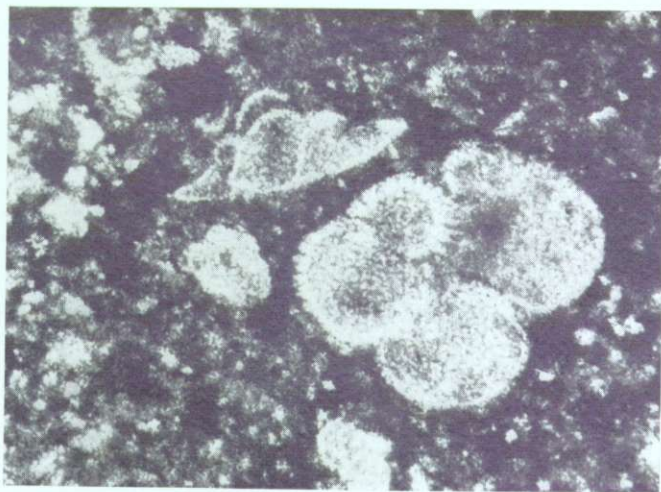
a

b

Sl. 2. Svetel apnec z *Distichoplax biserialis* (Dietrich), a) 22 X, b) detajl 32 X, spodnji paleocen, severno od Ilirske Bistrice



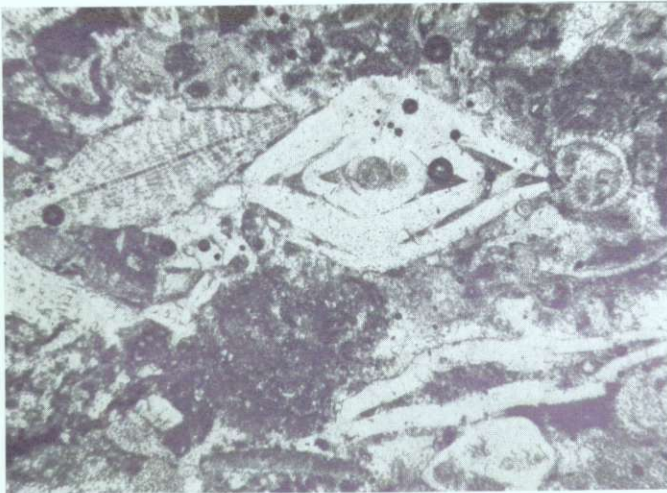
Sl. 3. Lapornat apnenec z *Globorotalia pusilla*, 75 ×, srednji paleocen, severno od Ilirske Bistrice



Sl. 4. *Globorotalia* sp., *Globorotalia pseudomenardii*, 75 ×, spodnji del zgornjega paleocena, Mali Rigelj



a

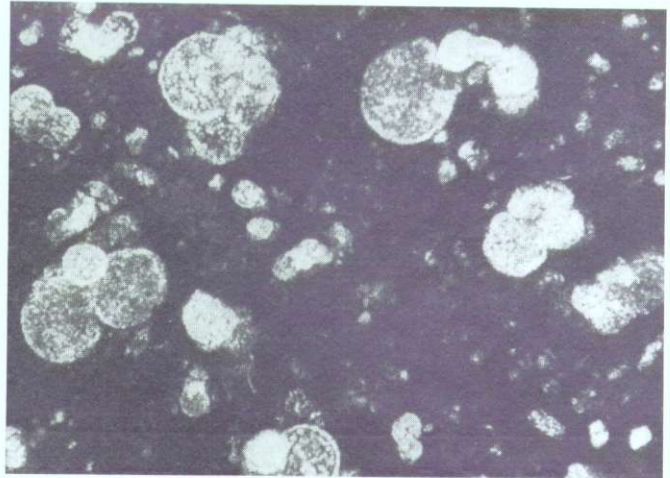


b

Sl. 5. a) Apnea breča z *Alveolina* sp., b) Apnea breča z numuliti, diskociklinami in drugimi velikimi foraminiferami, 22 X, eocen, Grintovec



Sl. 6. *Globotruncana (Globotruncana) plicata calciformis*
Vogler, 75 ×, kampanij-maastricht, Hinje



Sl. 7. *Globorotalia trinidadensis*, globigerina, 75 ×, danij, Hinje

O SEDIMENTIH NA MEJI KREDA-TERCIAR V JUŽNI SLOVENIJI

Ljudmila Šribar

Z 8 slikami v prilogi

Kratka vsebina. Med geološkim kartiranjem v Južni Sloveniji smo posebej preučevali biostratigrafski razvoj sedimentov na meji med kredo in terciarjem. To so sedimenti s pelagično mikrofavno, ki leže v Goriških Brdih med krednim rudistnim apnencem in eocenskim flišem. Litološko jih predstavljata lapornat apnec in lapor. Po globotrunkanah smo spodnji del lapornatega apnenca in laporja uvrstili v kampanij-maastricht, srednji del z globigerinami v danij in zgornji del z globorotalijami v paleocen-spodnji eocen (Šribar, 1965).

Med nadaljevanjem kartiranja za osnovno geološko karto smo na območju Ilirske Bistrice ugotovili, da tod manjkata spodnji in srednji del lapornatega apnenca in laporja; našli smo le zgornji del teh sedimentov z globorotalijami.

Podoben profil kot pri Ilirski Bistrici smo našli tudi na Kočevskem pri Malem Riglju. Drugod na Kočevskem in v Suhi krajini pa smo zopet lahko ločili kredni in terciarni del teh sedimentov, ki so v geološki literaturi znani pod imenom scaglia.

Paleocenski in eocenski sedimenti

Izdanke lapornatega apnenca in laporja s terciarnimi pelagičnimi foraminiferami smo našli na dveh območjih; severovzhodno od Zabič in severno od Ilirske Bistrice. To območje so kartirali leta 1963 geologi L. Rijavec, P. Mioč in L. Šribar. Rdečkasto rjav lapornat apnec in lapor ležita med mezozojskim apnencem in eocenskim flišem. Kamenina je tektonsko močno zdrobljena, zato profil ni primeren za mikro-paleontološko obdelavo, vendar smo v dveh vzorcih določili globorotalije, ki kažejo na to, da gre za terciarne sedimente. Dobili smo nekaj presekov globorotalij z visoko konično obliko hišice in z močnimi trnastimi stenami kamric, ki verjetno pripadajo grupi *Globorotalia aragonensis* (sl. 1). Po teh presekih sklepamo, da je izdanek lapornatega apnenca in laporja severovzhodno od Zabič spodnjeeocenske starosti.

Leta 1965 pa je ekipa Geološkega zavoda (S. Buser, S. Dozet, J. Cajhen) našla severno od Ilirske Bistrice nekaj izdankov lapornatega apnenca, ki je na videz litološko podoben zgornjekrednemu apnencu

z globotrunkanami. Pri mikropaleontološki raziskavi pa v nobenem vzorcu nismo našli globigerin niti globotrunkan, temveč le globorotalije.

V raziskanem profilu severno od Ilirske Bistrice je naslednje zaporedje plasti v obrnjeni legi:

- spodnje paleocenski svetlo siv skoraj bel apnenec
- lapornat apnenec srednjega paleocena
- eocenski fliš

Prvi vzorec iz tega profila so vzeli v svetlo sivem skoraj belem masivnem apnencu, ki leži zaradi obrnjene lege na mlajšem, lapornatem apnencu. Vsebuje fragmente velikih foraminifer, krinoidov in litotamnij. Najzanimivejši so v zbrusku dolgi kitasti ostanki vrste *Distichoplax biserialis* (Dietrich) (sl. 2). Prvotno so to vrsto šteli k algam. Danes pa jo po podobnosti z recentno obliko *Rhabdopleura* uvrščajo v red Rhabdopleurida Fowler 1892, ki ga prištevajo v razred Pterobranchia. Ta vrsta je razširjena v paleocenu in spodnjem eocenu. Po legi v profilu in stratigrafski razširjenosti vrste *Distichoplax biserialis* sklepamo, da je svetlo siv apnenec severno od Ilirske Bistrice spodnjepaleocenske starosti.

Pod svetlo sivim apnencem leži ploščast lapornat apnenec s številno pelagično foraminiferno mikrofavno, ki sodi že v srednji paleocen. V zbruskih dveh vzorcev je nekaj zelo značilnih presekov globorotalij. Pripadajo grupi *Globorotalia pusilla*, ki jo poznamo po lečasto oblikovani hišici s popolnoma gladkimi tankimi stenami kamric. Več pa je presekov s trnastimi debelimi stenami kamric, ki jih lahko primerjamo z vrsto *Globorotalia conicotruncata*. V zbruskih pa so še tretje vrste preseki, podobni primerkom grupe *Globorotalia angulata*. Celotno biocenozo smo uvrstili po najbolj karakterističnih presekih v grupo *Globorotalia pusilla* (sl. 3), ki je vodilna za srednji paleocen.

Naslednjih 7 vzorcev litološko enakega lapornatega apnenca smo po presekih globorotalij v zbruskih uvrstili v grupo *Globorotalia pseudomenardii*, ki obsega zgornji del srednjega paleocena ali zgornji del tanecija in spodnji del ilderdija po Hottingerju.

Preseki primerkov grupe *Globorotalia pseudomenardii* so podobni presekom iz grupe *Globorotalia pusilla*. So močno sploščeni, imajo ostro oblikovane periferne dele ter gladke tanke stene kamric.

V zbruskih so zelo številni tudi preseki z močnimi trnastimi stenami kamric, kakršne smo opisali že pri prvih dveh vzorcih.

Iz zgornjega dela lapornatega apnenca smo pregledali 3 zbruske, ki vsebujejo nekaj značilnih presekov globorotalij z visoko trnasto hišico, močno razvitim popkom in močno konično dorzalno stranjo. Najmočnejši in najštevilnejši trnasti izrastki so na periferni dorzalni strani hišice. Te značilnosti presekov so tipične za grupo *Globorotalia velascoensis*. Ta grupa kaže na spodnji del zgornjega paleocena, ki ustreza po Hottingerju v razdelitvi srednjemu delu ilderdija.

Lapornat apnenec severno od Ilirske Bistrice obsega srednji del paleocena in spodnji del zgornjega paleocena.

Sledijo flišni sedimenti, ki se začenjajo z apneno brečo; v njej že makroskopsko vidimo preseke numulitov, alveolin in diskociklin. Fliš je eocenske starosti, podrobneje pa ga mikropaleontološko nismo raziskovali.

Sedimenti na meji kreda-terciar na Kočevskem in v Suhi krajini

Zahodno od Malega Riglja na Kočevskem ležita diskordantno na apnencu cenomanske ali turonske stopnje rdečkasto rjav lapornat apnec in lapornat peščenjak. M. Pleničar je med kartiranjem tega območja za osnovno geološko karto nabral več vzorcev za mikropaleontološko raziskavo. V teh vzorcih smo našli le paleocenske vrste foraminifer.

Apnec cenomanske ali turonske starosti vsebuje miliolide, tekstulariide, rod *Rotalipora* sp. in alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). V rdečkasto rjavem lapornatem apnencu smo našli številne ostanke pelagičnih foraminifer iz rodu *Globorotalia* sp. Po obliki hišice ter debelini in strukturi sten kamric smo jih uvrstili v grupo *Globorotalia pseudomenardii* (sl. 4) in *Globorotalia velascoensis*. Plasti v faciesu scaglie zahodno od Malega Riglja obsegajo zgornji del srednjega in spodnji del zgornjega paleocena, kar v glavnem ustreza zgornjemu delu tanecija ter spodnjemu in srednjemu ilerdiju (po Hottingerju).

Više leži eocenski fliš, ki vsebuje diskocikline, asiline in druge velike foraminifere.

Na Kočevskem in v Suhi krajini so še na več območjih razkrite plasti laporja in lapornatega apnenca kredne in terciarne starosti. Na njih leže flišni sedimenti. Zaporedje flišnih plasti se začne navadno z apneno brečo z ostanki velikih foraminifer. Pregledali smo več zbruskov te breče iz Grintovca vzhodno od Male gore. Vzorec je prinesel S. Buser. Apnena breča vsebuje bogato mikrofavno rodov *Alveolina* sp., *Assilina* sp., *Discocyclina* sp., *Globorotalia* sp., *Miscellanea* sp., *Nummulites* sp. in alga *Lithothamnium* sp. (sl. 5 b). Celotna biocenoza dokazuje eocensko starost fliša, zlasti značilna sta rodova *Alveolina* sp. (sl. 5 a) in *Nummulites* sp. (sl. 5 b).

Enake geološke razmere, to je flišne sedimente na plasteh lapornatega apnenca in laporja smo našli tudi pri vasi Hinje jugovzhodno od Žužemberka, pri Rdečem Kamnu in Kunčah severovzhodno od Starega Loga. Vsa našeta območja, kakor tudi nahajališča pri Grintovcu in Riglju, je podrobno opisal že Germovšek (1953). Klastičnim sedimentom na Kočevskem in v bližnji okolici je pripisal zgornjekredno starost. Pripomnil pa je, da jih ni mogel nikjer podrobneje horizontirati, ker še niso bili obdelani rudisti in foraminifere. Po legi in razvoju je sodil, da so klastični sedimenti na Kočevskem senonske starosti. S pomočjo pelagičnih foraminifer smo sedaj lapornat apnec in lapor ločili v zgornjekredni in starejšeterciarni del.

V zgornjekrednem lapornatem apnencu in laporju pri Hinju smo določili naslednje pelagične foraminifere: *Globotruncana (Globotruncana) linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana (Globotruncana) calcarata* Cushman, *Globotruncana (Globotruncana) plicata calciformis* Vogler (sl. 6), *Globotruncana (Globotruncana) elevata stuartiformis* Dalbiez, *Pseudotextularia varians* Rzehak. Po mikrofavni smo vzorec uvrstili v zgornji senon, in sicer v kampanij in maastricht. Del sedimentov istega faciesa pri Hinjah pa pripada daniju. Tako smo našli v dveh vzorcih globigerinam

podobne globorotalije, ki jih štejemo v grupo *Globorotalia trinidadensis* (sl. 7).

Pri geološkem kartiranju za osnovno geološko karto v letu 1966 je P. Mioč v profilih pri Narinu in Knežaku našel numulitni apnenec pod lapornatim apnencem s pelagičnimi foraminiferami. Tu torej pripada lapornat apnenec eocenu. V zbruskih so najbolj značilni oglati preseki z visoko trnasto hišico z močnimi stenami kamric, ki pripadajo grupi *Globorotalia velascoensis*. Predstavnike te grupe smo dobili v profilih severno od Ilirske Bistrice in pri Malem Riglju v zgornjem paleocenu. Horizont s predstavniki iste grupe pri Narinu, Knežaku in Zabičah je nedvomno mlajši. Starejši, zgornjepaleocenski horizont leži namreč pod plastmi z numuliti, mlajši, spodnjeocenski horizont pa na numulitnem apnencu neposredno pod eocenskim flišem.

Predstavnike grupe *Globorotalia aragonensis* v zbruskih z neorientiranimi preseki težko ločimo od zastopnikov grupe *Globorotalia velascoensis*, ker so si med seboj zelo podobni. Tudi Luterbacher (1964, str. 679 in 680) šteje obe vrsti v grupo *Globorotalia velascoensis*. V našem primeru pa nastopajo predstavniki te grupe v dveh različnih stratigrafskih horizontih; ločili smo jih v zgornjepaleocensko vrsto *Globorotalia velascoensis* in spodnjeocensko vrsto *Globorotalia aragonensis*.

Fliša mikropaleontološko nismo raziskovali. Po biostratigrafskih raziskavah lapornatega apnenca in laporja s pelagičnimi foraminiferami sklepamo, da spada v glavnem v srednji eocen.

Podobne razmere na meji krednih in terciarnih plasti so verjetno tudi drugod v Sloveniji, kjer je zgornja kreda razvita kot lapornat apnenec in lapor.

ABOUT THE SEDIMENTS IN THE CRETACEOUS-TERTIARY BOUNDARY IN SOUTHERN SLOVENIA

Abstract

In the course of geological mapping in Southern Slovenia, the sediments in the boundary between Cretaceous and Tertiary have been investigated. Lithologically these are marly limestone and marl, containing pelagic foraminifers. In view of the microfauna found in Goriška Brda, the lower part of marly limestone and marl with *Globotruncanas* has been attributed to the Campanian-Maastrichtian age, the middle part with *Globigerinas* to the Danian age and the upper one containing *Globorotalias* to Paleocene-Lower Eocene.

Later on, in the territory of Ilirska Bistrica, the upper part of marly limestone and marl, containing *Globorotalias*, has been established in two sections only: one, north-west of the village Zabiče and the other north of Ilirska Bistrica. North-east of Zabiče, an outcrop of redbrown marly limestone and marl occurs between Mesozoic limestone and Eocene Flysch. This outcrop, bearing a group of *Globorotalia aragonensis* (Fig. 1),

with high conical tests and stout spinose chamber walls, has been classified as Lower Eocene.

The following reversed sequence of beds appear in the investigated section north of Ilirska Bistrica:

1. Light gray limestone of Lower Paleocene
2. Marly limestone of Middle Paleocene
3. Eocene Flysch

The first sample from this section is a light gray limestone whose age — the Lower Paleocene — has been ascertained by *Distichoplax biserialis* (Fig. 2). Moreover, it contains fragments of Large foraminifers, crinoids and lithothamnium.

Marly limestone is overlain by a light gray limestone, containing section of a group of *Globorotalia pusilla* (Fig. 3). They can be attributed to the Middle Paleocene because of their lenticular tests and smooth, thin chamber walls. In the same thin section, the representatives of the groups *Globorotalia conicotruncata* and *Globorotalia angulata* have also been observed. The most typical form of marly limestone found in the following seven samples belongs to the group of *Globorotalia pseudomenardii*, with strongly flattened tests and with thin, smooth chamber walls. The horizon with the *Globorotalia pseudomenardii* group belongs to the upper part of Middle Paleocene (the lower part of Ilerdian, according to Hottinger).

Three thin sections of the upper part of marly limestone have been examined micropaleontologically. The existing specimens of *Globorotalia* with high spinose test, a well developed umbilicus and a strong conical umbilical side, have been classified as *Globorotalia velascoensis*. This form is widespread in the lower part of Upper Paleocene (middle part of Ilerdian, according to Hottinger).

The Eocene Flysch sediments appear with calcareous breccia containing *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., and *Discocyclus* sp.

West of Mali Rigelj in Kočevsko area, sediments occur with pelagic foraminifers, unconformably overlying the limestone of Cenomanian or Turonian strata with miliolids, textularids, *Rotalipora* sp. and the alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). The groups of *Globorotalia pseudomenardii* (Fig. 4) and *Globorotalia velascoensis*, found in marly limestone, indicate the upper part of the Middle and the lower part of the Upper Paleocene (the upper part of Thanetian and the Lower and Middle Ilerdian, according to Hottinger).

Marly limestone is overlain by Eocene Flysch, containing *Discocyclus* sp., *Assilina* sp., and other Large foraminifers.

In Kočevsko and in Suha Krajina there are many outcrops of Cretaceous and Tertiary marly limestone, overlain by Eocene Flysch containing limestone breccia intercalations with *Alveolina* sp. (Fig. 5 a), *Discocyclus* sp., *Globorotalia* sp., *Miscellanea* sp., *Nummulites* sp., and alga *Lithothamnium* sp. (Fig. 5 b). Microfossils indicate the Eocene origin of breccia. Outcrops of marly limestone and marl, overlain by Flysch occur at Hinje, south-east of Žužemberk, at Rdeči Kamen and Kunče, north-

east of Stari Log. These outcrops were described by Germovšek (1953) as sediments of Senonian age.

In the Upper Cretaceous marly limestone at Hinje the following foraminifers have been determined: *Globotruncana (Globotruncana) linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana (Globotruncana) calcarata* Cushman, *Globotruncana (Globotruncana) plicata calciformis* Vogler (Fig. 6), *Globotruncana (Globotruncana) elevata stuartiformis* Dalbiez, *Pseudotextularia varians* Rzehak. In view of the existing microfauna, the beds of Hinje can be divided in two parts. The lower part, bearing *Globotruncanas*, belong to the Upper Senonian (Campanian-Maastrichtian) and the upper one, containing *Globorotalia trinidadensis* (Fig. 7), may be attributed to the Danian stage.

In the course of geological mapping in 1966, at the villages Narin and Knežak in the Littoral Slovenian, Mioč found some sections in which marly limestone with pelagical foraminifers is underlain by nummulitic limestone. Marly limestone, bearing representatives of *Globorotalia velascoensis*, belongs to the Eocene. Sections of the same foraminifers have been found north of Ilirska Bistrica and at Mali Rigelj in the Upper Paleocene. Marly limestone should be, therefore, divided in two horizons: the lower one, overlain by nummulitic limestone and the upper one, lying on the nummulitic limestone, belonging to the Lower Eocene. The representatives of *Globorotalia velascoensis* in the younger horizon resemble very much the species *Globorotalia aragonensis*.

A micropaleontological research of Flysch has not been carried out. From the biostratigraphical examinations of marly limestone and marl may be concluded, however, that it can mainly be attributed to the Middle Eocene.

LITERATURA

- Cita, M. B., 1955, The Cretaceous-Eocene boundary in Italy, Proc. IV. World Petr. Congr. sect. I/D; rep., 2, Roma.
- Germovšek, C., 1953, Zgornjekredni klastični sedimenti na Kočevskem in v bližnji okolici. Geologija 1, Ljubljana.
- Ellis, B., and Messina, A. R., 1940, Catalogue of Foraminifera. Spec. Publ. Am. Mus. of Nat. Hist., New York.
- Grad, K., 1962, O starosti fliša pri Kališah. Geologija 7, Ljubljana.
- Hinte, J. E., 1963, Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). Jb. Geol. BA., Sonderb. 8., Wien.
- Luterbacher, H., et Premoli, S., 1964, Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale, Riv. Ital. Paleont., LXX, n. 1., Milano.
- Luterbacher, H., 1964, Studies in some *Globorotalia* from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines, Inauguraldissertacion, Basel.
- Müller, A. H., 1963, Lehrbuch der Paläozoologie, Band II. Invertebraten, Jena.
- Pavlovec, R., 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južno-zahodni Sloveniji. Razprave Slov. akad. znan. umet., Cl. IV., 7, Ljubljana.
- Sribar, L., 1965, Meja med krednimi in terciarnimi skladi v Goriških Brdih. Geologija 8, Ljubljana.

MEHKUŽCI IZ JEZERSKE KREDE NA LJUBLJANSKEM BARJU

Rajko Pavlovec

S 7 slikami med tekstem, z 1 sliko in 10 tablami slik v prilogi in z 2 tabelama

Kratka vsebina. Avtor je v jezerski kredi na Ljubljanskem barju našel 23 vrst mehkužcev. Določil je 19 vrst polžev in 4 vrste školjk. Izmeril je variacijske širine vrst in jih primerjal z recentno favno. Po sestavi subfosilne favne je sklepal na ekološke pogoje v nekdanjem jezeru na Barju.

Uvod

V usedlinah zadnjega jezera na Ljubljanskem barju so ostanki mehkužcev zelo pogostni. Ponekod jih je toliko, da imenujejo ljudje apnenčasto blato kar polžarica, redkeje polžkarica (Šubic, 1886, 7; Müllner, 1892, 1, 17 in 18; Rakovec, 1932, 57; Ložar, 1942, 86; Melik, 1946, 50—51, 54; Tancik, 1953, 114; Rakovec, 1955, 60; Melik, 1959, 168). Polžarica je tudi med geologi in drugimi strokovnjaki precej splošna označba za holocensko jezersko kredo na Ljubljanskem barju. Ljudski izraz je sicer lep, vendar kot strokovni izraz ne ustreza v celoti. V njej je sicer veliko mehkužcev, vendar favna ni povsod enako bogata. Zato lahko imenujemo polžarico samo tiste plasti, ki so v glavnem sestavljene iz polžjih hišic.

Nekaj vrst polžev je znanih z Barja že nad sto let (Pokorny, 1858), vendar doslej še ni nihče favne podrobneje pregledal. Zato smo leta 1955 zbrali favno iz vseh takrat razkritih profilov. Pri delu so sodelovali geologi I. Mlakar, D. Novak, D. in L. Strmole, L. Šribar in D. Turnšek. Pri obdelavi mehkužcev mi je dal mnogo koristnih nasvetov J. Bole. Vsem se za njihovo sodelovanje tudi na tem mestu najiskreneje zahvaljujem.

Favna je zbrana v številnih nahajališčih. Priložen zemljevid ni popolna slika obsega jezerske krede, zakaj favno je mogoče najti največkrat v novo izkopanih in starih očiščenih jarkih. Na Barju pa se jarki hitro zarastejo; zato bomo vzeli v pretres favno na splošno in je ne bomo opisovali po posameznih nahajališčih. Iz enakega vzroka tudi ni bilo mogoče nabirati mehkužcev po horizontih.

Opis najdišč

Mehkužci ne nastopajo samo v eni sklenjeni plasti, kot trdi Wentzel (1922, 72), temveč v različnih plasteh na raznih delih Barja.

Debelina plasti z mehkužci je različna. Ponekod doseže komaj nekaj milimetrov, drugod je mnogo debelejša. Včasih so polži redki in raztreseni po debeli plasti. V nekaterih nahajališčih nastopajo številne vrste, drugod jih je samo nekaj.

Spodaj so podane pripombe k nekaterim nahajališčem. Kjer je bilo mogoče, je podan profil, ki je opisan vedno od zgoraj navzdol. Podatki o apnenčastem blatu ne kažejo njegove prave debeline, zakaj vrhnje plasti so marsikje odstranjene.

Podrobno smo raziskali profile v naslednjih krajih:

1. NE od Vrhniko:
 - 1,5 m humus in ilovica z ostanki rastlin
 - 0,3 m temno rjava glina
 - 0,2 m siva glina
 - 0,3 m temna glina, polna organskih primesi
 - vsaj 2,5 m jezerska kreda z mehkužci
2. NE od Vrhniko:
 - v tej okolici ljudje včasih imenujejo jezersko kreda kot »jeu«
3. pri Sinji gorici:
 - poleg mehkužcev so v jezerski kreda ribje luske in fragment ptičje kosti
4. E od Drenovega griča:
 - 0,5 m preorana plast
 - 1,0 m šota
 - vsaj 0,4 m siva, precej mastna glina z redkimi mehkužci
6. Bevke:
 - 1,2 m ilovica s številnimi rastlinskimi ostanki
 - vsaj 1,0 m jezerska kreda z redko favno
8. E od Prevalja:
 - 2 m šota
 - 1 m siva jezerska kreda z redkimi mehkužci
9. pri Prevalju:
 - 0,8 m »črnica« = preorano šotno blato
 - 1,2 m šota
 - vsaj 0,5 m jezerska kreda
10. N od Prevalja:
 - jezerska kreda pod šotno plastjo
11. in 12. N od Prevalja:
 - jezersko kreda prekriva prod
13. E od Bevk:
 - 0,5 m ilovica z rastlinskimi ostanki
 - vsaj 1,0 m jezerska kreda z redko favno
14. W od Podpeči:
 - 0,5 m šota
 - 0,5 m črna rjava ilovica z rastlinskimi ostanki, pod njo je sivo rjava jezerska kreda
 - 1,6 do 2 m globoko so mehkužci, ki jih dobimo tudi v globlji, sivo zeleni plasti
- 14.a med Notranjimi goricami in Podpečjo: Tu so leta 1959 vrtali; o favni iz te vrtine glej članek Pavlovec, 1964

15. pri Podpeči: približno 1 m globoko je pod šoto siva jezerska kreda z rastlinskimi ostanki in mehkužci
16. pri Jezeru: 0,4 m humus
0,6 m šota
sledí sivo zelena jezerska kreda z redkimi mehkužci
17. N od Podpeči: vzorec z mehkužci je vzet iz globine 4 m
19. N od Jezera: 0,6 m gline z močno organsko primesjo, pod njo je bolj ali manj peščena jezerska kreda z mehkužci
20. SE od Vnanjih goríc: 0,2 m humus
0,3 m šotno blato
0,1 m glina z organsko primesjo
sivo rjava jezerska kreda s favno
21. NE od Jezera: 0,5 m humus
rjavo siva glina, v zgornjem delu so številni mehkužci
22. NW od Tomišlja: 0,5 m humus
0,1 m siva glina s favno, ki je bogata zlasti v spodnjem delu
0,15 m dolomitni pesek
siva jezerska kreda z redkimi mehkužci
23. SW od Lip: 1,25 m rjavo siva peščena glina z redko favno
siva ilovica brez polžev in školjk
24. W od Lip: 0,2 m šota
sivo rjava jezerska kreda z mehkužci; v globini 0,4 m je favne manj
25. SW od Lip: vzorec rjave jezerske krede s favno je iz globine 1,5 m
26. Lipe: mehkužci so v rjavi glini 1,25 m globoko
27. N od Lip: plast drobnega peska je debela 1 do 2 m; pod njo je temno siva glina z rastlinskimi ostanki
28. NW od Lip: 0,6 m sivo rjava glina
0,75 m rjavo rumena peščena glina
29. N od Lip: pri hiši v Drpaležu so izkopali v vodnjaku približno 2 m gline; v njej so po gospodarjevi izjavi našli ribje ostanke; med glino je tanek šotni vložek, pod glino pa droben pesek; v tej okolici se glina in pesek nepravilno menjavata
30. N od Črne vasi: 1,5 m globoko so v rjavi glini ostanki školjk

31. Črna vas:
0,5 m rumeno rjave jezerske krede z redkimi mehkužci
0,2 m rjava glina
jezerska kreda, temnejša kot zgoraj, z mehkužci
32. Črna vas:
0,5 m humus
rjavo rumena jezerska kreda s številnimi mehkužci
34. E od Črne vasi:
0,7 m črna prst
0,3 m rumeno rjava glina s favno
rjava glina brez mehkužcev
35. SW od Ilovice:
0,5 m humus
0,1 m sivo rjava jezerska kreda
siva jezerska kreda
36. SW od Ilovice:
0,75 m šota
jezerska kreda
37. E od Črne vasi:
0,4 m humus
sivo rjava jezerska kreda z mehkužci
38. N od Iške Loke:
0,5 m ilovica z organsko primesjo
siva jezerska kreda z vložkom bolj sivo rjave jezerske krede, ki vsebuje mehkužce
39. N od Matenje:
0,7 m šota
0,1 m sivo rjava jezerska kreda s favno
siva jezerska kreda z mehkužci in ribjimi luskami
40. N od Matenje:
0,8 m šota
peščeno siva jezerska kreda
41. Iška Loka:
0,8 m prst
0,4 m glina, pomešana s prodom
prod s primesjo gline
43. N od Iške Loke:
0,6 m šota
siva jezerska kreda, v kateri je ponekod veliko favne; v temnejših glinastih vložkih je malo mehkužcev
44. N od Iga:
pod humusom je šotno blato, nato sledi jezerska kreda s številnimi polži in školjkami
45. N od Iga:
0,6 m šota
jezerska kreda s favno
47. pri Igu:
0,5 m šota
0,15 m apnen prod, odložen v 4 m dolgi leči jezerske krede s polži in školjkami

48. pri Igu:
0,75 m humus, pomešan z glino
0,75 m rjava siva jezerska kreda z malo favne
50. N od Kremenice:
0,8 m rjava glina
0,6 m temno rjava glina z organskimi primesmi
siva jezerska kreda s favno
52. S od Lavrice:
0,5 m rjava glina z rastlinskimi ostanki
0,15 m temno rjava glina z organsko primesjo
0,3 m svetlo siva jezerska kreda
svetlo rjava jezerska kreda s favno
53. SW od Lavrice:
0,25 m šota
0,15 m kremenčev pesek
droben pesek
61. Ilovica:
0,4 do 0,7 m šota
jezerska kreda s favno
62. pri Ilovici:
0,6 m šota
jezerska kreda z zelo bogato favno
63. pri Rakovniku:
0,5 m šota
jezerska kreda s polži in školjkami; zelo bogata
favna je v globini 0,8 m.

Iz podatkov posameznih nahajališč razberemo, da je normalen profil od zgoraj navzdol naslednji: humus — šota — šotno blato — rjava glina — jezerska kreda (tabla 10). Takšne plasti so opazovali že številni raziskovalci (cf. Šubic, 1886, 6—7; Kramer, 1905, 33—36; Rakovec, 1955, 59—70 itd.). Seveda so plasti v posameznih delih Barja nekoliko različne, bodisi zaradi nanašanja tekočih voda ali drugih vplivov.

Favna

a) Pregled najdenih vrst

V jezerski kredi na Ljubljanskem barju smo našli 23 vrst mehkužcev, med njimi 19 vrst polžev in 4 vrste školjk. Sistem in nomenklaturu smo povzeli po Ložek u (1956, 1964). Fotografije teh vrst, ki jih je naredil B. Štajer, so na tablah I do IX.

GASTROPODA

- Monacha carthusiana* (Müller, 1774)
Lymnaea (Lymnaea) stagnalis (L., 1758)
Lymnaea (Radix) auricularia (L., 1758)
Lymnaea (Radix) peregra lagotis (Schränk, 1803); po Pokornyu,

1858 je to *Lymnaeus vulgaris* Pfeiff.

Lymnaea (Galba) palustris (Müller, 1774)

Planorbarius corneus (L., 1758); Pokorny, 1858 navaja kot *Planorbis hispidus* Drap.

Planorbis carinatus (Müller, 1774)

Perpolita radiatula (Alder, 1830)

Aegopinella nitens (Michaud, 1831)

Gyraulus albus (Müller, 1774)

Acroloxus lacustris (L., 1758)

Lithoglyphus naticoides (Pfeiffer, 1828)

Bithynia (Bithynia) tentaculata (L., 1758); po Pokornyu, 1858 je to *Paludina impura* Drap.

Fagotia (Microcolpia) acicularis (Férussac, 1823)

Fagotia (Fagotia) esperi (Férussac, 1823)

Amphimelania holandri (Férussac, 1823)

Viviparus viviparus (L., 1758)

Valvata (Cincinna) piscinalis (Müller, 1774)

Theodoxus danubialis (Pfeiffer, 1828)

LAMELLIBRANCHIATA

Unio pictorum (L., 1758)

Sphaerium (Sphaerium) corneum (L., 1758)

Pisidium (Pisidium) amnicum (Müller, 1774)

Pisidium ponderosum Stelfox 1918.

Nekatere vrste so v jezerski kredi na Ljubljanskem barju zelo pogostne, druge redke. Skoraj v vseh nahajališčih najdemo polža *Bithynia tentaculata*. Nekoliko redkejši so zastopniki vrst *Planorbis carinatus*, *Fagotia acicularis*, *F. esperi*, *Valvata piscinalis* in *Theodoxus danubialis*. Našete vrste se pojavljajo z velikim številom individuov.

Redkejši so predstavniki vrst *Planorbarius corneus*, *Unio pictorum* in *Pisidium amnicum*. Malo je bilo najdenih polžev in školjk *Monacha carthusiana*, vseh vrst rodu *Lymnaea*, med katerimi je najpogostnejša *L. auricularia*, dalje *Perpolita radiatula*, *Aegopinella nitens*, *Gyraulus albus*, *Acroloxus lacustris*, *Lithoglyphus naticoides*, ki je pogost samo v nekaterih nahajališčih, *Amphimelania holandri*, *Viviparus viviparus*, *Sphaerium corneum* in *Pisidium ponderosum*.

Lupine in hišice so v apnenčastem blatu dobro ohranjene. Redke po osušitvi razpadejo. Polžu *Theodoxus danubialis* se je ohranila celo barva. Nekoliko slabše se pozna ornamentacija pri obeh vrstah rodu *Fagotia*. Pri večini ostalih vrst so hišice in lupine bele. Stopnja ohranjenosti je odvisna od strukture lupine. Tako se na primer *Unio pictorum* izredno redko ohrani cel, pa še potem hitro razpada na posamezne lamele.

Primerjava z drugimi doslej znanimi nahajališči kvartarnih mehkužcev v Sloveniji pokaže naslednje. Najstarejše plasti s polži pri nas so v Zalogu pri Novem mestu, kjer je Šercelj (1961, 429) ugotovil najmanj günško-mindelsko in günško starost flore. Možna pa je še nekoliko

starejša datacija. Med favno iz Zaloga sem našel vrste *Fagotia acicularis*, *Valvata piscinalis* in *Pisidium amnicum*. Mehkužce iz bližnje opekarne v Prečni omenjata Seidl & Teppner (1919). Od vrst, ki jih je določil Teppner, sta tudi na Ljubljanskem barju *Valvata piscinalis* in *Pisidium amnicum*.

V Lokarjih pri Vodicaх so glinasto peščene plasti nastajale v času med zgornjim delom spodnjega in spodnjim delom zgornjega pleistocena (Drobne, Pavlovec & Šercelj, 1960, 185). V teh sedimentih so bile med drugim najdene vrste *Lithoglyphus naticoides*, *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum* in *Pisidium amnicum*.

b) Starost favne

Največ mehkužcev na Barju nastopa v jezerski kredi. Preden skušamo rešiti vprašanje, koliko je ta plast stara, pogledjmo, kako je z njeno debelino. Melik (1946, 53) povzema Kramerjevo ugotovitev, da je apnenčastega blata na Barju 0,25 do 2,50 m. Po tem sklepa, da je njegovo usedanje navezано na plitvo vodo. Rakovec (1955, 60) trdi, da je debelina različna: največja doslej znana naj bi bila okrog 15 m in to približno 500 m severozahodno od Podpečí. Nekoliko tanjšo plast (8 m) omenja Tancik (1953, 115).

Žal podatki starejših vrtin debelini jezerske krede niso posvečali dovolj pozornosti. Vrtina leta 1959 med Notranjimi goricami in Podpečjo je predrla jezersko kredo pri dobrih 9 m, vrtina leta 1962 pri Črni vasi pa približno pri 14 m.

Pričakovanja, da bodo mehkužci iz jezerske krede dali tudi za stratigrafijo uporabne podatke, se niso uresničila. Vse vrste žive še danes na Barju in drugod po Evropi. Tudi v mlajšem ali celo v starejšem pleistocenu nekateri izmed njih niso bili nobena redkost. Zato si moramo za starost favne ter s tem tudi apnenčastega blata pomagati z drugimi metodami.

Najprej pogledjmo mostiščarske sledove, ki leže tik nad jezersko kredo, kolí mostišč pa seveda segajo še vanjo (Šubic, 1886, 4; Melik, 1946, 71—89; Rakovec, 1955, 60; Šercelj, 1961, 13). V mostiščarski plasti je bilo mnogo živalskih ostankov. Kulturna plast sicer ni povsod po Barju enake starosti, vendar je jasno, da gre za holocensko dobo in ne za pleistocen. Po kulturnih ostankih kakor tudi po živalskih najdbah sklepajo na prehod iz neolitika v bakreno bronasto dobo. Jezero, v katerem je nastalo apnenčasto blato, naj bi se osušilo še pred rimsko dobo, zakaj rimsko cesto najdemo že sredi šote, ki leži nad apnenčastim blatom (Melik, 1946, 99—101; Rakovec, 1955, 66; Melik, 1959, 174). Barje naj bi trajalo še skozi železno dobo (Melik, 1956, 101).

Najpomembnejša in najeksaktnejša metoda za ugotavljanje starosti jezerske krede so palinološke analize. V zadnjem času je Šercelj pregleдал cvetni prah iz številnih profilov. Zajel je tudi vrhnje barske plasti. Zanimive zaključke je objavil v več publikacijah. Šerceljevi rezultati se ne ujemajo s Firbasovo (1923) domnevo o pleistocenski starosti

jezerske krede. Po analizi profila iz okolice šotišča med Črno vasjo in Igom (Šercelj, 1961, 13) se je jezero začelo zaraščati v drugi polovici subboreala. Mostiščarska kultura je prav v plasteh gyttje, to je v sedimentih med jezersko kredo in šoto. Šota je večinoma subatlantske starosti, samo manjši spodnji del naj bi pripadal subborealu. Nadalje ugotavlja Šercelj, da je apnenčasto blato holocenske starosti, torej je nastajalo v borealni, atlantski in spodnjem delu subborealne dobe.

V vrtini med Notrnajimi Goricami in Podpečjo je Šercelj (1959) prav tako ugotovil holocensko starost jezerske krede, če vzamemo v preces vse plasti do globine približno 9 m. To stališče zastopa Šercelj še v zadnjih delih (cf. 1965).

Z določitvijo starosti jezerske krede smo obenem tudi prišli do starosti favne v teh plasteh. Mehkužci so torej živeli v borealni, atlantski in starejšem delu subborealne dobe, to je v obdobju nekako 2000 do 7500 let pred našim štetjem (periode po Blytt-Sernanderju; cf. Thiennemann, 1950, 646).

V obeh omenjenih globokih vrtinah na Ljubljanskem barju pa smo našli jezersko kredo tudi v večjih globinah. V teh plasteh je favna mnogo redkejša kot v holocenski jezerski kredi.

c) Variacijske širine

Mnoge vrste so zastopane s številnimi primerki, zato je bilo mogoče meriti višino in širino hišic, ponekod tudi višino in širino ustja. Rezultati teh meritev so na slikah 1 do 7. Če primerjamo velikost polžev z jezerske krede s podatki, ki jih imamo o recentnih individuih po literaturi, dobimo nekaj zanimivih rezultatov. Vse velikosti so izražene v milimetrih. Uporabili smo naslednje okrajšave: VH = višina hišice, SH = širina hišice, VU = višina ustja, ŠU = širina ustja.

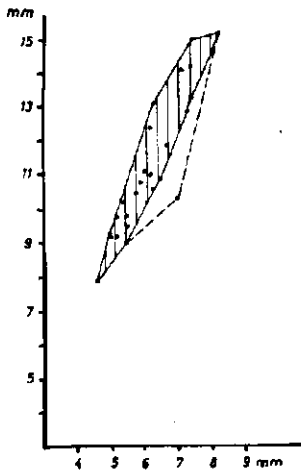
Na naslednji razpredelnici je primerjava dimenzij polža *Lymnaea stagnalis* z Barja s podatki iz literature:

	VH	SH	VU	ŠU
Ljubljansko barje	44,6	19,1	25,5	12,4
Ljubljansko barje	47,6	18,4	27,5	12,3
Ljubljansko barje	50,7	25,3	27,8	16,2
Geyer, 1927, 133—134	50 do 60	25 do 30	30	20
Ložek, 1956, 234	45 do 60	22 do 34	23 do 35	—
Ehrmann, 1956, 153	48 do 60	22 do 30	—	—
Salzmann, 1956, 12, 15	31 do 52	14 do 27	16,6 do 29,4	10 do 17

Od treh dobro ohranjenih polžev z Barja se samo zadnji po velikosti ujema s podatki iz literature, prva dva pa sta mlada osebka. Frömming (1956, 74 do 75) pravi, da vrsta *Lymnaea stagnalis* zelo reagira na okolje. Zato so ponekod hišice večje, drugod manjše. Pri Salzmannovih (1956, 16) podatkih moram opozoriti na to, da je meril ŠU samo do sredine notranje ustne.

Najbolje ohranjena primerka vrste *Lymnaea auricularia* z Barja imata naslednje velikosti: VH = 16,7; 17,9; SH = 15,9; 15,4; VU = 15,4 (pri obeh). Hišice so znatno manjše kot najpogostnejše recentne.

Polži vrste *Lymnaea peregra lagotis* (slika 1 a, b) z Ljubljanskega barja imajo naslednje velikosti:

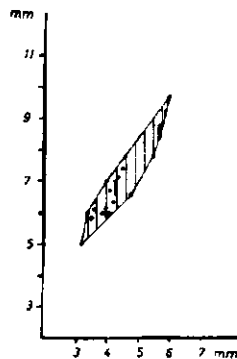


Sl. 1 a. *Lymnaea peregra lagotis* (Schrank); na abscisi SH = širina hišice, na ordinati VH = višina hišice

Fig. 1 a. *Lymnaea peregra lagotis* (Schrank); in vertical direction SH = thickness of shell; in horizontal direction VH = height of shell

Sl. 1 b. *Lymnaea peregra lagotis* (Schrank); na abscisi ŠU = širina ustja; na ordinati VU = višina ustja

Fig. 1 b. *Lymnaea peregra lagotis* (Schrank); in vertical direction SU = thickness of aperture; in horizontal direction VU = height of aperture



	VH	SH	VU	SU
Ljubljansko barje	7,9 do 15,2	4,6 do 8,2	5,0 do 9,7	3,2 do 6,0
Ložek, 1956, 237	15 do 17	10 do 11	—	—
Ehrmann, 1956, 158	15 do 17	10 do 11	13 do 17	8,3 do 10

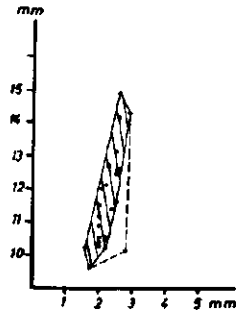
Hišice polžev z Barja so torej manjše od recentnih predstavnikov te podvrste.

Lymnaea palustris:

	VH	SH	VU	SU
Ljubljansko barje	22,4	8,8	12,6	5,6
Ljubljansko barje	27,7	12,7	13,9	7,8
Ljubljansko barje	24,1	10,9	13,6	6,3
Geyer, 1927, 138	20 do 22	10	10	6
Ložek, 1956, 239	20 do 35	10 do 18	10 do 17,5	—

Lymnaea palustris sodi vsaj med srednje velike, če ne celo med manjše predstavnike te vrste.

Pri vrsti *Planorbarius corneus* (slika 2) ustje večinoma ni ohranjeno.



Sl. 2. *Planorbarius corneus* (L.); na abscisi VH, na ordinati največji premer hišice

Fig. 2. *Planorbarius corneus* (L.); in vertical direction VH; in horizontal direction the largest diameter of shell

Velikosti hišice variirajo takole:

	VH	SH
Ljubljansko barje	8,2 do 15,2	19,0 do 39,4
Salzmann, 1956, 13	9 do 11	21 do 31
Ložek, 1956, 245	10 do 13	25 do 30

Polži z Barja so torej normalno veliki; največji so v najdiščih 17 in 18 (SH = 26,9 do 35,4; cf. Ložek, 1956, 245: VH = 17; SH = 37).

Planorbis carinatus:

	VH	SH
Ljubljansko barje	1,6 do 2,9	10,1 do 14,9
Ložek, 1956, 247	3 do 3,3	12,5 do 15,0
Geyer, 1927, 142	2 do 3	14 do 17
Frömming, 1956, 178	3 do 3,5	15 do 18

Polži z Ljubljanskega barja sodijo torej med manjše primerke te vrste.

Edini najdeni primerek vrste *Aegopinella nitens* ima VH = 2,8 in SH = 5,8.

Gyraulus albus se po velikosti ujema z recentnimi primerki.

Tudi od vrste *Acroloxus lacustris* je bil najden samo en primerek z nekoliko poškodovano hišico: širina = 2,2, dolžina 3,8. Čeprav samo po

**MEHKUŽCI IZ JEZERSKE KREDE
NA LJUBLJANSKEM BARJU**

TABLE I—X



Sl. 4. — Fig. 4. *Lymnaea peregra lagotis* (Schrank),
1 × povečano — 1 × enlarged



Sl. 1. — Fig. 1. *Monacha carthusiana*
(Müller), 1 × povečano — 1 × enlarged



Sl. 3. — Fig. 3. *Lymnaea auricularia*
(L.), naravna velikost — natural size



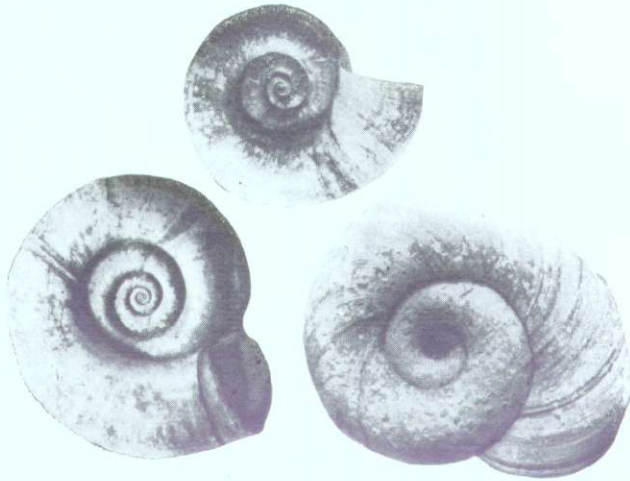
Sl. 2. — Fig. 2. *Lymnaea stagnalis* (L.),
naravna velikost — natural size



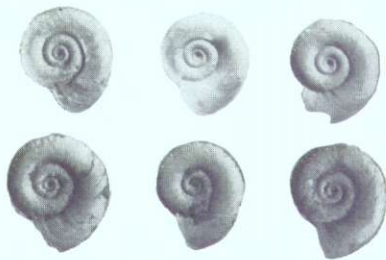
Sl. 1. — Fig. 1. *Lymnaea palustris* (Müller), naravna velikost — natural size



Sl. 4. — Fig. 4. *Perpolita radiatula* (Alder), 1,5 × povečano — 1,5 × enlarged



Sl. 2. — Fig. 2. *Planorbis corneus* (L.), naravna velikost — natural size



Sl. 3. — Fig. 3. *Planorbis carinatus* (Müller), naravna velikost — natural size



Sl. 1. — Fig. 1. *Aegopinella nitens*
(Mich.), 1 × povečano — 1 × enlarged



Sl. 2. — Fig. 2. *Gyraulus albus* (Müller), 1,5 ×
povečano — 1,5 × enlarged



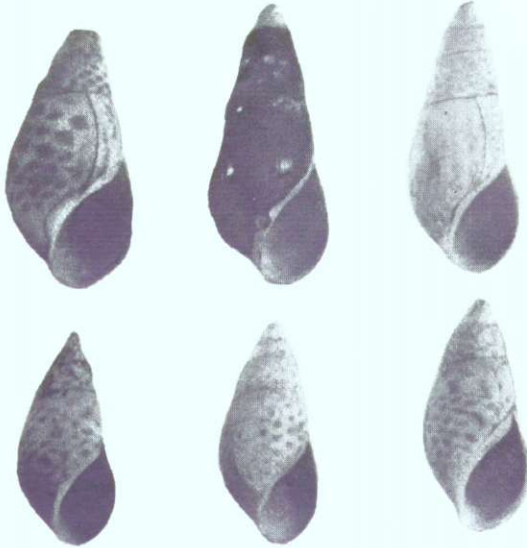
Sl. 3. — Fig. 3. *Lithoglyphus naticoides*
(Pfeiffer), 1 × povečano — 1 × enlarged



Sl. 1. — Fig. 1. *Bithynia tentaculata* (L.),
1 × povečano — 1 × enlarged



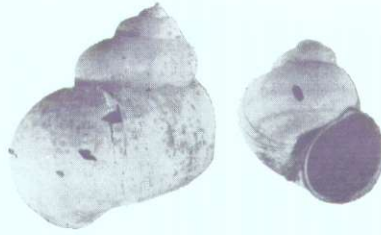
Sl. 2. — Fig. 2. *Fagotia acicularis* (Fé-
russac), 0,5 × povečano — 0,5 × enlarged



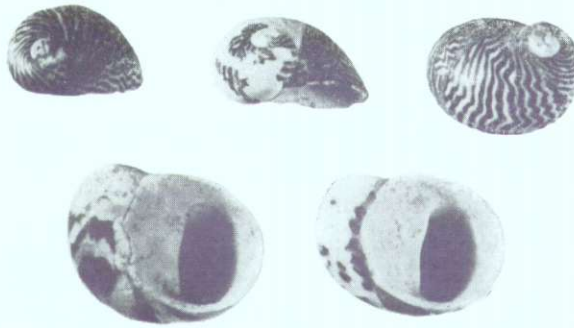
Sl. 1. — Fig. 1. *Fagotia esperi* (Férussac), 1 × povečano — 1 × enlarged



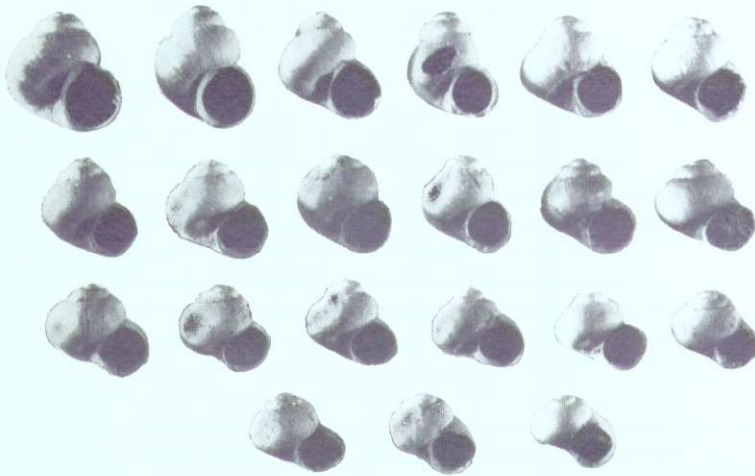
Sl. 2. — Fig. 2. *Amphimelania holandri* (Férussac), 0,5 × povečano — 0,5 × enlarged



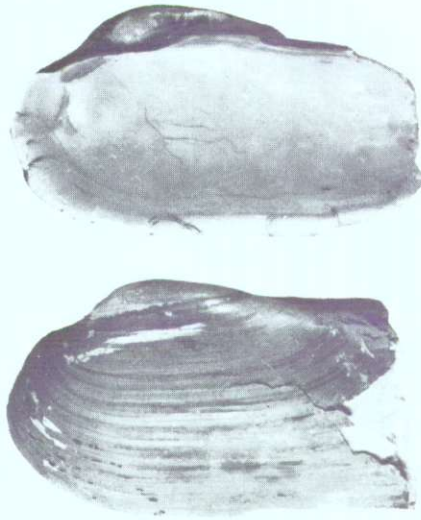
Sl. 1. — Fig. 1. *Viviparus viviparus* (L.), naravna velikost — natural size



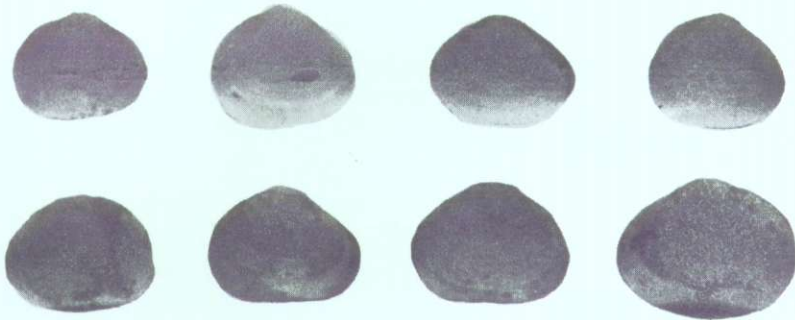
Sl. 2. — Fig. 2. *Theodoxus danubialis* (Pfeiffer),
1 × povečano — 1 × enlarged



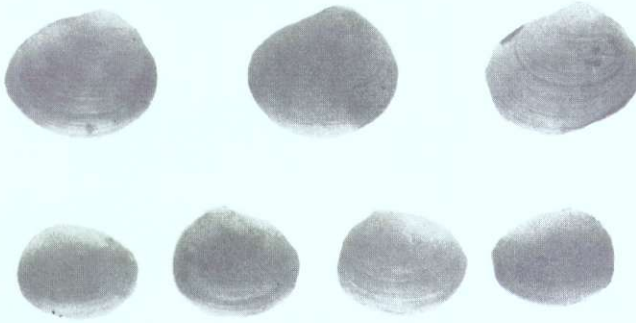
Sl. 1. — Fig. 1. *Valvata piscinalis* (Müller), 2 × povečano —
2 × enlarged



Sl. 1. — Fig. 1. *Unio pictorum* (L.),
naravna velikost — natural size



Sl. 2. — Fig. 2. *Sphaerium corneum* (L.), 1 × povečano — 1 × enlarged



Sl. 1. — Fig. 1. *Pisidium amnicum* (Müller), 1 × povečano
— 1 × enlarged



Sl. 2. — Fig. 2. *Pisidium ponderosum*
Stelfox, 1 × povečano — 1 × enlarged



Sl. 1. — Fig. 1. Osuševalni jarek, izkopan v jezersko kreda. Vzhodno od Vrhnik. — The drainage ditch in lacustrine chalk east of Vrhnik



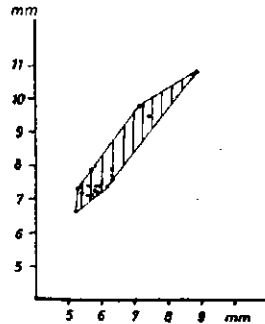
Sl. 2. — Fig. 2. Na vrhu šotno blato, spodaj jezerska kreda. Severno od jezera pri Podpeči. — On the top there is gyttja, beneath lacustrine chalk. North of the lake near Podpeč

enem primerku ne moremo ničesar sklepati, pripominjam, da je manjši od odraslih recentnih 2:7:3 (Geyer, 1927, 152); 6 do 7: 3,2 do 3,7; 1,5 do 2 (Ložek, 1956, 258).

Lithoglyphus naticoides (slika 3):

Sl. 3. *Lithoglyphus naticoides* (Pfeifer); na abscisi ŠH, na ordinati VH

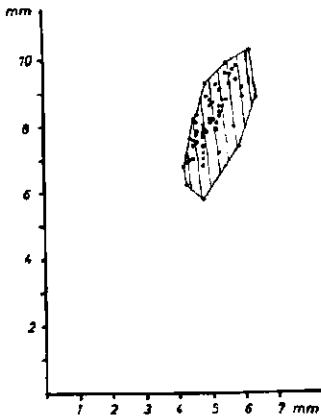
Fig. 3. *Lithoglyphus naticoides* (Pfeifer); in vertical direction ŠH, in horizontal direction VH



	VH	ŠH
Ljubljansko barje	6,6 do 10,8	5,2 do 8,8
Ehrmann, 1956, 198	8 do 8,6	4,3 do 7,5
Ložek, 1956, 264	7 do 8,5	6,8 do 8
Frömming, 1956, 225	7 do 10	6,5 do 7,5

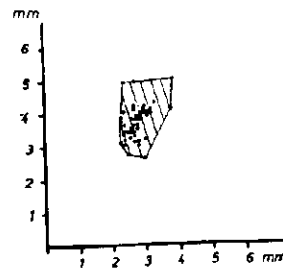
Nekaj polžev z Barja je izredno velikih, povečini pa so po velikosti enaki najpogostnejšim recentnim primerkom.

Bithynia tentaculata (slika 4 a, b)



Sl. 4 a. *Bithynia tentaculata* (L.); na abscisi ŠH, na ordinati VH

Fig. 4 a. *Bithynia tentaculata* (L.); in vertical direction ŠH; in horizontal direction VH



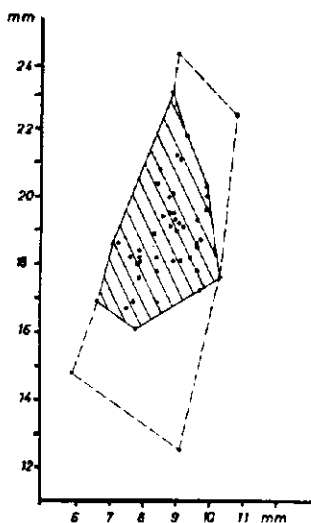
Sl. 4 b. *Bithynia tentaculata* (L.); na abscisi ŠU; na ordinati VU

Fig. 4 b. *Bithynia tentaculata* (L.); in vertical direction ŠU; in horizontal direction VU

	VH	SH	VU	SU
Ljubljansko barje	5,8 do 10,3	4,2 do 6,4	2,6 do 5	2,3 do 3,9
Ložek, 1956, 265	9 do 11	6,5 do 7	5 do 5,5	
Ehrmann, 1956, 200	10 do 11	6,7 do 7,1	5 do 5,7	4 do 4,3
Geyer, 1927, 164	10	6 do 7		

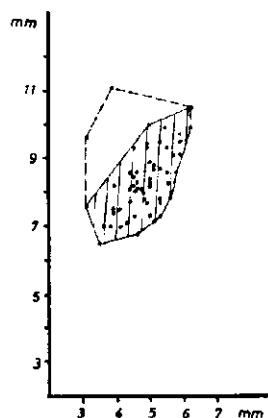
Zanimiva je Sandbergerjeva (1875, 772) pripomba, da nastopajo veliki primerki vrste *Bithynia tentaculata* v stoječih vodah severne Nemčije (npr. pri Berlinu 12,5 : 6,5) ali na Danskem (VH = 15, opisan kot var. *gigas* Mörch). Polži z Barja sodijo med manjše predstavnike te vrste.

Fagotia acicularis (slika 5 a, b):



Sl. 5 a. *Fagotia acicularis* (Férussac);
na abscisi SH, na ordinati VH

Fig. 5 a. *Fagotia acicularis* (Férussac);
in vertical direction SH, in horizontal
direction VH



Sl. 5 b. *Fagotia acicularis* (Férussac);
na abscisi SU, na ordinati VU

Fig. 5 b. *Fagotia acicularis* (Férussac);
in vertical direction SU, in horizontal
direction VU

	VH	SH	VU	SU
Ljubljansko barje	12,5 do 24,1	5,6 do 9,8	6,5 do 11,1	3,1 do 6,2
Ložek, 1956, 266	15 do 25	5 do 8	5,5 do 8	
Nathan, 1953, 325	13,5	5,5		

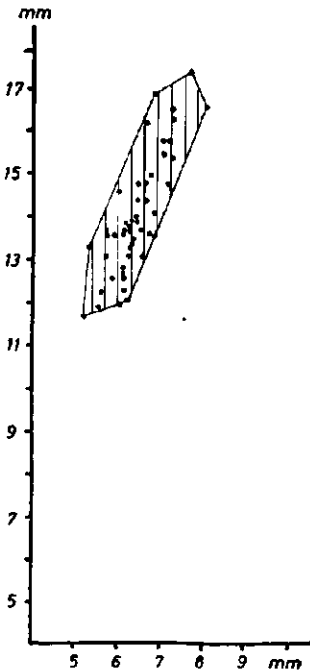
Največji polži z Barja presegajo po velikosti Ložekove primerke, skoraj vsi pa so večji od Nathanovih fosilnih individuov.

Fagotia esperi (slika 6 a, b):

	VH	SH	VU	SU
Ljubljansko barje	11,7 do 17,4	5,2 do 8	6 do 8,8	3,2 do 5,8
Ložek, 1956, 267	15 do 23	7 do 9	6,5 do 9,5	

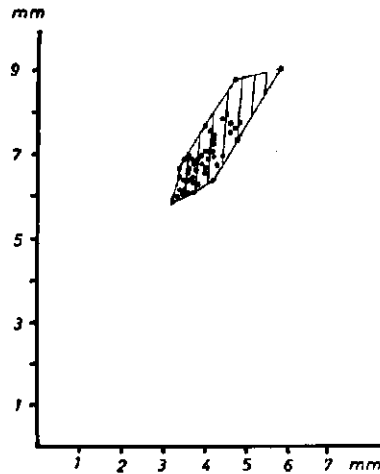
Ložek pripominja za obe vrsti rodu *Fagotia*, da zelo variirata po velikosti in barvi. Polži z Barja sodijo med najmanjše predstavnike vrste *Fagotia esperi*.

Amphimelania holandri (slika 7 a, b) iz jezerske krede na Ljubljanskem barju ima naslednje dimenzije: VH = 10,5—17; SH = 6,2—9,8; VU = 5,2—10; ŠU = 4,1—6,7.



Sl. 6 a. *Fagotia esperi* (Férussac); na abscisi SH, na ordinati VH

Fig. 6 a. *Fagotia esperi* (Férussac); in vertical direction SH, in horizontal direction VH



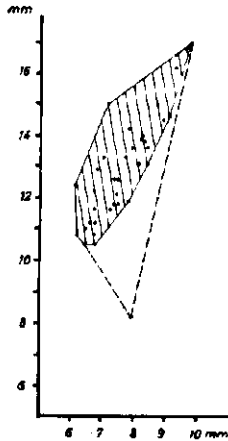
Sl. 6 b. *Fagotia esperi* (Férussac); na abscisi ŠU, na ordinati VU

Fig. 6 b. *Fagotia esperi* (Férussac); in vertical direction ŠU, in horizontal direction VU

Viviparus viviparus:

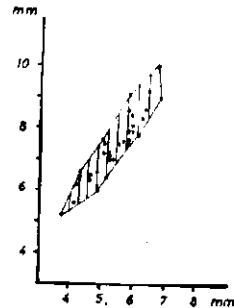
	VH	ŠH	VU	SU
Ljubljansko barje	14,8 do 29,8	13,4 do 23,9	9,2 do 15,3	7,9 do 14,2
Ehrmann, 1956, 202	32; 41	27; 31	17; 20	15; 18
Ložek, 1956, 268	30 do 45	25 do 35	16 do 20	

Ehrmann pripominja, da vrsta *Viviparus viviparus* po velikosti zelo variira. Ložek je našel tudi večje osebkke kot so v zgornji razpredelnici. Ehrmann (1956, 202) pravi, da se dobe južno od Alp 50 do 60 mm velike hišice, v vodah z malo apnenca pa so hišice majhne (20 do 23:18 do 20 mm). Na Ljubljanskem barju bi torej pričakovali velike polže, v resnici pa so hišice manjše od najpogostnejših recentnih. Seveda so med njimi tudi mladi osebki.



Sl. 7 a. *Amphimelania holandri* (Fé-russac); na abscisi ŠH, na ordinati VH

Fig. 7 a. *Amphimelania holandri* (Fé-russac); in vertical direction SH, in horizontal direction VH



Sl. 7 b. *Amphimelania holandri* (Fé-russac); na abscisi SU, na ordinati VU

Fig. 7 b. *Amphimelania holandri* (Fé-russac); in vertical direction SU, in horizontal direction VU

Hišice vrste *Valvata piscinalis* z Barja zelo variirajo. Nekatere imajo večjo širino kot višino, druge obratno. Nekaj značilnih dimenzij:

VH	3,2	3,6	4,6	4,6	5,6	5,8
SH	3,6	3,8	4,1	4,8	5,1	4,8

Te velikosti kažejo, da bi del polžev z Ljubljanskega barja lahko prišteli podvrsti *Valvata piscinalis alpestris* (Bl a u n e r), del pa *V. piscinalis antiqua* (S o w e r b y). Po Ehrmannu (1956, 205 do 206) so velikosti teh oblik naslednje:

	VH	ŠH	VU	ŠU
<i>Valvata piscinalis</i>	5; 6,2 do 7	4,85; 6,2 do 7	2,9	
<i>V. piscinalis alpestris</i>	4,4; 5,1	5,4; 6,4	2,5; 2,9	2,4; 2,8
<i>V. piscinalis antiqua</i>	6 do 7,5	4,8 do 5,8	2,65 do 3	< VU

Vrsti *Valvata piscinalis* lahko od polžev z Barja zanesljivo prištejemo samo zadnja merjena primerka, čeprav sodita med manjše primerke. Pri ostalih se po dimenzijah ni mogoče z gotovostjo odločiti za podvrsti

V. piscinalis alpestris ali *antiqua*, ker kažejo prehode med obema. Tudi Ložek (1956, 270) ne loči obeh podvrst, ampak omenja samo podatke za vrsto *Valvata piscinalis* (VU = 5 do 7; ŠH = 4,8 do 7, VU = 2,8 do 3,4). Nobene pripombe o podvrstah ni niti pri Thieleju (1929, 121). Salzmann (1956, 63) celo pravi, da so posamezne oblike povezane s prehodnimi tipi.

Na Barju so številni primerki vrste *Theodoxus danubialis*. Največji med njimi so v nahajališčih 5 in 51.

	VH	ŠH	Debelina
Ljubljansko barje	2,9 do 8,1	3,9 do 12,4	2,1 do 7,7
Ehrmann, 1956, 210	4,7 do 5,3	9 do 10	7 do 7,6
Ložek, 1956, 274	4,7 do 6,5	8,5 do 17	9 do 12,5

Polzi z Barja ne dosegajo največjih znanih recentnih individuov, vendar je med njimi precej mladih, zelo majhnih primerkov.

Unio pictorum nastopa v mnogih nahajališčih, vendar imam podatke samo iz nahajališča 17. Drugod so lupine preslabo ohranjene.

Dolžina	60,8	?	ca. 63	ca. 70
Višina	30,5	37,4	32,4	36,5
Debelina 1 lupine	13,2	15,2	13	14,3

Ložek (1956, 280) navaja velikosti 70 do 100 : 30 do 42 : 23 do 30. Ehrmann (1956, 226) 72 do 108 : 31 do 43 : 23 do 31, Salzmann (1956, 18) 55 do 92 : 26 do 39 : 19 do 31 (vsi avtorji navajajo debelino obeh lupin). Školjke iz jezerske krede na Barju so majhni ali srednje veliki predstavniki te vrste.

Sphaerium corneum z Barja ima naslednje dimenzije:

Dolžina	7,7	8,6	8,6	9,3	9,3	9,3	9,6	9,6	9,7	10,1	10,3	11,5
Višina	6,6	7,2	7,3	7,2	7,6	7,9	7,7	7,8	7,7	8,2	8,6	9,1
Debelina 1 lupine	2,9	3,7	3,0	3,5	3,6	3,6	4,3	3,1	2,7	3,7	2,9	3,9

TABELA 1

Dimenzije *Pisidium amnicum*

TABLE 1

Dolžina	5,6	6,1	6,3	6,6	6,9	7,3	7,4	7,6	7,7	7,8	7,9	7,9
Višina	4,8	4,8	5,1	5,5	5,5	5,8	5,9	6,4	6,7	6,7	6,2	6,3
Debelina 1 lupine	1,7	1,5	1,7	1,8	1,7	1,9	2,1	2,0	2,4	2,4	2,2	2,4
Dolžina	7,9	8,1	8,2	8,2	8,2	8,2	8,4	8,4	9,1	9,1		
Višina	6,8	7,0	6,6	6,9	7,0	7,2	7,0	7,3	7,1	7,4		
Debelina 1 lupine	2,4	2,4	2,2	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,9		
Dolžina	9,2	9,2	9,4	9,7	9,9	10,0						
Višina	7,4	7,5	7,6	8,3	8,4	8,4						
Debelina 1 lupine	2,6	2,4	2,7	3,1	2,8	3,1						

Dimenzije torej variirajo 7,7 do 11,5 : 6,6 do 9,1 : 2,9 do 4,3. Po Ehrmannu (1956, 235) so velikosti 12 : 9,7 : 7,5, kar velja za večje osebke. Ložek (1956, 289) omenja velikosti 10 do 13 : 8 do 10,7 : 6 do 8,5, Geyer (1927, 190 do 191) 15 : 11 : 8 do 9. Torej spada tudi *Sphaerium corneum* iz jezerske krede med manjše oblike.

V jezerski kredi pogostna školjka *Pisidium amnicum* ima dolžino 5,6 do 10,1, višino 4,6 do 8,4 in debelino ene lupine 1,5 do 3,2.

Po Ložeku (1956, 291) so velikosti školjke *Pisidium amnicum* 8 do 11 : 6,1 do 8,5 : 4,1 do 6, vendar pravi, da redko presežejo 8 mm. Geyer (1927, 194) omenja precej velike primerke 11 : 8,5 : 6, medtem ko je Nathan (1953, 326) izmeril pri fosilnih školjkah dolžino do 8,5 mm. *Pisidium amnicum* z Barja je precej velik. Redkejši so manjši, najbrž mladi osebki.

Pisidium ponderosum je med favno z Ljubljanskega barja mnogo redkejši kot zgoraj omenjena vrsta. Izmeril sem naslednje dimenzije:

Dolžina	5,5	5,5	4,5	3,9
Višina	4,8	5,0	4,4	3,6
Debelina 1 lupine	2,1	2,1	1,8	1,2.

Po Geyerju (1927, 196) doseže ta vrsta velikosti 4,5 : 4 : 3. Enake velikosti navaja tudi Ehrmann (1956, 242). Školjke iz jezerske krede na Barju so torej precej velike.

*

Med opisanimi vrstami iz jezerske krede na Ljubljanskem barju je mnogo vrst mehkužcev manjših od najpogostnejših recentnih polžev in školjk. Vsekakor je to važno dejstvo, pa najsi imamo opraviti z veliko množino mladih osebkov ali z manjšimi odraslimi živalmi. Redki polži so večji od recentnih (*Planorbis corneus*, *Fagotia acicularis*). Del razlik v velikosti moramo prišteti tudi spolnemu dimorfizmu.

Pri školjkah je nekoliko drugače. Predstavniki vrst *Unio pictorum* in *Sphaerium corneum* so med manjšimi ali srednje velikimi osebki, medtem ko sodita obe vrsti rodu *Pisidium* med večje ali celo največje znane individue.

d) Biologija mehkužcev

Primerjava mehkužcev iz jezerske krede na Ljubljanskem barju z recentnimi primerki je primernejša kot s fosilnimi polži in školjkami. Favna z Barja je zelo mlada, subfosilna. Zato je pričakovati med njo in recentnimi mehkužci veliko podobnost. Tudi podnebje v času nastajanja jezerske krede ni bilo bistveno drugačno od današnjega.

Podatke za recentno favno sem vzel v glavnem iz del Sandbergerja (1870 do 1875), Geyerja (1927), Ehrmanna (1956) in Ložeka (1956).

Zoogeografska razširjenost danes živečih vrst je po Ložekovi (1956, 25 do 28) delitvi naslednja.

Holarктиčne vrste so: *Lymnaea stagnalis*, *L. palustris*, *Gyraulus albus*; palearktične: *Lymnaea auricularia*, *L. peregra lagotis*, *Perpolita radiatula*,

Bithynia tentaculata, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium amnicum*; evrosibirski: *Planorbarius corneus*, *Acroloxus lacustris*; evropske: *Planorbis carinatus*, *Aegopinella nitens*, *Amphimelania holandri* (— južno in vzhodnoevropska), *Viviparus viviparus*, *Unio pictorum*, *Pisidium ponderosum*; pontske: *Lithoglyphus naticoides*, *Fagotia acicularis*, *F. esperi*, *Theodoxus danubialis* (= pontsko-balkanski); atlantsko-mediteranska: *Monacha carthusiana*.

Vrste, ki smo jih našli v jezerski kredi na Ljubljanskem barju, so danes razširjene v različnih geografskih širinah. Med njimi ni predstavnikov niti izrazito hladnih niti izrazito toplih krajev. Res da melanide *Amphimelania holandri*, *Fagotia acicularis* in *F. esperi* ljubijo tople vode in so jih našli že v mnogih termah, pa tudi v tropskem območju (Thienemann, 1950, 213, 214; Ehrmann, 1956, 249), vendar po tem še ne smemo sklepati na zelo toplo podnebje. Vse omenjene vrste najdemo danes tudi v krajih, ki niso izrazito topli.

Od naštetih mehkužcev žive v jezerski oziroma stoječi vodi *Lymnaea stagnalis*, *L. auricularia*, *L. peregra lagotis*, *L. palustris*, *Planorbarius corneus*, *Planorbis carinatus*, *Gyraulus albus*, *Acroloxus lacustris*, *Bithynia tentaculata*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus danubialis*. Seveda žive te vrste tudi v jarkih, tekočih vodah, močvirjih itd., toda favna v celoti kaže nesporno na jezersko okolje.

Med favno z Barja je nekaj vrst, ki žive po travnikih, med kamenjem, odpadlim listjem ali v mirno tekočih vodah. Te so *Monacha carthusiana*, *Perpolita radiatula*, *Aegopinella nitens* in *Lithoglyphus naticoides*. Predstavniki teh vrst so v jezerski kredi na Ljubljanskem barju zelo redki. Verjetno so živeli nekje pri izlivu voda v jezero ali na bregu in so se pomešali s pravo jezersko favno. Takšno mešanje poznamo tudi drugod (cf. Geyer, 1930, 146).

Vrsti *Fagotia acicularis* in *F. esperi* sicer nista značilna jezerska predstavnika. Toda v jezerski kredi na Ljubljanskem barju sta tako pogostni, da ne moremo dvomiti o njunem bivanju v jezeru.

Da je v apnenčastem blatu najdena favna res jezerska, potrjujejo tudi raziskave mehkužcev iz današnjih jezer. Omenim naj samo nekaj značilnih primerov istih vrst kot na Ljubljanskem barju. To so razna koroška jezera (Findenegg, 1953, 53), Ammersee (Salzmann, 1956), Neuchâtel v Švici (Jayet, 1957, 543), obalni pas Bodenskega jezera (Geyer, 1930, 159 do 164), stoječe vode ali manjši potoki pri Weimarju (Zeissler, 1960, 88) in stoječe vode v Ukrajinski SSR (Shadin, 1935, 501 do 503).

e) Povzetek

Iz jezerske krede na Ljubljanskem barju smo določili 19 vrst polžev in 4 vrste školjk, ki ne nastopajo v isti plasti na vsem Barju. Po starosti jezerske krede sklepamo, da je ta favna živela v borealni, atlantski in v spodnjem delu subborealne dobe. Najbogatejša je v mlajših plasteh

jezerske krede; to kaže, da je največ mehkužcev živelo v subborealnem času.

Večina polzev je manjših od recentnih oblik. Med školjkami smo našli velike lupine rodu *Pisidium*, manjše pa pri rodovih *Unio* in *Sphaerium*.

Vrste, ki smo jih našli v jezerski kredi, žive tudi v mnogih današnjih jezerih; med njimi ni predstavnikov izrazito hladnega ali izrazito toplega podnebja.

V vzhodnem delu Barja je favna nekoliko bolj pestra kot v zahodnem. To kaže, da je bilo jezero v vzhodnem delu plitvejše in so bili za mehkužce ugodnejši življenjski pogoji. K temu je verjetno prispevala tudi Iščica, ki je povzročila boljše mešanje vode. Bogatejša favna je tudi pri Vrhniku, kjer so bile podobne razmere.

MOLLUSCA IN LACUSTRINE CHALK OF LJUBLJANSKO BARJE (LJUBLJANA MOOR)

In the lacustrine chalk from the latest lake of Ljubljana Moor Mollusca are somewhere very frequent. The list of these and of all before discovered species from Ljubljana was given by Pavlovec (1960). Mollusca do not occur only in one layer of the lacustrine chalk. Somewhere they are common, on some places rare. The normal profile from the top downwards is as follows: humus — peat — gyttja — brown clay — lacustrine chalk. On some parts of Ljubljana Moor the variation of these strata is presumable.

The following 19 species of gastropods and 4 species of pelecypods have been discovered in the lacustrine chalk.

Monacha carthusiana (Müller), *Lymnaea stagnalis* (L.), *L. auricularia* (L.), *L. peregra lagotis* (Schränk), *L. palustris* (Müller), *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis carinatus* (Müller), *Perpolita radiatula* (Alder), *Aegopinella nitens* (Michaud), *Gyraulus albus* (Müller), *Acroloxus lacustris* (L.), *Lithoglyphus naticoides* (Pfeiffer), *Bithynia tentaculata* (L.), *Fagotia acicularis* (Férussac), *F. esperi* (Férussac), *Amphimelania holandri* (Férussac), *Viviparus viviparus* (L.), *Valvata piscinalis* (Müller), *Theodoxus danubialis* (Pfeiffer), *Unio pictorum* (L.), *Sphaerium corneum* (L.), *Pisidium amnicum* (Müller), *P. ponderosum* Stelfox.

Bithynia tentaculata occurs nearly in all localities. *Planorbis carinatus*, *Fagotia acicularis*, *F. esperi*, *Valvata piscinalis* and *Theodoxus danubialis* are not so frequent. Very rare are *Planorbarius corneus*, *Unio pictorum* and *Pisidium amnicum*. The other species are poorly represented. *Lithoglyphus naticoides* is common only in some finding places.

The palinological analyses of lacustrine chalk help us to determine the age of Mollusca. With these analyses Šerčelj proved (1961; 1965) that the lacustrine chalk originated in boreal, atlantic and in lower part of subboreal periods.

On the pages from 174 to 182 there are cited the dimensions of each species and their comparison with the recent animals. All the data are expressed in millimetres. By the snails the following marks are used:

VH = height of shell, SH = thickness of shell, VU = height of aperture, SU = thickness of aperture.

By the shells: "dolžina" = length, "višina" = height, "debelina 1 lupine" = the thickness of one shell.

Many species from Ljubljana Moor are smaller than the most frequent dimensions of recent Mollusca. This is very important fact, anyhow, but we can not say surely if there goes for large number of young organisms or for small adult animals. Rare snails (*Planorbarius corneus*, *Fagotia acicularis*) are bigger than recent ones. Some differences in size may be a consequence of sexual dimorfismus.

The species *Unio pictorum* and *Sphaerium corneum*, representatives of shells, belong to the organisms of small and middle sizes, while both species of the genus *Pisidium* belong to the largest individuals.

Among Mollusca of Ljubljana Moor there are neither representatives of especially cool nor of especially warm fauna. The majority of species show to have lived in the lake surroundings. *Monacha carthusiana*, *Perpolita radiatula*, *Aegopinella nitens*, *Lithoglyphus naticoides* are not typical lake snails. They probably lived at the river mouths or on banks and were mixed with the other fauna in the lake.

The species *Fagotia acicularis* and *F. esperi* are so common that we may consider them as typical representatives of fauna of the former lake. On a basis of Mollusca of lacustrine chalk from Ljubljana Moor we may suppose that the lake was not especially deep and that there were no strong streams. Quick sinking of basin actually raising of borders seems to be a reason of appearance of lake (Šerčelj, 1965).

It seems, that fauna was richer and more variegated in those parts of Ljubljana Moor where the lake was shallower and water owing to the flows better aerated.

LITERATURA

Vključili smo vso literaturo o mehkužcih z Ljubljanskega barja ne glede na to, ali smo jo uporabili v članku.

Deschmann, K., 1858. — Beiträge zur Naturgeschichte des Laibacher Morastes. — Zweites Jahreshft Ver. Krain. Landes-Museum, 59—87, Laibach.

Deschmann, K., 1875, Die Pfahlbautenfunde auf dem Laibacher Moore. — Verh. geol. RA., 275—284. Wien.

Deschmann, K., 1876, Die bisherigen Pfahlbautenfunde auf dem laibacher Moore. — Laibacher Tagblatt, 9, štev. 240, 1—3; štev. 241, 1—3; štev. 242, 1—2. Laibach.

Deschmann, K., 1888, Führer durch das Krainische Landes-Museum Rudolfinum in Laibach. — 1—179. Laibach.

Drobne F., Pavlovec R. & Šerčelj A., 1960, Nekaj analiz in problematika pleistocenskih sedimentov v Lokarjih pri Vodica. — Kamniški zbornik, 6, 163—194. Ljubljana.

Ehrmann, P., 1956, Mollusken (Weichtiere). — V knjigi: Brohmer, Ehrmann & Ulmer, Die Tierwelt Mitteleuropas II., 1, 1—264, tab. 1—13, Leipzig.

- Favre, J., 1928, Die Mollusken aus den Pfahlbauten des nordwestlichen Ufers des Neuenburgersees und ihre Bedeutung für die Siedlungswesen der Neolithiker. — XVIII. Ber. Röm.-Germ. Kommission, 18—24. Frankfurt.
- Favre, J., 1935, Histoire malacologique du Lac de Genève (Etudes sur la partie occidentale du Lac de Genève II). — Mém. Soc. Phys. Hist. nat. 41, 3, 295—414. Genève.
- Favre, J., 1947, Die Mollusken der jungsteinzeitlichen Station Burgäschisee Ost und die Frage der Wasser und Landsiedlung ihrer Bewohner. — Jahrb. Solothurn. Gesch., 20, 133—136. Solothurn.
- Favre, J., 1948, Contribution à l'histoire malacologique du Lac de Burgäsch. Mittel. Naturforsch. Ges. Bern, N. F., 5, 35—41. Bern.
- Findenegg, I., 1953, Kärntner Seen naturkundlich betrachtet. — Carinthia II, 15, 1—101. Klagenfurt.
- Firbas, F., 1923, Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. — Lotos, 71, 187—242. Prag.
- Frömming, E., 1956, Biologie der mitteleuropäischen Süßwasserschnecken. — 1—313. Berlin.
- Geyer, D., 1927, Unsere Land- und Süßwasser-Mollusken. — 1—224, tab. 1—33. Stuttgart.
- Geyer, D., 1930, Die Mollusken des Bodenseestrandes. — Zool. Jahrbücher, 58, 135—172, tab. 1—2. Jena.
- Jayet, A., 1957, Les faunes malacologiques du Néolithique d'Auvergnier (Neuchâtel, Suisse). — Eclogae geol. Helv. 50, 2, 541—544. Basel.
- Kramer, E., 1905, Das Laibacher Moor. — 1—205 + geol. karta. Laibach.
- Ložar, R., 1942, Stratigrafija in kronologija stavb na kolih pri Studencu. — Glasnik Muz. društva Slov., 23, 85—94. Ljubljana.
- Ložek, V., 1955, Měhkyši československého kvartéru. — Rospravy ÚÚG, 17, 1—510, tab. 1—12. Praha.
- Ložek, V., 1956, Klíč československých měhkyšů. — 1—373, tab. 1—62. Bratislava.
- Ložek, V., 1964, Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy ÚÚG, 31, 1—376, tab. 1—32, 4 priloge. Praha.
- Melik, A., 1946, Ljubljansko mostiščarsko jezero in dediščina po njem. — Dela Akad. znan. umet., 5, 1—223, 6 priloge. Ljubljana.
- Melik, A., 1959, Posavska Slovenija. — 1—596. Ljubljana.
- Müllner, A., 1892-a, Ein Schiff im Laibacher Moore. — Argo, 1, 1—7. Laibach.
- Müllner, A., 1892-b, Pfahlbaufunde bei Laibach. — Argo, 1, 17. Laibach.
- Müllner, A., 1892-c, Einbäumler im Moraste. — Argo, 1, 18, Laibach.
- Nathan, H., 1953, Ein interglacialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* Ferrussac (Melanopsenkies). — Geologica Bavarica, 19, 315—334, tab. 2. München.
- Pavlovec, R., 1960, Quarternary Fresh-water and Terrestrial Mollusks in Slovenia. — Bull. Scient., 5, 2, 41—42. Zagreb.
- Pavlovec, R., 1964, Molluscs from the boreholes on Ljubljansko barje (The Moor of Ljubljana). — Bull. scient, 9, 4—5. Zagreb.
- Petkovšek, J., 1897, Das Laibacher Moor in Krain. — Deutsche Rundschau Geogr. Statistik, 19, 21—30 in 69—75. Wien—Pest—Leipzig.
- Pokorný, A., 1858, Nachrichten über den Laibacher Morast und seine Vegetationsverhältnisse. — Verh. zool.-bot. Ges., 8, 351—361. Wien.
- Rakovec, I., 1932, H geologiji Ljubljane in njene okolice. — Geogr. vest. 8, 38—70. Ljubljana.
- Rakovec, I., 1933, Geološko-paleontološki oddetek. — V knjigi: Vodnik po zbirkah Narodnega muzeja v Ljubljani, 119—185. Ljubljana.
- Rakovec, I., 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal. — V knjigi: Zgodovina Ljubljane, 1, 11—207, 1 zemljevid. Ljubljana.
- Ruttner, F., 1940, Grundriss der Limnologie (Hydrobiologie des Süßwassers). — 1—167. Berlin.

Sacken, F., 1876, Der Pfahlbau im Laibacher Moore. — Mitt. Central-Commiss., Erforsch. Erhaltung kunst-hist. Denkmale, N. F., 2, 24—34, tab. 1—2. Wien.

Salzmann, P. E., 1956, Faunistisch-ökologische Untersuchungen über Süßwasser-Mollusken im Verlandungsgebiet am Südende des Ammersees. — Veröff. Zool. Staatssamml. München, 4, 1—115, tab. 1—6. München.

Sandberger, C. L. F., 1870—1875, Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. — VIII + 1—1000, tab. 1—36. Wiesbaden.

Sauter, R. M., 1959, Quelques réflexions a propos du problème des palafittes. — Genava, N. s. 7, 1—2, 35—56. Genève.

Seidl, F. & Teppner, W., 1919, Der diluviale See von Prečna bei Novo mesto. — Carniola 3/4, 146—158. Ljubljana.

Shadin, W. J., 1935, Über die ökologische und geographische Verbreitung der Süßwassermollusken in der Ud SSR. — Zoogeographica, 2, 495—554. Jena.

Sercelj, A., 1959, Pelodne analize in vegetacija. — V »Poročilu o rezultatih vrtnice med Notranjimi Goricami in Podpečjo na Ljubljanskem barju«, 62—95, 2 prilogi. Ljubljana (rokopis v knjižnici Geol. inštituta SAZU).

Sercelj, A., 1961, Staropleistocenska vegetacija v Zalogu pri Novem mestu — Razprave IV. razr. SAZU, 6, 417—434. Ljubljana.

Sercelj, A., 1961, Naseljevanje gozdne vegetacije v Sloveniji od zadnje poledenitve do danes. — (Doktorska disertacija v rokopisu), 1—89, tab. 1—11. Ljubljana.

Sercelj, A., 1965, Paleobotanične raziskave in zgodovina Ljubljanskega barja. — Geologija, 8, 5—27, 1 priloga. Ljubljana.

Subic, I., 1886, Ljubljansko barje. — Jahresber. Obergymn., 1—19. Laibach.

Tancik, R., 1953, Nastanek apnenčastega jezerskega blata na Cerkljskem jezeru. — Proteus, 16, 114—117. Ljubljana.

Thiele, J., 1929—1935, Handbuch der Systematischen Weichtierkunde. — I (1929), 1—376; II (1931) 377—778; III (1934) 779—1022; IV (1935) 1023—1154. Jena.

Thienemann, A., 1950, Verbreitungsgeschichte der Süßwassertierwelt Europas. — Die Binnengewässer, 18, 1—809. Stuttgart.

Wagner, H., 1929, Zur Variation von *Limnaea* und biometrische Untersuchungen an *Planorbis*. — Zool. Anzeiger, 80, 183—193. Leipzig.

Wentzel, J., 1922, Zur Bildungsgeschichte des Laibacher Feldes und Laibacher Moores. — Lotos, 70, 67—109. Prag.

Zeissler, H., 1960, Wassermollusken der Umgebung von Weimar. — Abh. Ber. Mus. Tierk., 25, 81—90. Dresden.

LUTETIAN CORALS FROM ČRNI KAL IN YUGOSLAVIA

Gabriel Kolosváry, Szeged

Preface

In the year 1963 I received the material with corals from the Lutetian layers near Črni Kal. It had been gathered and sent to me by colleague Mr. Rajko Pavlovec from the Paleontological Institute of the Slovene Academy of Sciences and Arts in Ljubljana.

All the corals have been found in the hard limestone in the quarry by the main road Kozina—Koper (North Istria). On the same place the Young-Pleistocene Paleolithic station (Brodar and Rakovec, 1958) has also been discovered.

In the limestone besides corals there occur Nummulites, Assilinas, Alveolinas, Hydrozoans and Bryozoans. It is petty that the corals are bad preserved — partly because of the crushed rocks and also because of the conglomerate character of the limestone. In the most part of the material I could determine neither species nor genera. But without any doubt the corals belong to the Middleeuropean fauna of the Middleeocene (Lutetian) age.

Taxonomy

23 calcareous pieces have been examined; some big pieces have been broken to small parts, nevertheless, they keep the same number.

1. *Calamophyllia pseudoflabellum* Catullo; *Stylophora* cf. *distans* Leymerie; *Manicina* cf. *flexuosa* (D'Achiardi)

2. *Dendracis* sp.; *Dendracis* cf. *seriata* Reuss; ? *Flabellum* sp.; *Actinacis cognata* Oppenheim

3. *Heliastrea* cf. *bosniaca* Oppenheim

4. *Calamophyllia pseudoflabellum* Catullo

5. *Euphyllia* sp.; *Heliastrea* cf. *bosniaca* Oppenheim; *Dendracis* sp.; *Stylophora distans* Leymerie

6. *Nummulites* sp.

7. Hydrozoans

8. *Heliastrea* cf. *bosniaca* Oppenheim

9. Hydrozoans

10. *Calamophyllia* sp.; *Stylophora distans* Leymerie; *Astrocoenia* cf. *subreticulata* D'Achiardi

11. *Euphyllia* cf. *forojuliensis* (D'Achiardi); *Heliastrea* *bosniaca* Oppenheim; *Cylicosmia* n. sp.
12. *Placosmia* cf. *multisinuosa* (Michelin); *Euphyllia contorta* Catullo; *Calamophyllia* sp.; *Stylophora conferta* Reuss
13. *Euphyllia* cf. *contorta* Catullo
14. *Euphyllia* cf. *contorta* Catullo
15. *Calamophyllia* sp.; *Euphyllia contorta* Catullo; *Stylophora* cf. *distans* Leymerie
16. Hydrozoans
17. *Calamophyllia* sp.; *Euphyllia* cf. *forojuliensis* (D'Achiardi)
18. *Calamophyllia* sp.; *Calamophyllia crenaticostata* (Reuss); *Placosmia multisinuosa* (Michelin); *Stylophora italica* D'Achiardi
19. *Placosmia multisinuosa* (Michelin); *Actinacis* cf. *cognata* Oppenheim; *Calamophyllia pseudoflabellum* Catullo; *Calamophyllia crenaticostata* (Reuss); *Placosmia* sp.
20. *Euphyllia contorta* Catullo; *Placosmia* cf. *bilobata* D'Achiardi; *Actinacis cognata* Oppenheim
21. *Euphyllia contorta* Catullo
22. *Stylophora distans* Leymerie; *Euphyllia* sp.
23. *Heliastrea bosniaca* Oppenheim

Stratigraphy

Species	Countries after literary particulars (Kolosváry, 1949)	Eocene		
		Lower	Middle	Upper
<i>Stylophora italica</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary	+	+	
<i>Placosmia multisinuosa</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary, Egypt	+	+	+
● <i>Euphyllia contorta</i>	Italy, Hungary, East India	+	+	+
● <i>Dendracis seriata</i>	Italy, Hungary		+	
<i>Heliastrea bosniaca</i>	Yugoslavia, Hungary		+	
<i>Manicina flexuosa</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary		+	
<i>Euphyllia forojuliensis</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary		+	
● <i>Placosmia bilobata</i>	Italy, Hungary		+	
<i>Stylophora conferta</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary		+	
<i>Calamophyllia pseudoflabellum</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary, Greece		+	+
<i>Calamophyllia crenaticostata</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary		+	+
<i>Stylophora distans</i>	Yugoslavia, Italy, Hungary, Greece, East Pyrenees			+
● <i>Astrocoenia subreticulata</i>	Italy, Hungary		+	+

● = for the first time found in Yugoslavia

Classification (Kolosváry, 1960)

Ordo: Madreporaria

I. Conservativi Kolosváry 1960

Subordo Amphistraeida Alloiteau 1952

II. Elastici Kolosváry 1960

Subordo Styliniida Alloiteau 1952

Subordo Archaeocaeniida Alloiteau 1952

Fam. Acroporidae Verrill 1902

Dendracis

Fam. Actinastraeidae Alloiteau 1952

Astrocoenia

Fam. Stylophoridae M. Edw. 1817

Stylophora

Subordo Meandriida Alloiteau 1949

Fam. Meandriidae Alloiteau 1952

Euphyllia

Fam. Placosmiliidae Alloiteau 1952

Placosmilia

Fam. Smilotrochiidae Alloiteau 1952

Cylicosmilia

III. Gressivi Kolosváry 1960

Subordo Astraeoidea Alloiteau 1952

Fam. Heliastreaeidae Alloiteau 1952

Heliastrea

Fam. Faviidae Gregory 1900

Manicina

Fam. Astrangiidae M. Edw. 1837

Calamophyllia

Subordo Caryophylliida Vaughan & Wells 1943

Fam. Flabellidae Alloiteau 1952

Flabellum

Subordo Fungiida Duncan 1889

Fam. Actinacididae Vaughan & Wells 1942

Actinacis

Subordo Eupsammida Alloiteau 1952

There have been found 11 genera and 16 species. Archaeotypes (a cardinal group: I. Conservativi) but regressive Eupsammiidae have not been found up to now.

Notes on the species

1. *Dendracis* sp. (cf. *seriata* Reuss). (Fig. 1, 2) Two the best preserved branches have approximately 28 respectively 4 cups, with a diameter of 1 mm. The polyps stick rather firmly out over the surface of the coenosteum.

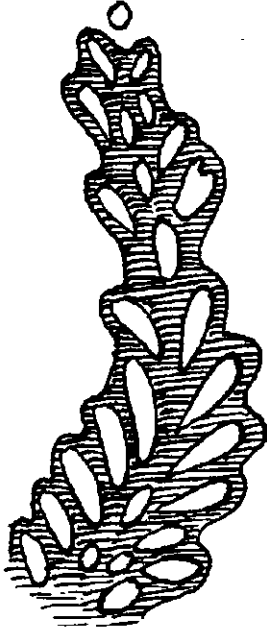


Fig. 1. *Dendracis* sp., a branch with the cup, coenosteum is dotted



Fig. 2. *Dendracis* sp., a branch with 4-5 cups (the contour sketch)

2. *Astrocoenia* cf. *subreticulata* D'Achiardi. (Fig. 3). The size of the cups of the colonial coral is 1 mm, but sometimes also bigger. Coenenchyme is granular, and in thin section lagunary developed. The number of septa

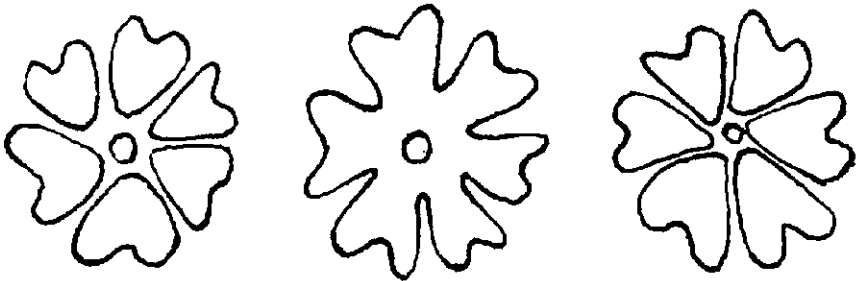
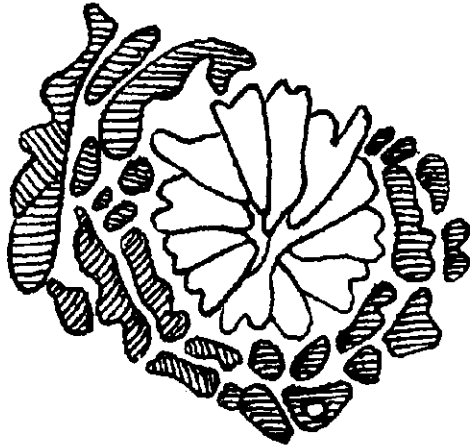


Fig. 3. Three cups of the species *Astrocoenia* cf. *subreticulata* (1 mm)

of the first and second cycle is 6, but the septa of the third cycle are rudimentary. Columella is present.

3. *Stylophora distans* Leymerie. (Fig. 4). The cups are far from each other. Their diameter 3 mm. The number of the whole septa is 22. Coenosteum in a thin section is lagunary developed. This species occurs pretty frequent among the described fauna.

Fig. 4. *Stylophora distans*, the cup with coenosteum (hatched), 3 × 3 mm in diameter



4. *Stylophora* cf. *italica* D'Achiardi. (Fig. 5). Some rare strong septa are joined together. The diameter of the oval cups is 1 × 1,5 mm, the number of septa 12—14. The septa of the third cycle are firmly rudimentary. Coenosteum is fine granular, it means lagunar in the thin section. The cups are sometimes very close to each other and more or less round.

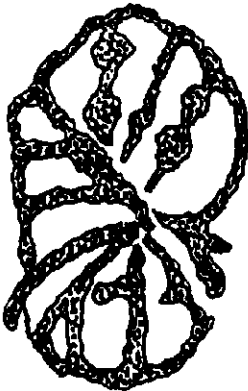


Fig. 5. *Stylophora* cf. *italica*, the cup (1 × 1,5 mm), coenosteum is not drawn

5. *Stylophora* cf. *conferta* Reuss. (Fig. 6). The oval cups are very close to each other. Their diameter is 1 mm. Septa disappear in the

middle. The number of the septa is 18, the third cycle is rudimentary. Six septa reach the centre of the cup.

6. *Heliastrea bosniaca* Oppenheim. (Fig. 7, 8). There have been found more colonial fragments. The diameters of the cups are 1—2 mm. Co-

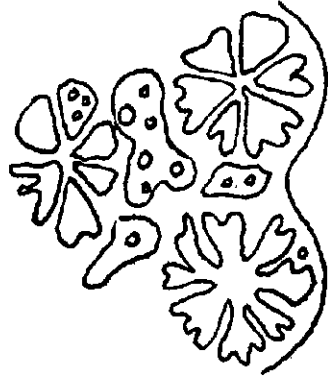


Fig. 6. *Stylophora* cf. *conferta*, three cups with coenosteum

lumella is present. The septa number in the second cycle is 12, in all three cycles 24. The outer edges of the polyp cups are 24 too. Specimens are very calcified, so that all the polyps can not be clearly seen.

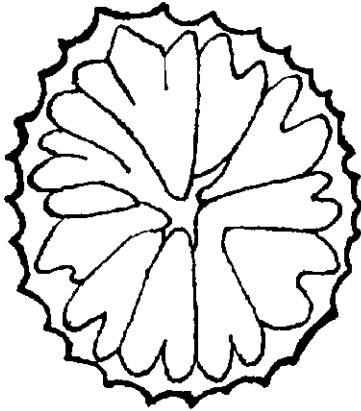


Fig. 7. *Heliastrea bosniaca*, the cup 1,5 × 2 mm

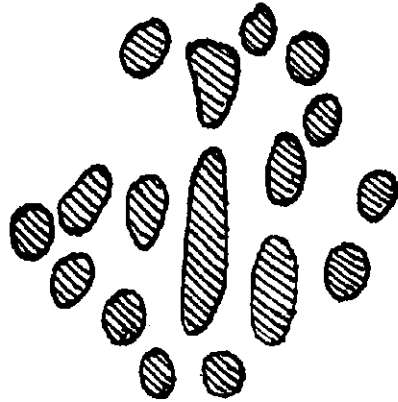


Fig. 8. The part of colony of the species *Heliastrea bosniaca* is showed schematically (the upper parts of the cups are hatched)

7. *Calamophyllia pseudoflabellum* Catullo. (Fig. 9, 10). The diameter of the cup is 10 × 10 mm. More fragments of the colony have been found. Endotheca is very strong. The septa of the first cycle are firmly pointed out in the middle of the cups. The septa number of all cycles is more

Fig. 9. *Calamophyllia pseudoflabel-
lum*, the cup 10×10 mm, the wall
dotted

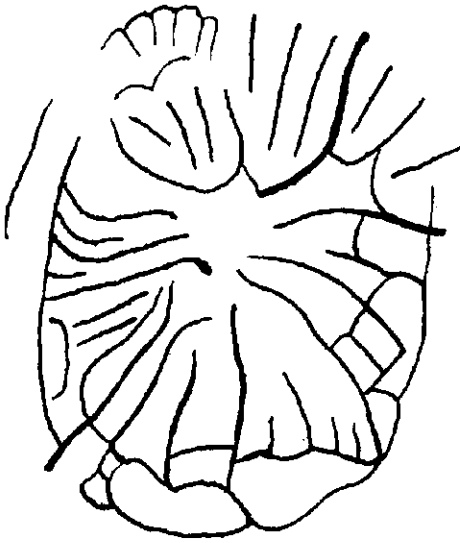
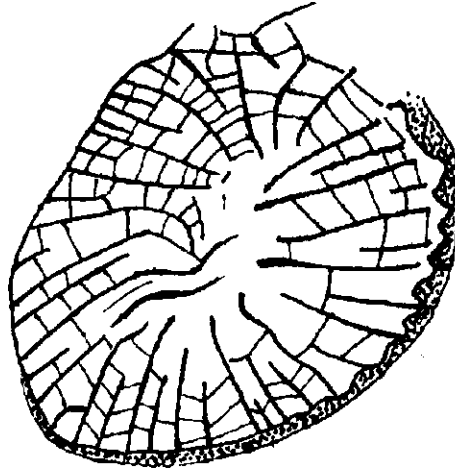


Fig. 10. *Calamophyllia pseudoflabel-
lum*, the cup with the trace of the
lateral thorny offsets

than 52, but it is impossible to count them exactly. Pseudocolumella very thin and very variable. The number of the cardinal septa is 14—16.

8. *Calamophyllia crenaticostata* (Reuss). (Fig. 11, 12). There have been found two fragments in a transverse section with the diameter 6×7 and 6×6 mm. The number of the septa is 32—52, endotheca can be sometimes easily seen, but now and then it seems to be lacking. I have not found any colony, but only individual polyps. This species, which

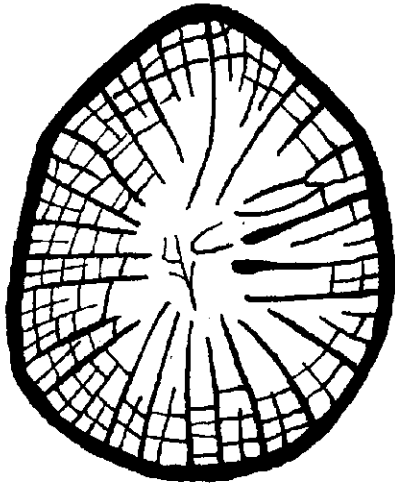


Fig. 11. *Calamophyllia crenaticostata*, the cups (6 × 7 mm) with the wholly developed endothelial system

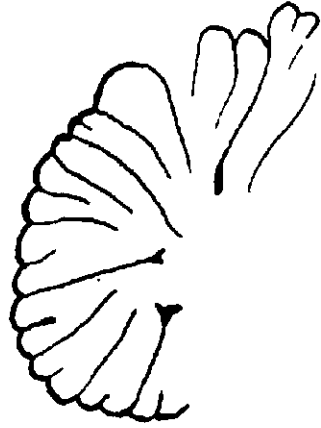


Fig. 12. *Calamophyllia crenaticostata*, the cup (6 mm)

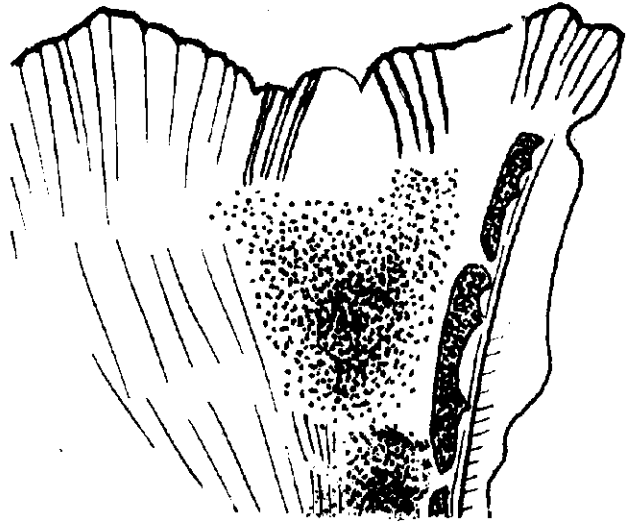


Fig. 13. *Euphyllia* cf. *contorta*, a longitudinal section of the colony with secondary calcifications (dotted)

appears in the Upper Eocene in acmic phylogenetic stadium, still occurs in the Middle Eocene in the epacmic stadium. Septa are very often joined one with another. Columella is lacking. The number of the cardinal septa is 16.

9. *Euphyllia* cf. *contorta* Catullo. (Fig. 13). The small colony is approximately consisted of 3—4 individuums. This species is very variable. The

specimen is very poorly preserved. It has been examined only in the moulded condition. The size of the colony is 20×20 mm. The shape is very variable, the growth stage various. The diameter of cup is $5 \times 2,7$ mm, $4,5 \times 3$ mm, and 4×4 mm. The meandrous joins are very frequent. The number of the septa is over 160.

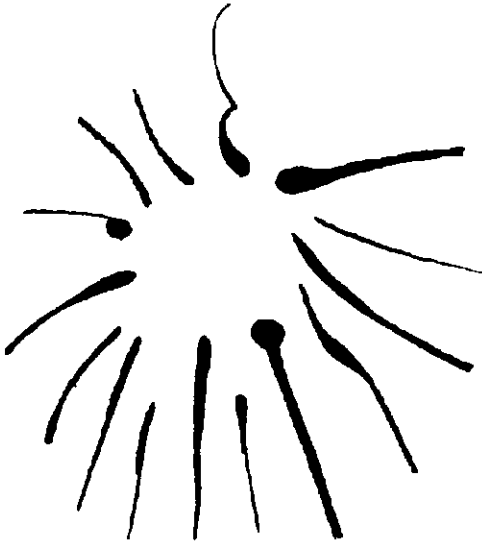
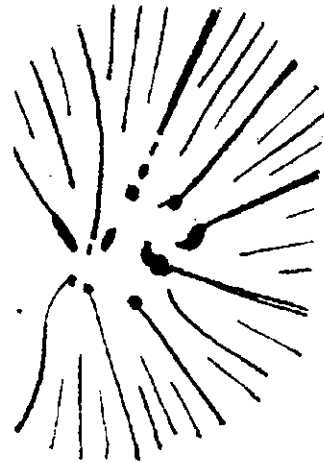


Fig. 14. The central endings of septa at *Euphyllia* cf. *forojuliensis* (very enlarged)

Fig. 15. *Euphyllia* cf. *forojuliensis*, the parts of the cups with the endings of septa in the middle of the cups



10. *Euphyllia* cf. *forojuliensis* (D'Achiardi). (Fig. 14, 15). Polyps have been found by the breaking of the pieces. It is characteristic, that the central endings of the septa are thorny fattened in a transverse section. The number of the cardinal septa is 14. The centre of cup is mostly not in the middle.

11. *Manicina* cf. *flexuosa* (D'Achiardi). (Fig. 16, 17). The specimen is very poorly preserved and broken. The cups are meandrous gyrate. The septa are strong, well developed and in the middle joined together. On the many places they are bent. The wall is wholly developed.

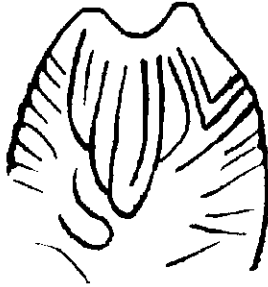


Fig. 16. The endings of cups at *Manicina* cf. *flexuosa* with the visible welding of septa



Fig. 17. The wall at *Manicina* cf. *flexuosa* is very enlarged

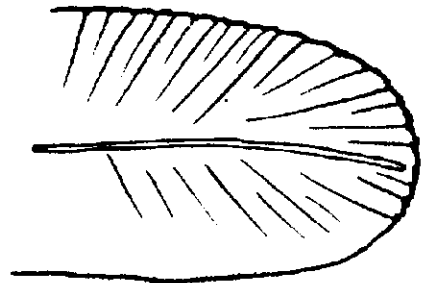
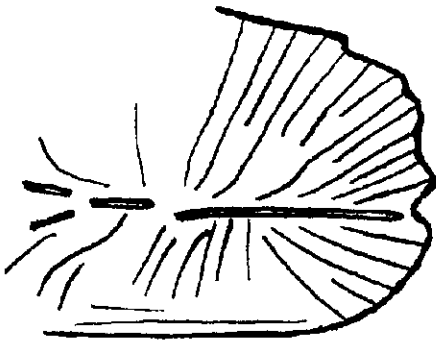


Fig. 18. Two endings of the cups at the species *Placosmilia multisinuosa* in the size 7×10 mm

12. *Placosmilia multisinuosa* (Michelin). (Fig. 18). I have had at my disposal more fragments of this species with a characteristic long lamellar columella and fine, thin septa, which are over 100 in number. The centres of cups are disappearing, and there arises polycentrismus. Well preserved specimen has been found in the piece of limestone (number 18). It measures 9×3 cm. This form often appears in the several onthogenetical stages and is very variable.

13. *Placosmilia* cf. *bilobata* D'Achiardi. (Fig. 19). There has been found not a particularly typical transverse section of the polyp. The diameter of the cup is 9×6 mm. The cup is lobular and has slight traces of the elongated furrows. The number of septa is 48, reconstructed

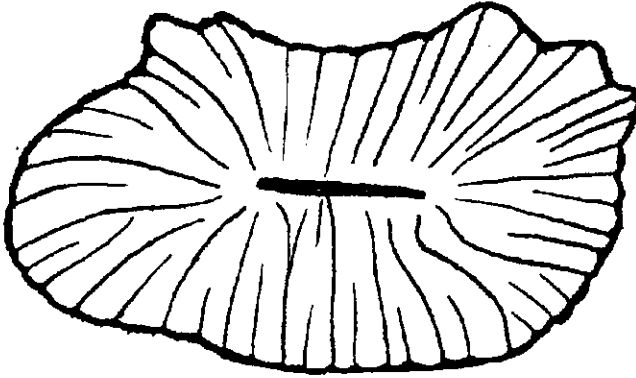


Fig. 19. *Placosmilia* cf. *bilobata* (is not typical); the diameter of cup 9×6 mm.

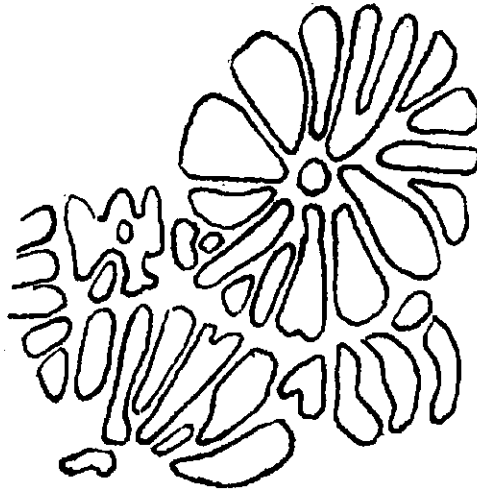


Fig. 20. *Actinacis cognata*, the neighbouring cups (4 mm) with the parts of coenosteum

in all the cycles they are 100. (Typical specimens with the size about 4×2 mm have 120 septa.).

14. ? *Flabellum* sp. So far only one very poorly preserved specimen has been found.

15. *Actinacis cognata* Oppenheim. (Fig. 20—23). Coenenchyme is roughly granular, in the transverse section lagunar developed. The diameter of the cup is 2 mm, some of them also reach 3 mm. The edges of the cup are very distinctly developed. 6—8 septa are throughly developed,

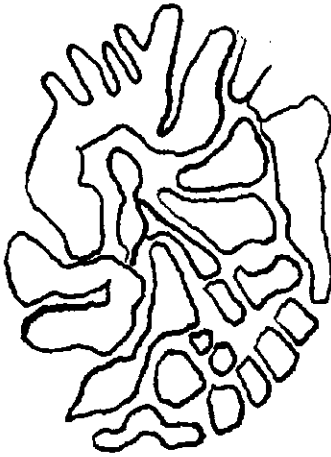


Fig. 21. *Actinacis cognata*, the cups with papillose columella and axial papillae

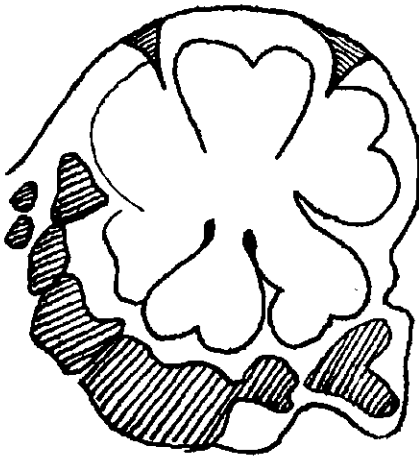


Fig. 22. *Actinacis cognata*, the cup with the strong edges (2 mm)

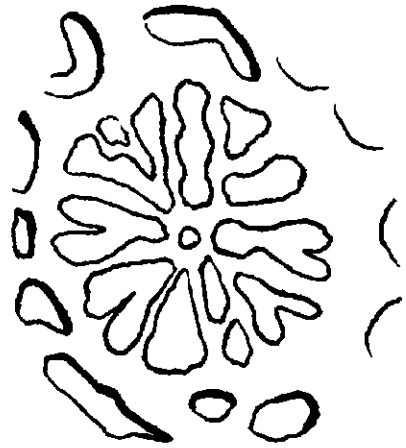


Fig. 23. *Actinacis cognata*, the cup with the parts of coenosteum at the edges

the septa of third cycle are rudimented. All the septa are 12—18 approximately. There can be also found the axial papillae, however, they join with the endings of septa.

Description of the new species

16. *Cylicosmilia crnikalensis* n. sp. (Fig. 24, 25). The holotype is the only preserved specimen in limestone and examined in a transverse section. The diameter 5×4 mm. It is smaller than the nearest species *Cylicosmilia altavillensis* (Defrance), which occurs in the Lutetian and also in the Upper Eocene in Hungary. The size of the species *C. altavillensis* is 10—12 mm. It has 78—84 septa, among them there are 12—14 cardinal septa. The new described polyp is bent, with the columella of papillose consistence. The septa number is 72 by the new species. There are 24 thick septa of the first cycle. The second cycle has the same number of septa. In the third cycle there are 24 rudimentary septa.

COMPARISON OF THE SPECIES *CYLICOSMILIA CRNIKALENSIS*
AND *CYLICOSMILIA ALTAVILLENSIS*

Species	Diameter of the cup	Septa number	Cardinal septa	Outer ridges	Columella
<i>C. altavillensis</i>	10—12 mm	78—84	12—14	thin	spongioid or papillose
<i>C. crnikalensis</i>	5×4 mm	72	24	thin	papillose

Species	Corpus	Periferal endothecal ring	Endotheca of the cups centre	Bilateral tendence at septa system
<i>C. altavillensis</i>	bent	slight	slight	lack
<i>C. crnikalensis</i>	bent	strong	slight	exist

Species	Formation of the septa
<i>C. altavillensis</i>	not the same
<i>C. crnikalensis</i>	more the same

Summary

1. In the 23 calcareous pieces from Lutetian layers near Črni Kal in north Istria, ten genera with 16 species of corals have been found.

2. Facies: coral layers with Nummulites, Assilinas, Alveolinas, Hydrozoans and Bryozoans.

3. The coral fauna is very poorly preserved, therefore it has been impossible to determine all the specimens.

4. The Middle Eocene corals *Manicina flexuosa*, *Heliastrea bosniaca*, *Euphyllia forojuliensis*, *Cylicosmilia crnikalensis*, *Dendracis seriata* and *Stylophora conferta* are of the stratigraphical significance.

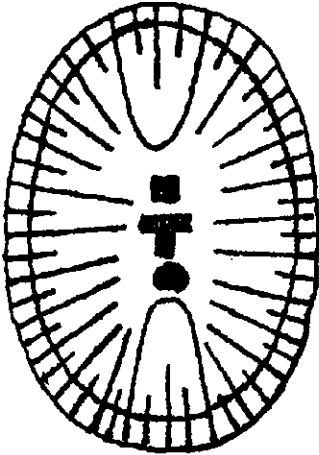


Fig. 24. *Cylicosmilia crnikalensis*, the cup is reconstructed and represented schematically. The system of septa and the peripheral endothecal edge are visible. Septa tend to be bilateral

5. The most frequent are *Stylophora* sp., *Heliastrea bosniaca*, *Calamophyllia pseudoflabellum*. A little less frequent are *Placosmilia multi-sinuosa* and *Actinacis cognata*.

6. The new species *Cylicosmilia crnikalensis* has been described.

7. *Stylophora italica* still lived in the Middle Eocene. *Calamophyllia crenaticostata* has been found in the layers of the Middle Eocene as epacmic-species. All the species mentioned under 4 belong to acme and *Stylophora italica* to paracme.

8. 4 species have been established for the first time in the Yugoslav Eocene. There are: *Euphyllia contorta*, *Dendracis seriata*, *Placosmilia bilobata* and *Astrocoenia subreticulata*.

LUTECIJSKE KORALE IZ ČRNEGA KALA V JUGOSLAVIJI

Avtor je obdelal korale iz kamnoloma pri Črnem Kalu v severni Istri. Najdene so bile v apnencu in precej slabo ohranjene. Določil je 10 rodov s 16 vrstami. Predstavljajo značilno srednjeevropsko lutecijsko favno. Štiri vrste so bile v Jugoslaviji prvič najdene. Opisal je novo vrsto *Cylicosmilia crnikalensis*.

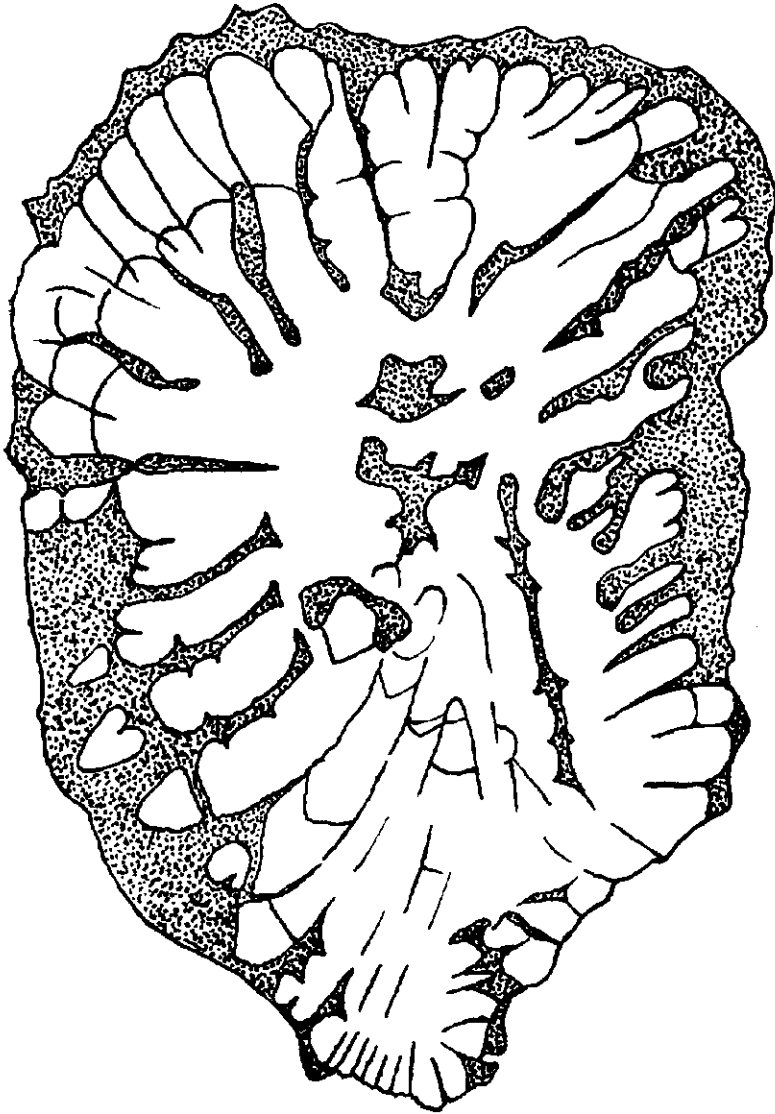


Fig. 25. *Cylicosmilia crnikalensis* n. sp. from Črni Kal in North Istria

REFERENCES CITED

- Alloiteau, J., 1957, Contribution Syst. Madreporaires fossiles. Centre Nat. Rech. Sci. Paris.
- Alloiteau, J., 1949, Les coraux de l'éocène dans les Karpates Slovaques. *Práce Stát. Geol. Ustav. Sos.* 24, p. 1—30.
- Brodar, S., and Rakovec, I., 1958, Pleistocene in the quarry near Črni Kal. *Raspr. Slov. Acad.* 4.
- Hantken, M., 1871, Az esztergomi burányrétegek. *Ért. Term. Tud. Közl. M. Tud. Akad. II.* 13, p. 1—18.
- Kolosváry, G., 1949, Dunántuli eocén korallok. *Földt. Közl.* 79, p. 1—100.
- Kolosváry, G., 1960, The phylogenetic classification of the Madreporarian. *Journ. Paleont.* 34. 5., p. 1051—1054.
- Vogl, V., 1912, A Vindol eocén márgáinak faunája. *M. Kir. Földt. Int. Évk.* XX, 2, p. 69—100.

KORALLEN UND BALANIDEN AUS DEN PALÄOGENEN SCHICHTEN JUGOSLAWIENS

Gabriel Kolosváry, Szeged

Mit 36 Textabbildungen und 2 Tafeln

Mein Kollege Dr. Rajko P a v l o v e c aus Ljubljana hat mir Fossilienmaterial aus den paläogänen Schichten verschiedener Fundorte in Jugoslawien zur Bearbeitung zugesandt. Teils ist dies eine interessante Sammlung von Madreporarien und Balaniden aus den litoralen Oligozän-schichten in der Umgebung von Poljšica bei Kranj (Slowenien, Schichten von Gornji Grad = Oberburgerschichten), teils sind aber gut erhaltene Korallen aus den obereozänischen Prominaschichten bei Drniš (Dalmatien). Die Fossilien aus Poljšica hat Franc C i m e r m a n, Kustos des Naturhistorischen Museum in Ljubljana, gesammelt.

I. Madreporarien und Balaniden aus dem Oligozän bei Poljšica

1. Madreporarien

Im allgemeinen sind im Mitteloligozän noch viele Steinkorallenarten am Leben, die die charakteristische Eozänkorallenfauna bildeten. Ein Teil dieser mitteloligozänischen Korallen stellt deshalb einen älteren Typus dar als die modernen, die ebenfalls seit dem Mitteloligozän auftreten. Diese älteren Typen sind mit Balaniden zusammen in dem Oligozän unseres Materials aufzufinden, welches zweifellos ein Litoralfaziesbild darstellt. — Das Vorkommen der Balaniden ist im Eozän noch sehr spärlich, so daß die hier gefundene korallenbegleitende Fauna von Balaniden ein recht schöner Beweis dafür ist, daß es sich hier um die Mitteloligozänzeit handelt. — So leben von Madreporarien massenhaft und blühend die Gruppen der Heliastreaeoiden, Isastraeoiden, Cosmoserioiden, Latimaeandroiden, Trochosmilioiden, Poritiden und andere Typen. Eine spezifische Oligozänkorallenfauna gibt es nicht. Bis zum Mitteloligozän herrschen die eozänen Formen, vom Mitteloligozän weiter treten mehr und mehr die modernen Formen auf (Flabellum-Aufblütung, Balanophyllien, Faviiden usw.). Eine Grenze zwischen der paläogenen und neogenen Korallenwelt ist also im Mitteloligozän festzustellen, wo beide Grenzformen auch vermischt vorzufinden sind (K o l o s v á r y, 1949).

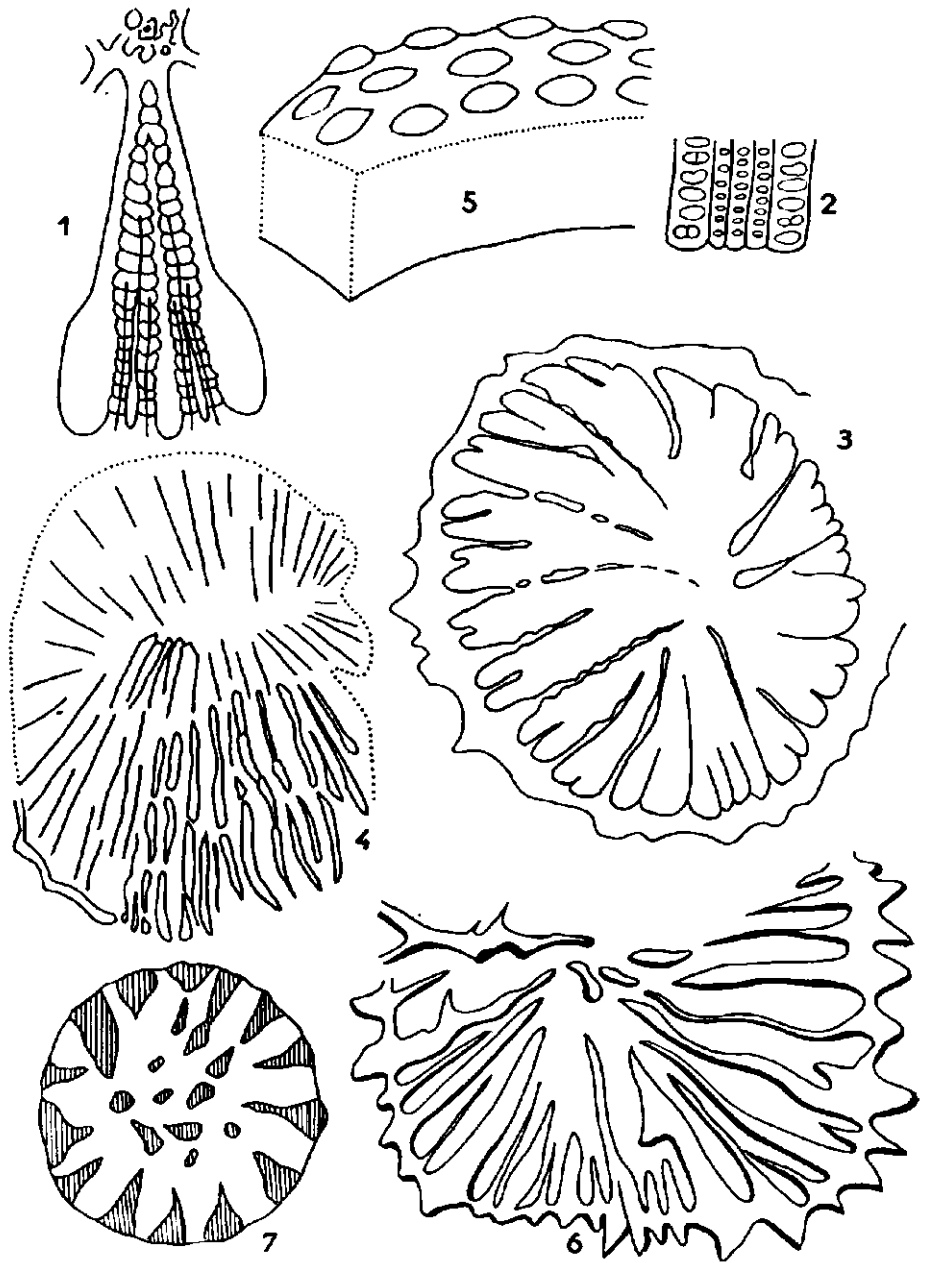


Fig. 1. *Calamophylliopsis grandis* (Bontscheff). Septen stark vergrößert — Fig. 2. *Calamophylliopsis grandis* (Bontscheff). Peripherisches Endothek, stark vergrößert — Fig. 3. *Phyllangia epithecalis* Lörenthey. Kelch 2—4 mm — Fig. 4. *Trochosmia* sp. Kelch 18 × 25 mm — Fig. 5. *Phyllangia epithecalis* Lörenthey. Block schematisch (Bruchstück) — Fig. 6. *Trochocyathus* sp. indet. Kelch 5 × 5 mm — Fig. 7. *Actinacis rollei* Reuss. Kelch 1 × 1,5 mm

Stylophora conferta Reuss

(Fig. 16, 17 und 19)

Mächtige, gelbverkalkte klumpen- und buschartige Kolonien im blauen, massiven Kalke eingebettet. Es sind Kelche mit 12 Septen (6 I. + II. Ordn.) mit 2 Zyklen und mit einem Durchmesser von 1,5 mm — dann: Kelche mit 48 Septen (6 I. + 6 II. + 12 III. + 24 IV. Ordn.) mit 3 Zyklen und mit einem Durchmesser von 3 mm zu finden. Kelchstellung dicht, aber die Kelche sind alle mit kreisrundem Lumen, d. h. die Kelche berühren einander nicht. — Die Art ist bekannt vom Eozän und vom Oligozän Italiens (K o l o s v á r y, 1949).

Lokalität: Poljšica bei Kranj (an der Brücke über Plaznica auf der Straße Češnjica—Rovte).

Phyllangia epithecalis Lörenthey

(Fig. 3 und 5)

Klumpen Kolonien in blauer toniger Kalkbreccie mit Überreste von Mollusken, Madreporarien und Balaniden (Litoralfazies). Polypendurchmesser 2—4 mm. Rand des Kelches granuliert und bis 2 mm aufragend. Kelchzentrum tief. Septen auch granulär. Kolumelle klein und papillös. Die Außenrippen sind stark. Die Anzahl der Septen beträgt 42—48. Die Kontur des Kelches ist kreisrund. Die Kelche berühren einander nicht. Die Polypendistanz ist verschieden, in 5 mm verschwankend. Die Septen der III. Ordnung sind rudimentär ausgebildet. Die Kolonie ist 10 mm dick: scheiben- und krustenartig. Cönosteum fein granuliert, gelbverkalkt und massiv. Basalepithek dünn und stark ruiniert. — Die Art wurde von L ö r e n t h e y (1917) aus dem Oligozän von Blauton Nord-Albanien beschrieben und seine jetzige Angabe ist die zweite.

Lokalität: Poljšica bei Kranj.

Calamophylliopsis grandis (Bontscheff)

(Fig. 1 und 2)

Die Funde sind teilweise isoliert, teilweise im Kalke mit Hydrozoen zusammen eingebettet. Die Septen sind kompakt, das Endothek dicht und tiefeingesunken. Die Anzahl der Septen beträgt 108. Zyklen der Septen sind vier. Jede dritte oder vierte Außenrippe ist stärker entwickelt als die benachbarten Septen. Die Rippen sind granulär und das Endothek auch in der Peripherie sehr gut ausgebildet. Eine echte Kolumelle fehlt, doch durch die Konfluenz der großen Septen-Enden im Zentrum bildet sich eine Pseudokolumelle aus. — Die Art ist bekannt im Eozän und Mitteloligozän von Bulgarien (K o l o s v á r y, 1949).

Lokalität: Poljšica bei Kranj, an sekundärer Stelle.

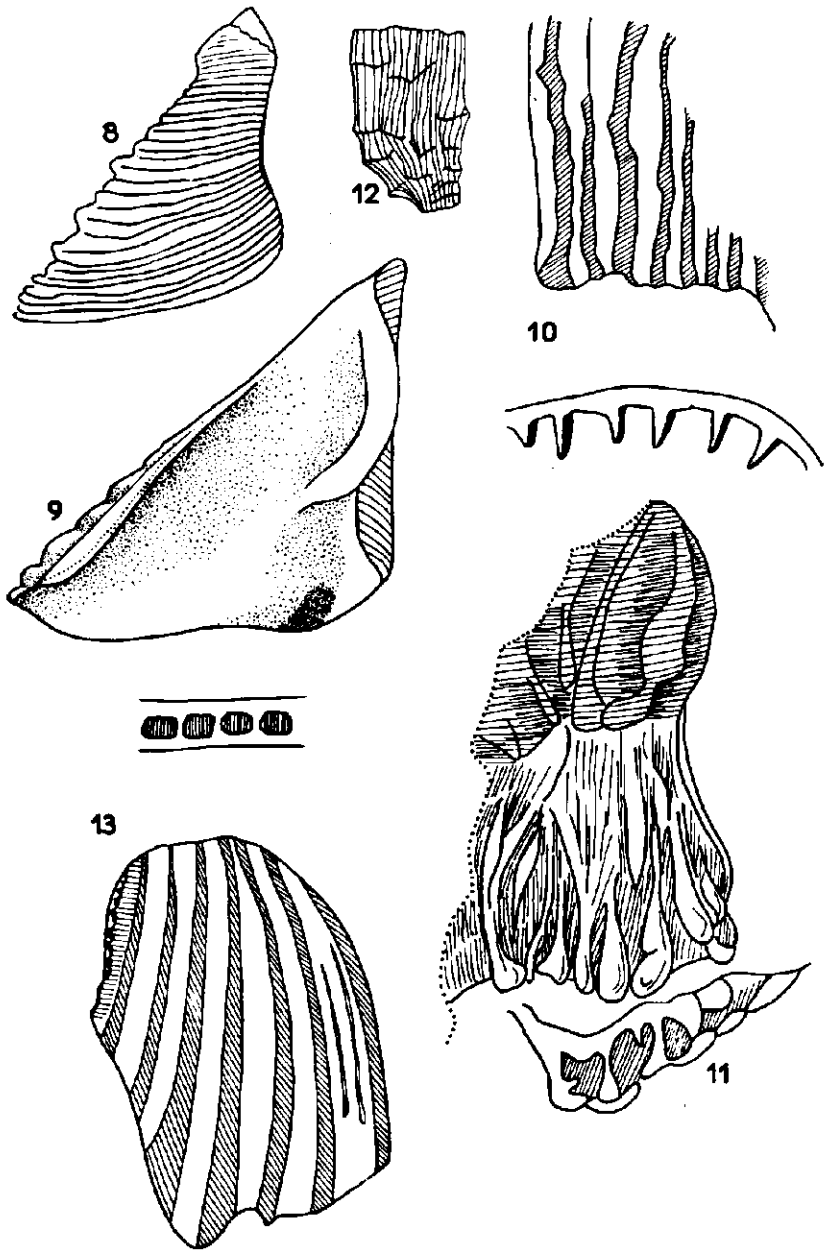


Fig. 8. *Balanus* cf. *improvisus* Darwin. Scutum, äußere Seite, 3 × 3 mm — Fig. 9. *Balanus crenatus* Bruguière. Scutum Innenfläche 4 × 4 mm — Fig. 10. *Balanus crenatus*. Bruguière. Mauerkrone-Basis, 8 mm — Fig. 11. *Balanus crenatus* Bruguière. Laterallamelle-Innenseite mit Tuben. 9 mm — Fig. 12. *Euphyllia contorta* Catullo. Polypen von der Seite. 10 mm — Fig. 13. *Balanus tintinnabulum* L. Mauerkrone; oben die Radius-Tuben. 5 mm



Fig. 1. *Placosmilia bilobata* D'Achiardi.
Čveljo—Dolac. 42 mm



Fig. 2. *Placosmilia bilobata* D'Achiardi.
Čveljo—Dolac. 42 mm



Fig. 1. *Leptophyllia dubrawitzensis* Oppenheim. Čuljina. Basisbreite $5,5 \times 3,5$ cm

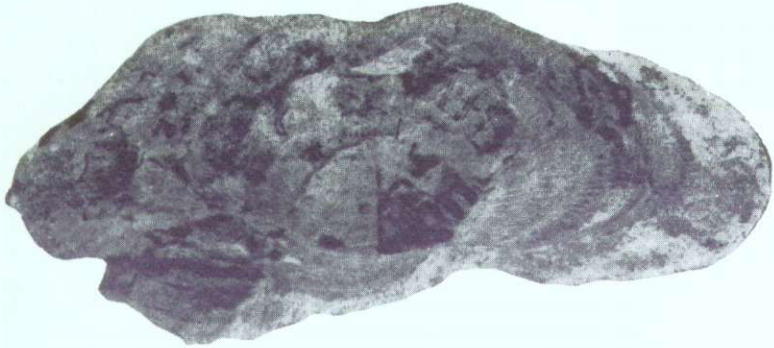


Fig. 2. *Leptophyllia dubrawitzensis* Oppenheim. Čuljina. 80 mm



Fig. 3. *Leptophyllia dubrawitzensis* Oppenheim. Čuljina. Kelchdiameter $15,7 \times 7$ cm

? *Trochosmilia* sp.

(Fig. 4)

Auf der Kolonie von *Phyllangia epithecalis* ist ein einziges rudimentiertes Exemplar als eine 5 mm dicke Scheibe. Durchmesser 18×25 mm. Auf eine Distanz von 5 mm kommen 8 Septenbasen vor.

Lokalität: Poljšica bei Kranj.

Euphyllia contorta Catullo

(Fig. 12)

Es sind drei kleine isolierte Fragmente von flachen d. h. flachgedrückten Polypenröhrchen vorhanden. Sie sind sehr charakteristisch und die Außenrippen gut zu erkennen. Wand dick, Kelchlumen zusammengepreßt. — Die Art ist bekannt von Eozän und Oligozän (Kolosváry, 1949).

Lokalität: Poljšica bei Kranj.

Trochocyathus sp. indet.

(Fig. 6)

Ein einziges Exemplar in blauer *Phyllangia*-Mollusca-Balanida-Breccie eingebettet. Kelchdiameter 5×5 mm. Die Kelchkontur ist viereckig. Äußere Rippen stark und grob entwickelt. Die Anzahl der Septen beträgt 50; Septen der III. Ordnung sind rudimentär ausgebildet. Die Pali sind sparsam, die Kolumelle ist klein. Endothek fehlt. Die Septen sind dick und stark.

Lokalität: Poljšica bei Kranj.

Mycetoseris patula Michelotti

(Fig. 21, 22, 23 und 24)

Ein massives, isoliertes Koloniefragment in der Größe einer Kinderfaust, ganz verkalkt und gelb. Entspricht der Koralle aus dem pannonischen Eozän (Kolosváry, 1949) und der Beschreibung von Alloiteau (1957). — Epithek selten. Wand: synapticulotheca, hie und da fehlend. Die Septen sind konfluent oder isoliert, die benachbarten Außenrippen kreuzen einander manchmal. Die Trabekeln sind einfach. Die Septen sind selten perforiert. Die Endothek fehlt. Gyrentiefe 1—2 mm, Gyrenbreite 1—8 mm. Die Kolumelle fehlt. Die Septenzahl in den Kelchen beträgt 40—48. Kelchdiameter 6—10 mm. Septenzyklus 2—3. Die Septen sind im allgemeinen ungleich entwickelt. — Die Art ist bekannt vom Miozän bis zum Miozän (Kolosváry, 1949).

Lokalität: unterhalb von Češnjica.

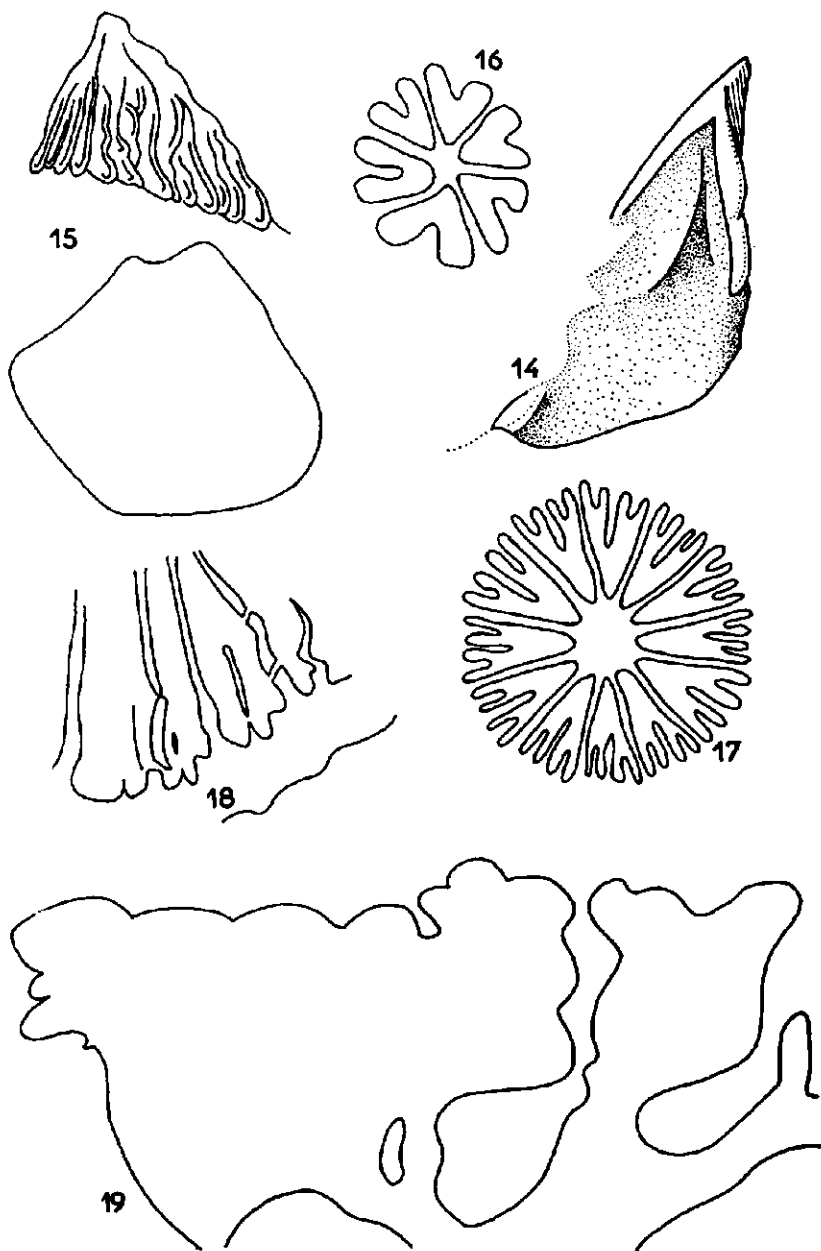


Fig. 14. *Balanus concavus* Bronn. Scutum, Innenseite. 1,5 mm — Fig. 15. *Balanus* cf. *stellaris* Brocchi. Basis Kontur 4 × 5 mm und ein Teil der Mauerkrone 1,75 mm — Fig. 16. *Stylophora conferta* Reuss. Kelch 1,5 mm — Fig. 17. *Stylophora conferta* Reuss. Kelch 3 mm — Fig. 18. *Euphyllia contorta* Catullo. Septen-Cyclen (stark vergrößert) — Fig. 19. *Stylophora conferta* Reuss. Skizze der Kolonie-Durchschnitt

Actinacis rollei Reuss

(Fig. 7)

Das Coenenchym ist fein und dicht granuliert. Die Kelche liegen dicht beisammen, sind flach und mit 1—1,5 mm im Durchmesser kreisrund. Septenzahl 14—16, Kolumelle mit 6—8 Papillen. Unsere Funde mit einer 27—36 mm Rumpflänge Äste gehören einer massiven Kolonie mit 10 × 12 mm Lumenbreite an. Die Objekte sind isoliert. Eine Ast ist dichotomisch sich verzweigend. — Andere Objekte wurden in blautonigem Kalke in einer Korallen-Mollusken-Balaniden Breccie eingebettet gefunden. Die Art ist bekannt aus dem Eozän und Oligozän Tirols und Oberbayerns (Kolosváry, 1949).

Lokalität: Poljšica bei Kranj und unterhalb von Češnjica.

2. Balaniden

Im allgemeinen weisen die Balaniden auf das Vorhandensein einer Litoralfazies hin; sie sind immer Komponenten einer Sedimentation des seichten Seewassers. So ist unsere *Phyllangia Breccie* das Ergebnis einer ehemaligen oligozänen Flachwasserablagerung.

Balanus tintinnabulum Linnaeus, juv.

(Fig. 13)

5 mm hohe Mauerkronen-Lamellen, glatt und mit langen dunkeln flachen Streifen versehen. Radius kanalikuliert. Die Lamelle scheint zu der Subart *Balanus tintinnabulum coccopoma* zugehören. Die Art ist bekannt vom Oligozän bis jetzt (Davadie, 1963).

Lokalität: Poljšica bei Kranj in Korallen-Mollusken-Balaniden blautonigem Kalke.

Balanus concavus Bronn., juv.

(Fig. 14)

Dunkelblaugefärbte 2 mm hohe und eine 1,5 mm Basisbreite versehene aufweisende Scutum-Lamelle, ins Gestein eingebettet. Die Innenseite ist aber frei zu sehen. Margo scutalis beschädigt. Eine Grube für Margo depressor scheint zu fehlen. Die Art ist bekannt vom Oligozän bis jetzt (Davadie, 1963).

Lokalität: Poljšica bei Kranj in Korallen-Mollusken-Balaniden blautonigem Kalke.

Balanus cf. improvisus Darwin, adult

(Fig. 8)

Ein blaugefärbtes Scutum, eingebettet — nur die äussere Fläche zu sehen. Diese Fläche ist nur quergestreift und sehr charakteristisch für

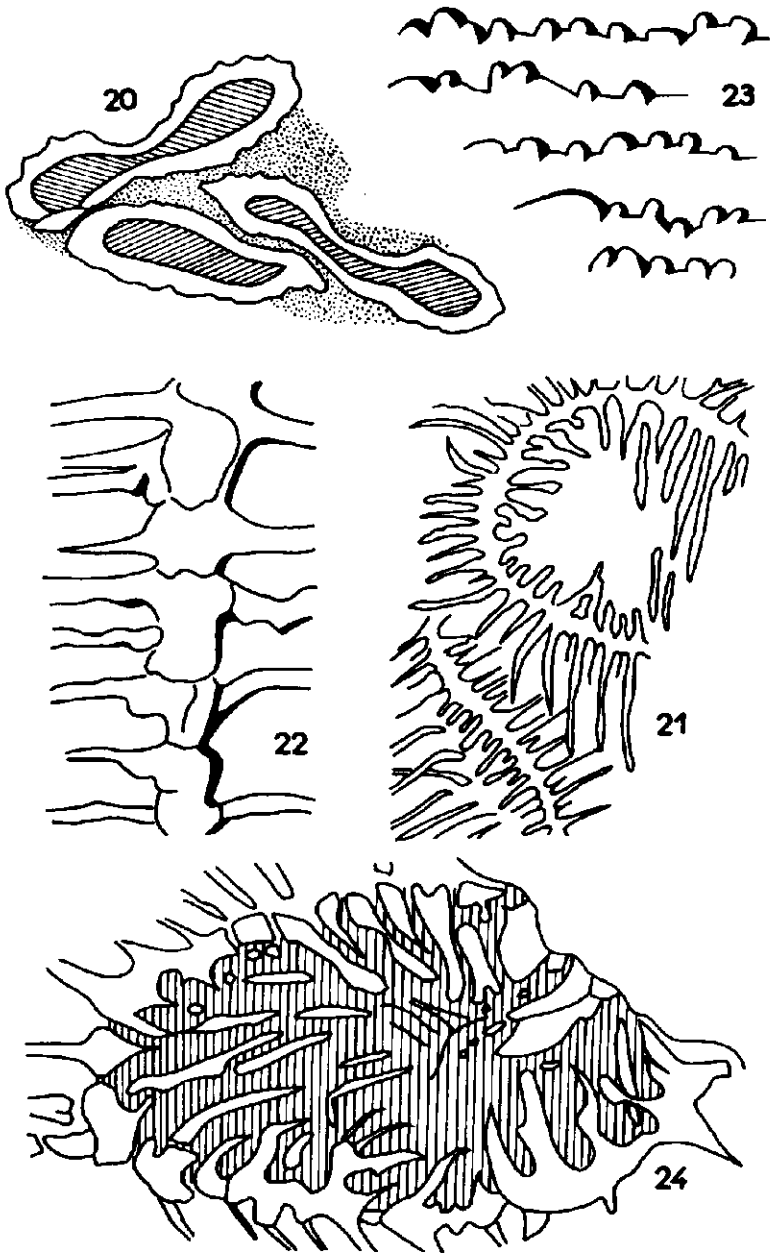


Fig. 20. *Euphyllia contorta* Catullo. Querschliff des zusammengepressten Kelches. 2×15 mm — Fig. 21. *Mycetoseris patula* Michelotti. Kelch 6–10 mm — Fig. 22. *Mycetoseris patula* Michelotti. Die Wand — Fig. 23. *Mycetoseris patula* Michelotti. Obere Ränder der Septen mit Granulae (stark vergrößert) — Fig. 24. *Mycetoseris patula* Michelotti. Ein Kelch im Anfangsstadium der Gyrisierung. 8 mm

Balanus improvisus. Apex ein bischen herausragend. Die Länge des Scutums 3, die Basisbreite des Scutums auch 3 mm.

Die Art war bisher nur aus dem unteren Miozän bekannt. Vorkommen in unseren Oligozänschichten ist neu (D a v a d i e, 1963).

Lokalität: Poljšica bei Kranj in Korallen-Mollusken-Balaniden blautonigem Kalke.

Balanus crenatus Bruguière, juv.

(Fig. 9, 10 und 11)

Eine laterale Lamelle der Mauerkrone in dunkelblauer Farbe, 10 mm hoch, mit Tuben und an der Basis der Innenfläche stark gerunzelt. Ein anderes Objekt ist ein gelbgefärbtes Scutum, von der Innenseite zu sehen, ohne adductoren-Crista. Höhe und Breite je 4 mm. — Drittes Objekt: gelbe gestreifte tubifizierte Mauerkronenlamelle in einer Rumpfhöhe von 4 mm. — Die Art kommt vom Oligozän bis jetzt vor (D a v a d i e, 1963).

Lokalität: Poljšica bei Kranj in Korallen-Mollusken-Balaniden blautoniger Breccie.

Balanus cf. stellaris Brocchi, juv.

(Fig. 15)

Das verkalkte Basisdiameter ist 4×5 mm, trapezoid und von weißer Farbe. Die Parietalia sind mit charakteristischen groben und starken Rippen-Runzelungen versehen. Farbe: Rippen blau, die kleinen Zwischenrippenräume gelb. Die Höhe der Mauerkrone ist 1,75 mm. Drei Viertel des Objektes sind ins Gestein eingebettet, so daß andere Merkmale kaum zu sehen sind. — Die Art ist bekannt vom Eozän bis zum Pleistozän (D a v a d i e, 1963, 67).

Lokalität: Poljšica bei Kranj in Korallen-Mollusken-Balaniden blautoniger Breccie.

3. Zusammenfassung

Für Madreporarien ist die Mitteloligozänzeit die phylogenetische Grenze zwischen paläogänen und neogänen Arealen, für Balaniden der Anfang der Oligozänzeit.

Von unseren hiesigen Madreporarien-Arten ist nur *Phyllangia epithemalis* stratigraphisch integriert. Von unseren Balaniden-Angaben scheint *Balanus stellaris* eine stark regressive Art zu sein. *Balanus tintinnabulum* und *B. concavus* sind im allgemeinen schon in den neueren Zeiten auch regressiv — aber die Arten *B. crenatus* und *B. improvisus* sind in ihren Verbreitungsarealen rezent sehr lebhaft blütend.

Das untersuchte Material die Korallen-Mollusken-Balaniden Breccie betreffend stellt eine Litoralfazies dar.

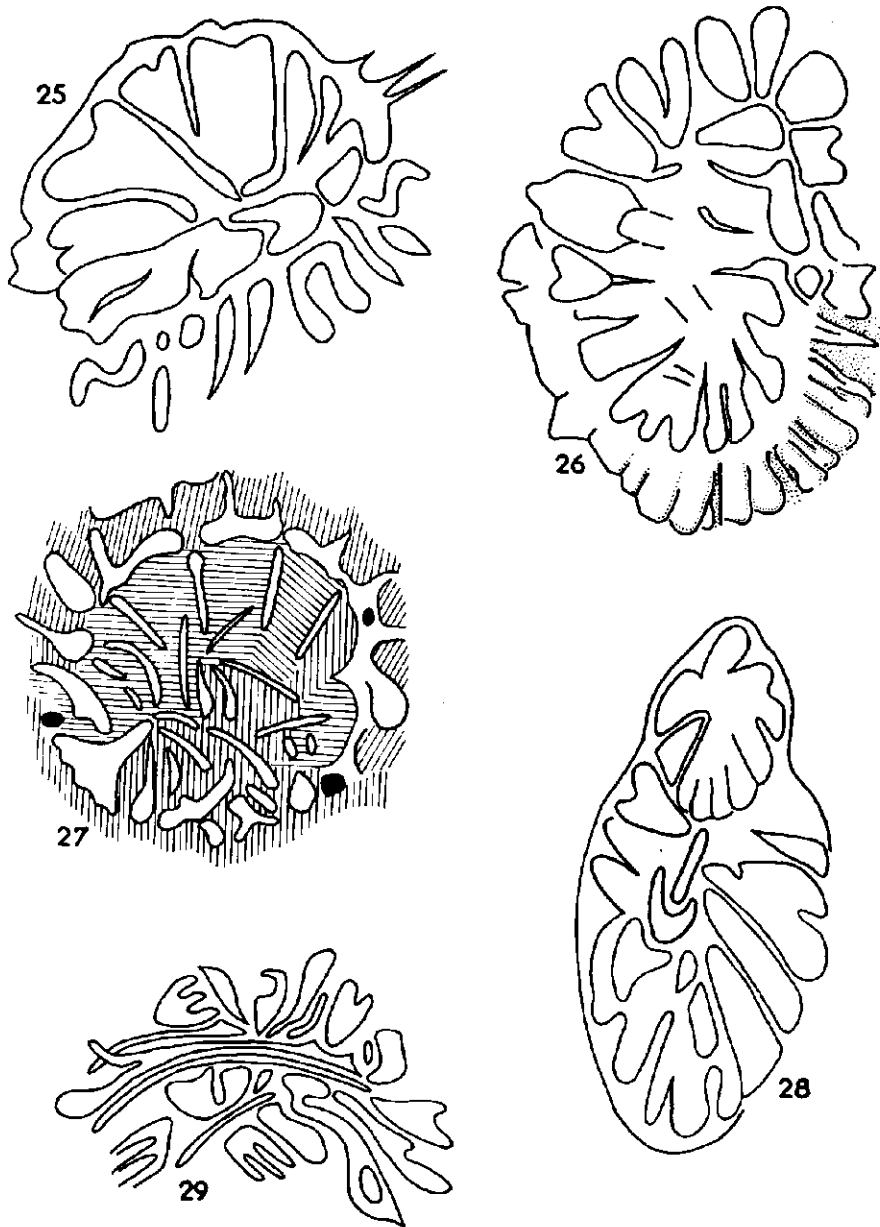


Fig. 25. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polypenschliff; 1,5 × 1,5 mm —
 Fig. 26. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polyp erodiert. 2 × 3 mm — Fig. 27.
Bosnopsammia katzeri Oppenheim. Polyp erodiert. 2 × 2 mm — Fig. 28. *Bosno-*
psammia katzeri Oppenheim. Polypenschliff in Knospung — Fig. 29. *Bosno-*
sammia katzeri Oppenheim. Polypenschliff. 1,5 × 2,5 mm

Stratigraphie
Madreporaria

Species	Das Vorkommen im Eozän nach Literaturangaben	Das Vorkommen im Oligozän nach Literaturangaben
<i>Stylophora conferta</i>	Italien, Jugoslawien, Ungarn	Italien
<i>Calamophylliopsis grandis</i>	Ungarn	Bulgarien
<i>Phyllangia epithecalis</i>	—	Nord Albanien
<i>Euphyllia contorta</i>	Italien, Ost Indien, Ungarn	Italien
<i>Mycetoseris patula</i>	Ungarn	Crosara, Deutschland, Griechenland, Italien, Steiermark
<i>Actinacis rollei</i>	Italien, Macedonien, Steiermark, Ungarn	Oberbayern, Tirol

Balaniden

<i>Balanus</i>	Eozän	Oligozän	Miozän	Pliozän	Pleistozän	Holozän
<i>tinnabulum</i>	
<i>concauus</i>	
<i>improvisus</i>		+
<i>crenatus</i>	
<i>stellaris</i>

+ = erstmalig in den Oligozänschichten gefunden.

II. Obereozäne Korallen aus Dalmatien

1. Čveljo-Dolac bei Drniš

Placosmilia bilobata D'Achiardi (Taf. 1, Fig. 1 und 2) — Schwesterart der Prominaschichtenart *Placosmilia italica* (Kühn, 1946).

Circophyllia dachiardi Oppenheim — ein juv. Polyp.

2. Čuljina bei Lukar

Trochosmilia multilobata Heime — zwei Polypen, der größte ist 30 mm hoch.

Leptophyllia dubrawitzensis Oppenheim (Taf. 2, Fig. 1, 2 und 3) — ein Riesen Exemplar, d. h. original höher als 80 mm. Geschlossene Basisbreite 5,5 × 3,5 cm. Kelchdiameter 15,5 × 7 cm.

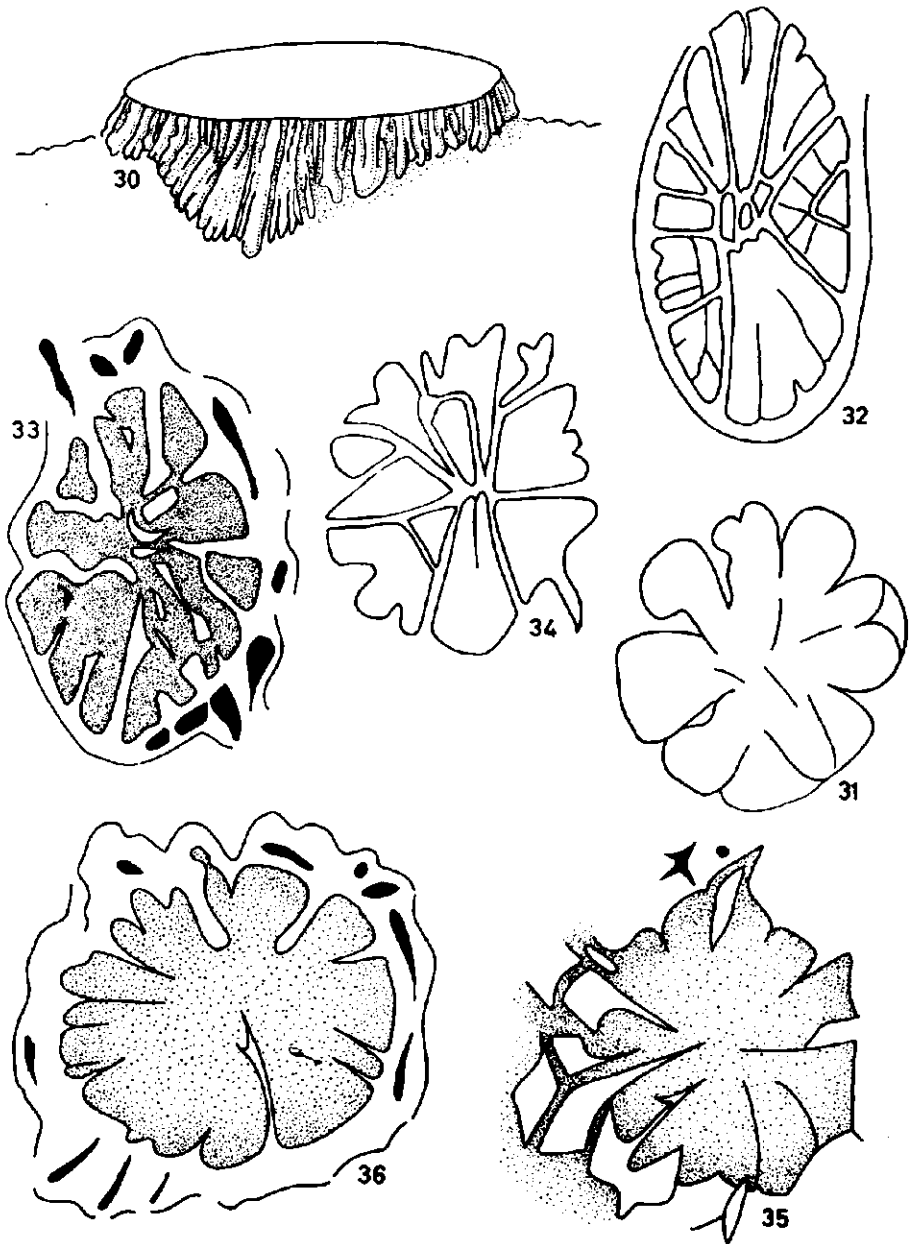


Fig. 30. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polyp-Basis. 3 mm — Fig. 31. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polypenschliff. 1 × 1 mm — Fig. 32. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polypenschliff. 1,5 × 3 mm — Fig. 33. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polyp erodiert. 2 × 3 mm — Fig. 34. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polypenschliff, 1,5 × 1,5 mm — Fig. 35. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polyp erodiert. 2 × 2 mm — Fig. 36. *Bosnopsammia katzeri* Oppenheim. Polyp erodiert. 2 × 2 mm

Stylophora distans Leymerie, *Stylophora annulata* Reuss und ? *Desmoclada septifera* Reuss sowie *Pachyseris* sp. indet., Hydrozoa und *Calamophylliopsis* sp. indet. in Breccien.

? *Bosnopsammia* cf. *katzeri* Oppenheim — Überreste.

3. Gluvače bei Drniš

Hydnophyllia collinaria Catullo — verschiedene Variationsformen in juvenilem, semiadultem und adultem Zeitalter. Im allgemeinen beträgt die Höhe der Polypen 35 mm, Kelchdurchmesser 26×57 mm. Es ist auch ein Riesenexemplar vorhanden mit einer Höhe von 23 mm und einem Durchmesser von 15×23 mm.

Leptophyllia dubrawitzensis Oppenheim — ein semiadultes Exemplar.

4. Djapo (Okraj) bei Drniš

Placosmia bilobata D'Achiardi — zwei juv. Polypen.

Placosmia multisinuosa Michelin — nicht typisches Exemplar. An der Basis ist aber doch die lamelläre Kolumelle recht gut festzustellen. Geschliffen in Höhe von 3 cm hat Diameter des Kelches 3×4 cm.

5. Über die Variabilität der *Bosnopsammia*

(Fig. 25 bis 36)

Eine Vergleichende Tabelle zwischen den drei eozänen und der von mir bekannten Eupsamiiden:

Species	Basis in mm	Kelch in mm	Septen	Polyp in mm	Endothek	Kolumelle
<i>Archicaenopsammia hungarica</i> (Pannonien)	10	3×4	28	15—28	ist	fehlt
<i>Stereopsammia humilis</i> (England)	8	2×3	?	5—10	ist	?
<i>Bosnopsammia katzeri</i> (Jugoslawien)	9	$1,5 \times 3$	24	2—4	peripherisch	lamellär

Unser Objekt ist ein Koloniefragment, deformiert, 8×10 mm breit und 30 mm dick. Septenzyklus 2—5; die Wand ist mehr oder minder dick oder dünn. Synapticulotheca vorhanden. Coenosteum mit Trabekeln, die Kolumelle ist mehr oder weniger ausgebildet.

Eine andere interessante vergleichende Tabelle zeigt, daß die Maßstäbe sich mit der Zeit verkleinern. Es ist hier also ein phylogenetischer Vorgang zu konstatieren wie folgt:

Gattungen und Zeitalter	Polypenhöhe in mm	Polypen- durchmesser in mm	Zahl der Septen
<i>Aplopsammia</i> Cenomanien	16,5	4	48
<i>Ceratopsammia</i> <i>Palaeopsammia</i> <i>Konnbiopsammia</i> Campanien-Maastrichtien	15 29 (MAX.) ?	4,5—6 10,5 × 12,5 6,5 × 8	60 72 40
<i>Archicaenopsammia hungarica</i> Mitteloozän	28	3—4	28
<i>Stereopsammia</i> Eozän	10	2—3	?
<i>Bosnopsammia</i> Obereozän	4 (MIN.)	1,5—3	24

LITERATUR

- Alloiteau, J., 1957, Contribution à la systematique des Madréporaires fossiles. — Centr. Nat. Rech. Sci., 1—462. Paris.
- Alloiteau, J., 1952, Note sur des polypiers du Sénégal. — Bull. Dir. Min., 14, 9—16. Paris.
- Davadie, C., 1963, Systématique et structure des Balanes. — Centr. Nat. Rech. Sci., 1—146. Paris.
- Kolosváry, G., 1949, Dunántúli eocén korallok. — Földt. Közl., 79, 141—242. Budapest.
- Kolosváry, G., 1952, Stratigraphical study on some tertiary Balanides. — Ann. Hist. Nat. Mus. Hung., Sér. Nov., 2, 233—236. Budapest.
- Kolosváry, G., 1956, A Bükkhegység eocén koralljai. — Földt. Közl., 1, 67—85. Budapest.
- Kühn, O., 1946, Das Alter der Prominaschichten. — Jb. Geol. B. A., 49—94. Wien.
- Kühn, O., 1954, Korallen aus mitteldeutschem Mitteloligozän. — Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., 82, 50—56. Hessen.
- Lörenthey, J., 1917, Adatok Északi Albania eocén képződményének kifejlődéséhez és faunájához. — Földt. Int. Evk., 25, 1—21.
- Pavlovac, R., 1959, Zgornjeeocenska favna iz okolice Drniša. — Razprave Slov. akad. znanosti in umetnosti, IV. razred, 351—416. Ljubljana.
- Pilsbry, H. A., 1916, The sessile Barnacles. — Sm. Inst. USA Nat. Mus. Bull., 93, 1—357. Washington.
- Squires, D. F., 1962, Additional Cretaceous and Tertiary Corals from New-Zeland. — Trans. Roy. Soc. N. Z. Geol., 133—150. London.

SMREKOVŠKI ANDEZIT IN NJEGOV TUF

Ana Hinterlechner-Ravnik in Mario Pleničar

S 4 slikami med tekstem in z 9 slikami v prilogi

Kratka vsebina. Produkti smrekovškega vulkanizma se kažejo ob smrekovškem, šoštanjškem in donačkem prelomu. To so andezit, dacit in njuni tufi. Razen teh kamenin dobimo vzhodno od Smrekovca še paleozojske in triadne sedimente s triadnimi vulkanskimi kameninami in terciarne sedimente. Andezitni in dacitni tuf nahajamo med plastmi srednjeoligocenskega laporja. V tem laporju je Rijavčeva (1966) našla oligocenske foraminifere; značilna je vrsta *Clavulinoides szaboï* (Hantk.). Med oligocenskimi sedimenti ležijo grude triadnih kamenin.

Andezit in njegov tuf smo petrografsko podrobno raziskali. Andezit vsebuje vtrošnike nekoliko bolj bazičnih plagioklazov in več femičnih mineralov kot tuf. Sestava visokotemperaturnega plagioklaza niha od oligoklaz-andezina do vključno bitovnita, v tufu ustreza predvsem oligoklazu in andezinu, le redko tudi labradoritu. Najbolj bazična jedra plagioklazov andezita pripadajo celo anortitu. Skoraj vsi vtrošniki plagioklaza so dvojlični in kažejo oscilacijsko, redkeje tudi normalno conarnost. Posebna struktura plagioklazov je zakrpana conarnost, ki smo jo opazovali v andezitu, redkeje tudi v tufu.

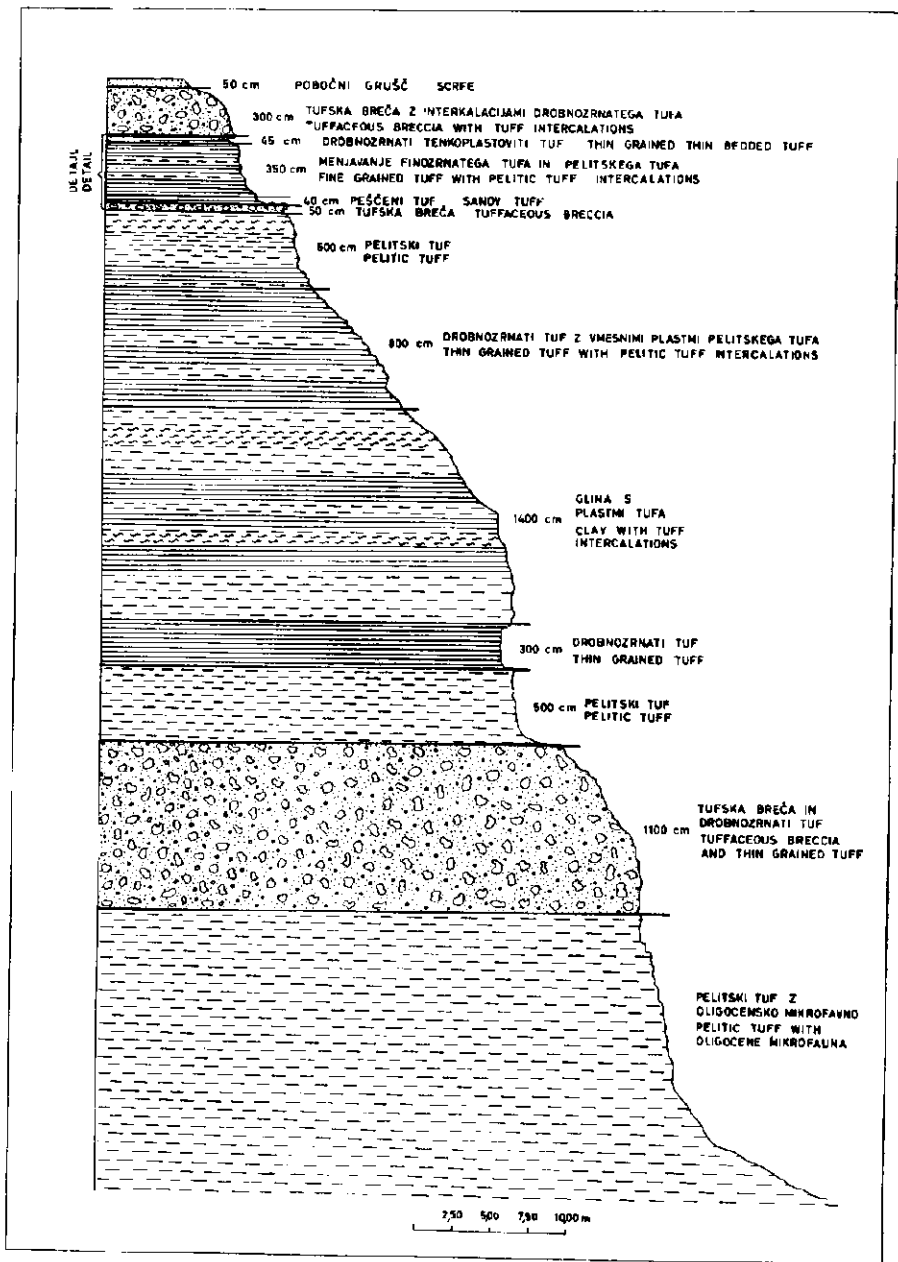
Vtrošniki femičnega minerala pripadajo avgitu, rogovači, biotitu, hiperstenu, olivinu, v tufskih različkih pa biotitu, avgitu in rogovači.

Struktura osnove magmatskih različkov je kriptokristalna do zelo drobnozrnata. Fluidalna struktura je redka. Tufski fragmenti so pogosto ohranjeni steklasti.

Ob dolgih prelomih, potekajočih v smeri severozahod—jugovzhod, ki ločijo tektonske enote prvega reda, so skladi horizontalno premaknjeni. Zaradi teh premikov je ozemlje, kjer se danes kažejo sledovi smrekovškega vulkanizma, raztrgano. Središče vulkanizma je bilo severno od današnjih Julijskih Alp, na kar kaže andezitni tuf pri Radovljici, ki ga najdemo le južno od savskega preloma; ozemlje severno od tega preloma pa je bilo premaknjeno proti jugovzhodu.

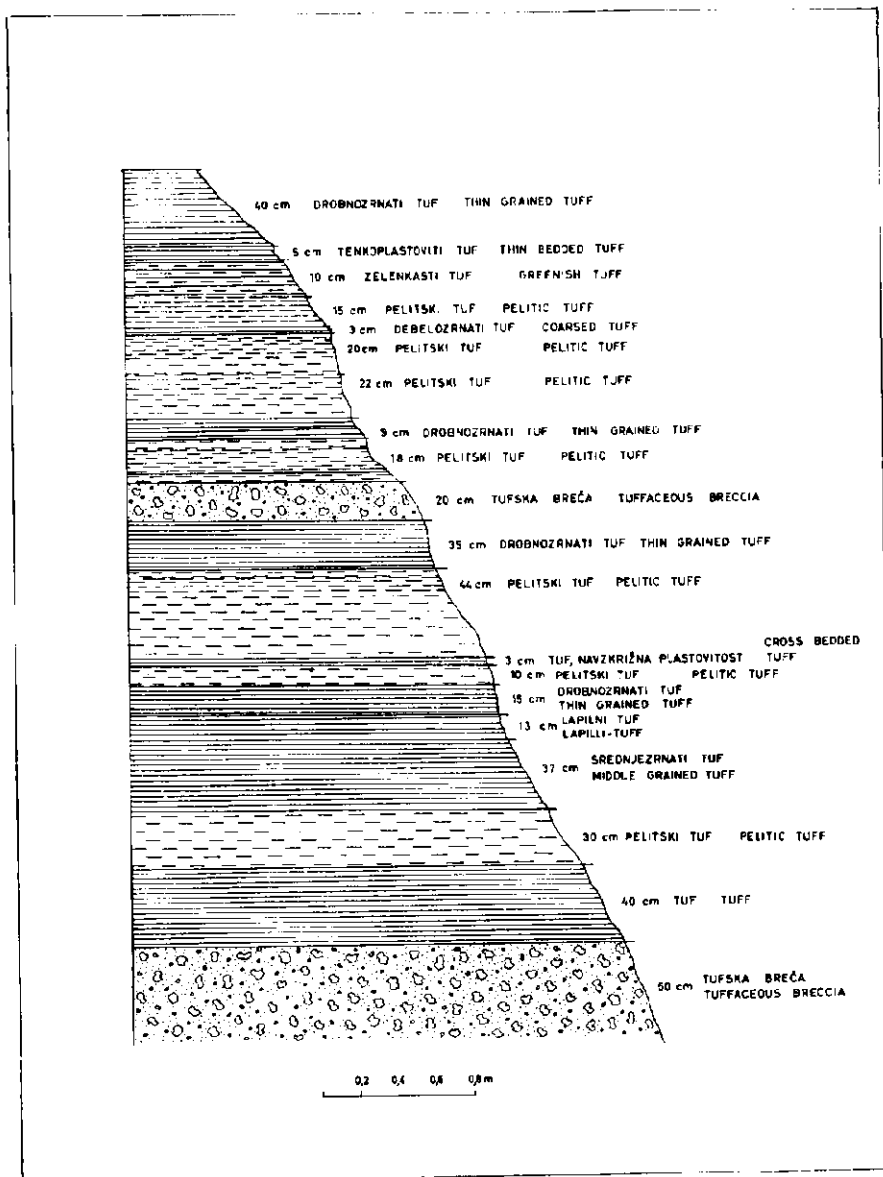
Uvod

V zadnjih desetih letih so ekipe Geološkega zavoda v Ljubljani kartirale ozemlje med Smrekovcem, Vitanjem, Rogaško Slatino, Celjem in Mozirjem. Na tem območju so razširjeni produkti smrekovškega andezit-



Sl. 1. Geološki prerez oligocenskega andezitnega tufa na južnem pobočju Smrekovca (Atelšek—Mačji potok)

Fig. 1. Geologic section of Oligocene andesite tuff on the southern slope of Smrekovec mountain (Atelšek—Mačji potok)



Sl. 1 a. Detajl slike 1
 Fig. 1 a. Detail of Figure 1

nega vulkanizma. Zaradi številnih petrografskih, stratigrafskih in tektonskih problemov smo se odločili, da te kamenine podrobneje raziščemo.

Podali bomo glavne petrografske značilnosti smrekovških predornin in tufov, zbranih pri regionalnem kartiranju lista Ravne in Slovenj Gradec v letu 1965, okolice Rogaške Slatine v letih 1958/59 in Šentjurja leta 1960. Upoštevali smo tudi zbruske jeder iz strukturne vrtine 1/61 pri Mali Pirešici, globoke 630 m, ki seče na zgornjih 180 m tufe, lapilne tufe in vulkanske breče. Nekaj podatkov nam je dal material z južnega in severnega obrobja celjske kotline, zbran leta 1963, material z južnega obrobja Velenja in Dobrne (Strmole, 1960) ter iz okolice Peračice na Gorenjskem (Duhovnik, 1964).

Produkte smrekovškega vulkana je pravilno določil in označil na svoji specialki že Teller (1898). Imenoval jih je avgitni andezit in tuf, ki sta lokalno bolj kislja in prehajata v dacit in njegov tuf. Nekatere kamenine, označene na Tellerjevi karti kot andezitni različki, so dejansko triadni felziti, ki vsebujejo vtrošnike kremena in kisle plagioklaze (Germovšek, 1955).

Geološka zgradba andezitnega območja

Območje smrekovškega vulkanizma pripada Kamniškim Alpam, ki jih ločita od Karavank smrekovski in šoštanjski prelom. Ta vulkanizem se kaže vzdolž smrekovškega preloma, ki omejuje južni rob tonalitnega pasu, ob šoštanskem prelomu, ki se odcepi od smrekovškega severno od Boskovca, in ob donačkem prelomu. Pas vulkanskega delovanja je bil dolg na današnjem slovenskem ozemlju okrog 80 km. Tufske kamenine so razširjene v glavnem na južni strani prelomov.

Južno od smrekovškega preloma imamo poleg andezita, dacita in njunih tufov še paleozojske in triadne sedimente s triadnimi vulkanskimi kameninami in terciarne sedimente. V neposredni bližini Smrekovca je triadna gruda Boskovca. Podobnih triadnih grud, vendar manjših, je še več jugovzhodno od Boskovca. Obdajajo jih morski oligocenski sedimenti z vložki andezitnega tufa. Brez dvoma so oligocenski sedimenti nekoč pokrivali celotno območje. Pozneje so bile terciarne plasti zaradi dviganja z grud odnesene in zato so danes na površini večine grud triadni skladi. Verjetno pa so nekatere še prekrite s terciarnimi sedimenti in jih zato površinsko ne moremo registrirati. Dviganja grud so sledila torej po odlžitvi oligocenskih plasti.

Andezit in dacit ter njuni tufi se pojavljajo izključno v oligocenskih sedimentih. Najniže ležijo srednjeoligocenski skladi, sestavljeni v spodnjem delu iz breče in konglomerata, više iz temne gline in apnenca, ponekod iz peščenega laporja. V apnencu so numuliti vrst *Nummulites intermedius* d'Arch. in *N. problematicus* Tellini.

Te plasti ustrezajo gornjegrajskim skladom. Pri Gornjem gradu in pri Poljšici je bila v njih najdena bogata fosilna favna. Pri Okonini dobimo bazalne plasti kot ekvivalent srednjeoligocenskih skladov. Apneno brečo z rdečim lapornatim vezivom, ki se je odlagala istočasno kot

gornjegrajski skladi, imenujemo okoninsko brečo. Teller (1898) jo je imel za obrobno tvorbo gornjegrajskih skladov.

Tudi više ležeč peščeni lapor s številnimi vložki tufa pripada šč srednjemu oligocenu. Te plasti so debele okoli 1000 m. Znano je namreč, da se lahko že pri enem samem kratkotrajnem izbruhu sedimentirajo več metrov debele plasti tufa. Zato nam je izredna debelina teh skladov razumljiva.

Te sedimente je Teller (1898) uvrščal na podlagi favne, ki jo je Rolle našel blizu Mozirja, še v spodnji miocen. Rijavčeva (1966) pa je ugotovila, da pripadajo srednjemu oligocenu, kar dokazuje naslednja mikrofavna: *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Vaginulinopsis gladius* (Phill.), *V. pseudodecorata* Hagn, *Almaena osnabrugensis* (v. Münster), *Nodosaria intersita* Franz., *Cyclammia* sp., *Karrerella siphonella* Reuss, *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Bathysiphon taurinensis* Sacco, *Gyroldines girardanus* (Reuss), *Robulus* sp., *Cornuspira polygyra* Reuss in *Uvigerina* sp. Po mnenju Rijavčeve, ki je to favno določila, je znala globina morja, v katerem so se sedimenti odlagali, od 100 do 200 m.

Po sedimentoloških raziskavah (Orehek in Silvester, 1966) so ti srednjeoligocenski skladi sestavljeni iz laporja, apnena peščenjaka z mnogo rožena, drobnozrnatega in finozrnatega kremenovega peščenjaka s primesjo kalcijevega karbonata, sivega in zelenkastega tufa in temno sivega, skoraj črnega tufita. Med temi sedimenti so majhni vložki andezita in dacita.

V splošnem se menjavata ciklično tuf in tufit v bližini nekdanjih kraterjev, dalje od kraterjev prevladuje peščenjak z manj tufskih vložkov. Južno od Smrekovca smo v useku nove gozdne ceste izdelali profil o menjavanju tufa in tufita v srednjeoligocenskih skladih. Del tega profila kaže slika 1. Profil kaže na ritmično odlaganje sedimentov. Ritem se navadno pričinja z debelozrnatim tufom, sledi bolj drobnozrnati tuf in končno pelitski tuf (sliki 2 in 3).

V plasteh tufa vidimo zanimive kroglaste oblike, delno povzročene zaradi lateralnih pritiskov delno zaradi težnosti.

Ob pričetku vsakega vulkanskega izbruha je priletel v morje debelozrnati vulkanski material. Nato je prihajal vedno drobnejši pepel in tako je nastajal vedno bolj finozrnati tuf, delno že tufit. Nastajanje tufita, ki je zmes vulkanskega pepela in morsklega glinastega blata ter ostankov organizmov, kaže na nekoliko daljša obdobja posameznih erupcijskih faz. Če bi bila namreč vulkanska faza kratkotrajna, se ne bi mogle poleg vulkanskega materiala usedati še tolike količine morskih sedimentov in celo hišice foraminifer.

O starosti smrekovškega vulkanizma govori tudi Van Bemmel (1965, p. 261). Uvršča ga v intermediarno fazo med flišno in molasno fazo alpske orogeneze. Ta vmesna faza spada po njegovem mnenju v srednji oligocen, ko so nastali zaradi prečnih pritiskov prelomi v smeri severozahod—jugovzhod in ne več v smeri vzhod—zahod kot v flišni orogenetski fazi. Smrekovski vulkanizem je deloval ob takem prelomu, ki danes loči Kamniške Alpe od južnih Karavank.

Po Čiriću (1965, p. 503) pripadajo oligocenski sedimenti notranjih Dinaridov, kamor po njegovem mnenju spadajo tudi Kamniške Alpe, že molasi. Čirić ne razlikuje intermediarne faze.

Naša molasa je po Muratovu nastala v medgorskih depresijah (med dvema orogenetskima vejama: dinaridsko in alpidsko) in se tako loči od periferne molase.

Molasa je po Čiriću pozno geosinklinalna formacija bazenov, ki so se periodično pogrezali. V konglomeratih so kosi, ki ne izvirajo iz kamenin lastne serije v nasprotju s flišem, ki ima v konglomeratih kamenine nastale že v flišni seriji. Molasa vsebuje premog, velike fosile in mikrofosile, medtem ko v flišu premoga ni. Take razmere pa imamo pri nas.

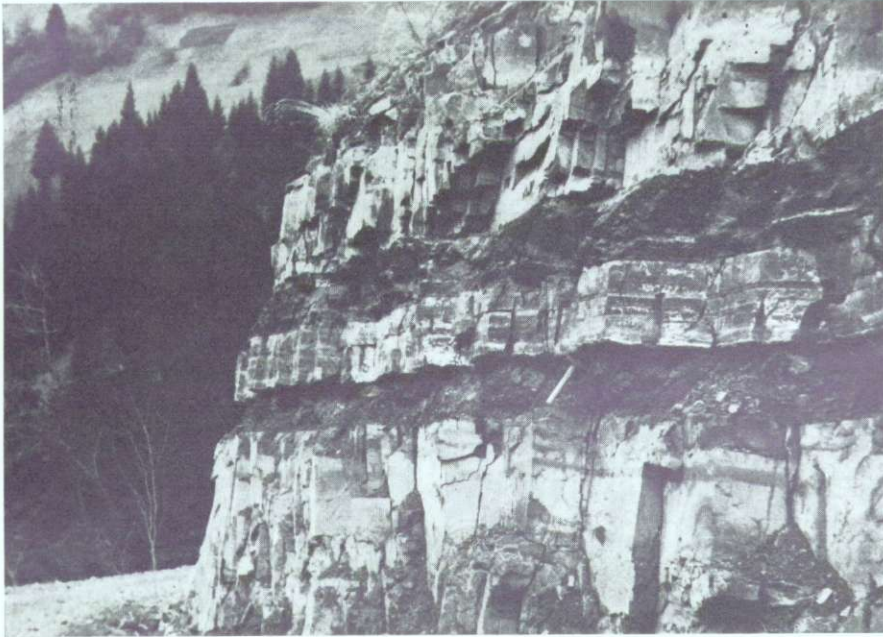
Bazen z oligocenskimi sedimenti se je periodično pogrezal. Enakomerno pogrezanje je bilo prekinjeno morda prav zaradi vulkanske dejavnosti.

Zanimivo je, da severno od Smrekovca in Velenjske kotline produktov smrekovskega vulkanizma ni. Smrekovski prelom je na tem območju zanje ostra meja. Ponekod sta tuf in andezit s prelomom ostro odrezana. Severovzhodno od preloma ni več sledu niti o tufu niti o andezitu, medtem ko dobimo tam tudi še oligocenske sedimente.

Po dosedanjih koncepcijah o zgradbi Alpidov in Dinaridov je bil južni rob Karavank narinjen na območje Kamniških Alp. Novejše raziskave kažejo, da ob smrekovskem in šoštanjskem prelomu ne gre za nariv, temveč za horizontalni premik. Regionalni študij tektonskih razmer na Slovenskem v zadnjih letih nam je to potrdil. Tudi premiki ob drugih dolgih (najmlajših) prelomih v smeri severozahod—jugovzhod, ki sekajo slovensko ozemlje, so bili horizontalni in ne vertikalni. Take so razmere ob predjamskem in idrijskem prelomu, kot kaže pa tudi ob savskem. Povsod gre za »desne premike«; analogne plasti najdemo namreč ob obeh straneh preloma vedno v določenih razmikih. Ti razmiki znašajo pri idrijskem prelomu okoli 14 km, pri savskem do 25 km in pri smrekovškem najmanj 25 km.

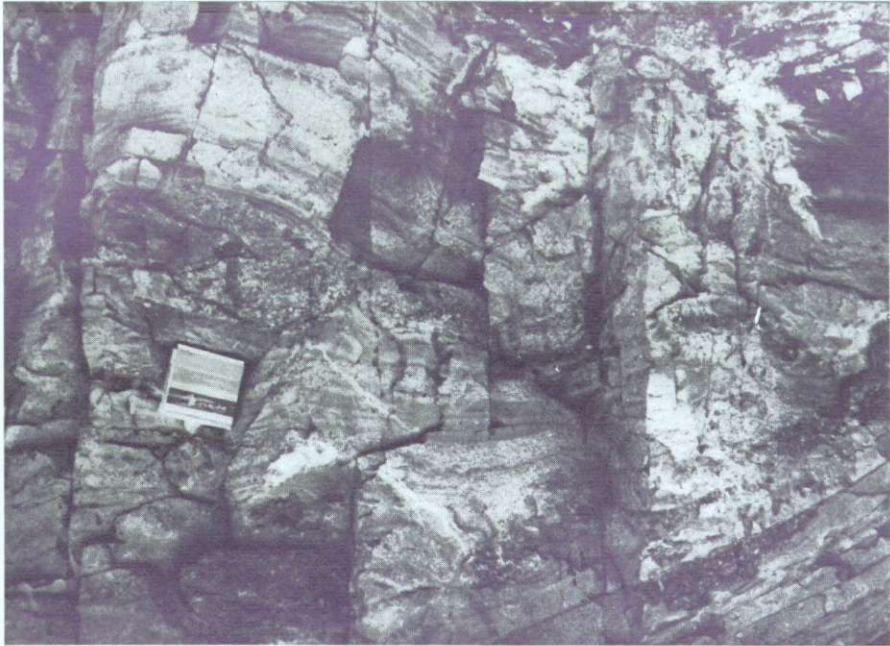
Iz tega izvajamo še nadaljnje sklepe. Kot kaže, je bilo središče vulkanizma severno od današnjih Julijskih Alp. Tako si lahko razlagamo, zakaj danes ne najdemo andezitnega tufa v oligocenskih plasteh severno od savskega preloma na Gorenjskem, medtem ko ga dobimo v Radovljiški kotlini južno od preloma. Pri prvotnem položaju Kamniških Alp je ležalo območje smrekovskega andezitnega tufa, ki pripada isti tektonski enoti kot Kamniške Alpe, severno od Radovljiške kotline, torej severno od savskega preloma.

Na podoben premik kažejo geološke razmere ob smrekovškem prelomu. Tuf in andezit sta tam ostro odrezana. Nadaljevanje vulkanskega območja moramo iskati ali pri Zrečah ali celo nekje pod mladoterciarnim pokrovom Dravinjskih gor in Ptujskega polja, kamor je bilo premaknjeno z območja današnje tonalitne cone pri Črni. Zaradi tektonskih premikov je torej območje smrekovskega vulkanizma danes raztrgano.



Sl. 2. Ritmično menjavanje pelitskega in zrnatega andezitnega tufa na južnem pobočju Smrekovca

Fig. 2. Rhythmic alternation of pelitic and fine grained andesite tuff on the southern slope of Smrekovec mountain



Sl. 3. Ritmično menjavanje debelo in srednjezrnatega andezitnega tufa ob novi cesti na južnem pobočju Smrekovca (Detajl)

Fig. 3. Rhythmic alternation of coarse and middle grained andesite tuffs along the new road on the southern slope of Smrekovec mountain (Detail)

Petrografske značilnosti smrekovškega vulkanizma

Glavni produkt smrekovškega vulkana je piroklastični material, po večini lepo sortiran od najfinejšega do debelega. Ker so se tufi mešali z drugim materialom, prehajajo v tufite in tufske kamenine. Pregledani vzorci tufa niso zvarjeni. Prevladujoč klastični material in njegova struktura dokazujeta, da je magma vsebovala veliko plinskih mehurčkov. Ohranjeni izlivi lave so redki. Strnjeni starejši izlivi in stene kraterjev so bili pri ponovnih vulkanskih eksplozijah večinoma zdrobljeni in tvorijo bistveni del vulkanskih breč in litoklastičnih tufov.

Pri mikroskopski preiskavi so nas zanimali predvsem bolj drobnozrnati različni tufa ter vsi do sedaj ugotovljeni magmatski izdanki.

Andezit

Razen andezita s Smrekovca smo raziskali še andezit pri Jesenku vzhodno od Celja, andezitno brečo severozahodno od Rogaške Slatine na območju Cerovca in izdanek andezita v kamnolomu Trlično pri Sv. Roku. Za vse raziskane andezitne vzorce (skupno 13) je značilno, da so megaskopsko različni in bolj ali manj nehomogeni. Vsi imajo porfirsko strukturo s kriptokristalno in mikrokristalno, redko steklasto ali zelo drobnozrnato osnovo. V steklasti osnovi vzorcev opazujemo drobne paličaste plagioklaze ali njihove mikrolite, ki plavajo okrog vtrošnikov, kar je značilno za trahitsko strukturo. Značilni so tudi mikroliti femičnih mineralov. En sam vzorec s Smrekovca kaže slabo izraženo fluidalno teksturo. Megaskopsko vidno izrazito fluidalno teksturo ima hiperstenov andezit iz kamnoloma Trlično. Ohranjeno steklo je temno rjavo, zaradi primesi železovih oksidov, ki so drobno dispergirani. Kristalizirana osnova pa je navadno zelena v različnih odtenkih, kar je odvisno od količine in velikosti kloritnih zrn in dispergiranih mikrolitov neprosojnih mineralov, zlasti pirita in magnetita. Našli smo tudi različke, ki imajo drobno kristalizirano osnovo in so popolnoma beli.

Vtrošniki so po velikosti redko homogeni; pogosto opazujemo zvezne prehode od velikih do majhnih zrn osnove. Včasih se združujejo v nepravilne skupke, kjer so zavirali rast drug drugega, kar označujemo kot glomeroporfirsko strukturo.

Vtrošniki andezita so plagioklazi, avgit, v manjši meri hipersten, rogovača in celo olivin. Biotit je značilen predvsem za tufske različke. Vtrošniki so idiomorfni, hipidiomorfni, pogosto tudi nalomljeni, magmatsko in kemično resorbirani. Večji vtrošniki merijo nekaj mm, povečini okrog 1 mm, manjši vtrošniki osnove pa le nekaj desetink mm. Vtrošniki so pogosto sveži, so pa tudi delno ali popolnoma kloritizirani, plagioklazi pa albitizirani; oboji so pogosto kalcificirani. Vključki v plagioklazu so lahko femični in neprosojni minerali, pogostne so iglice apatita in zapolnitve s steklom. Apatit je orientiran paralelno kristalografskim ploskvam plagioklaza.

V plagioklazih opazujemo oscilacijsko, zakrpano in normalno conarnost. Včasih so conarni tudi drobni paličasti glineneci osnove. Dvojčični

zakoni, ki jih opazujemo, so albitski, karlovarski in manebaški. Ponekod so dvojčična zraščanja v delu zrna nepravilno prekinjena.

Kristali plagioklazov v andezitu kakor tudi v tufu so pogosto popolnoma prozorni in so zato primerni za merjenje po metodi Fedorova. Ugotovili smo, da so plagioklazi, ki so visokotemperaturni, v andezitu povečini bolj bazični kot v tufu (sl. 4 in 5). Manjša zrna, ki pripadajo že osnovi, so navadno nekoliko bolj kislja kot večja.

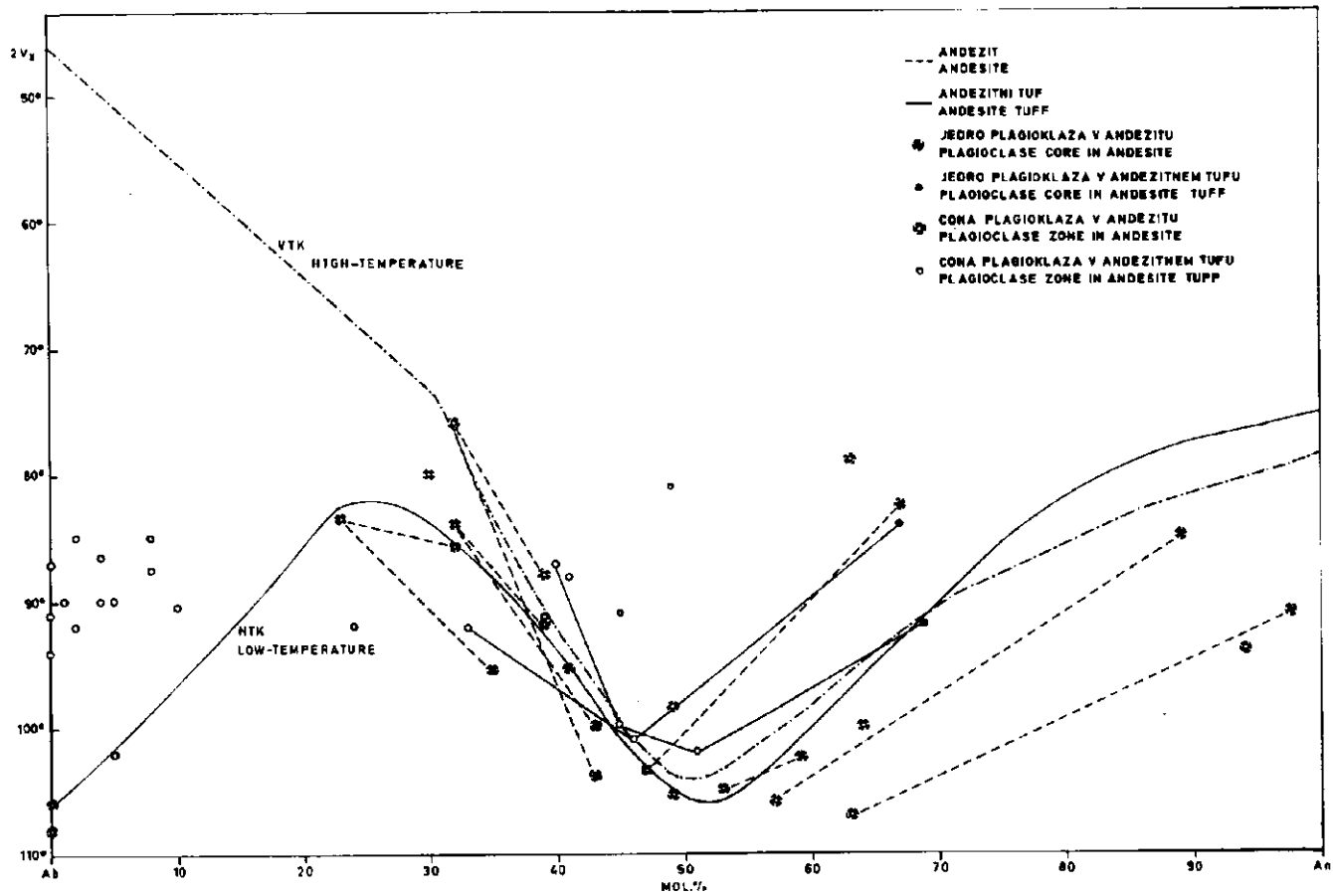
Razlika v sestavi med korodiranim bazičnim jedrom plagioklaza in prvo cono kristala je vedno največja (sl. 6). Včasih jedro ni korodirano le na obodu, temveč tudi v notranjosti, kar nam da značilna kvadratasta polja, kajti korozija v notranjosti jedra se je začela ob ploskvah razkolnosti. V naslednji fazi kristalizacije plagioklaza je nastala prva cona iz bolj kisle raztopine. Ta raztopina je zapolnila tudi votlinice v jedru kristala. Nastala je zakrpana conarnost, ki smo jo lepo opazovali pri nekaterih zrnih (sl. 7), medtem ko smo oscilacijsko conarnost opazovali pri večini zrn plagioklaza.

Zakrpana conarnost nastane po Vanceju (1962, 1965) v plagioklazih magem, ki so zelo viskozne, siromašne s hlapnimi snovmi in niso pregrete. Plagioklazi, ki so kristalizirali pri visokih pritiskih, se po vdoru magne v višje nivoje in območje nižjega pritiska resorbirajo. Pri ponovni kristalizaciji pri nižjem pritisku začne kristalizirati na obodu in v korodirani notranjosti z natrijem bolj bogat plagioklaz. Kemična sestava magne je ostala pri teh pojavih nespremenjena, bistveno se je spremenil le parcialni pritisk hlapnih snovi v magmi in v manjši meri tudi usmerjeni pritisk.

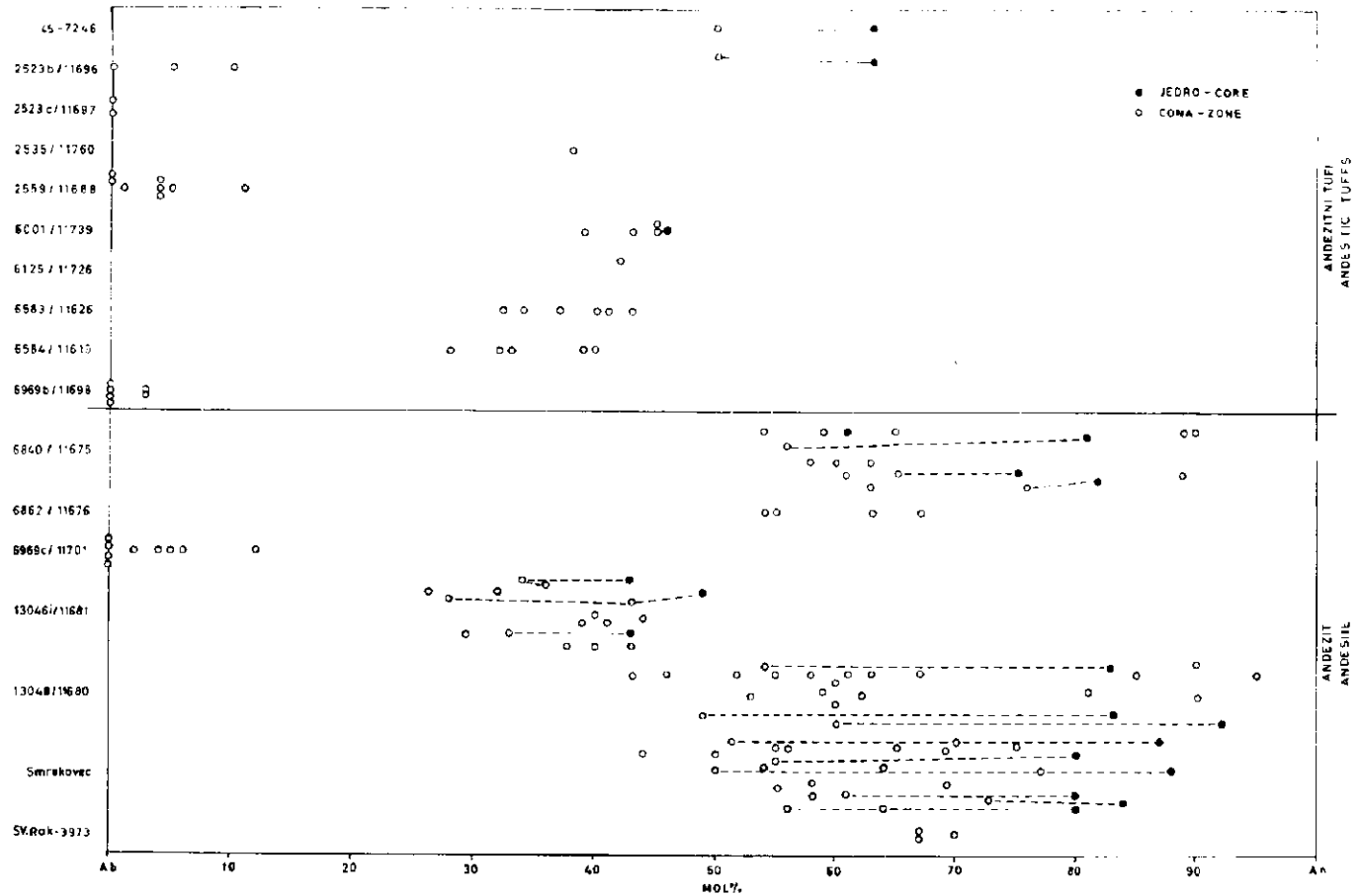
Fina oscilacijska conarnost nastane zaradi razmerja med difuzijo aluminija ter silicija in rastjo kristala. Rast kristala povzroča, da se zniža koncentracija aluminija v talini in zato postajajo kristali vedno bolj kislji. Ko je koncentracija aluminija prenizka, kristal preneha rasti, dokler se zaradi difuzije na meji kristala koncentracija aluminija zopet ne poveča in izenači s koncentracijo v celotni talini. To teorijo je prvi postavil Harloff (1927) in so jo kasneje izpopolnili (Bottinga, Kudo, Weill 1966).

Oscilacijske cone plagioklazov so zelo številne. Največ smo jih ugotovili okrog 80, povečini pa precej manj. Na univerzalni mizici kažejo navadno tudi na videz homogeni kristali cone, ki so seveda le slabo izražene. Na plagioklazih opazujemo dve ali več con, širokih okrog 0,1 mm; vsaka kaže mikrovariacije tako po sestavi kakor tudi po številu oscilacij; merijo pogosto le po nekaj mikronov. Po metodi Fedorova je možno meriti le glavne oscilacijske cone, razlike med njimi znašajo navadno okrog 10 % anortita (sl. 8).

Kristali so povečini hipidiomorfni, redkeje idiomorfni; pogosto so nalomljeni. Meja med korodiranim jedrom in prvo cono je nepravilna, vendar zaradi velike razlike lomnih količnikov po reliefu ostra. Optična kontinuiteta pri kristalizaciji je vedno ohranjena. Idiomorfnost vsakega, tudi zelo tankega oscilacijskega ovoja, je navadno ostro izražena. Opazujemo pa tudi delno korozijo oscilacijskih con pred kristalizacijo naslednje in redko tudi difuzne postopne prehode. V različnih smereh kristala je



Sl. 4. Variacija sestave in kota optičnih osi plagioklazov v andezitu in njegovem tufu
 Fig. 4. Variation of the composition and optic axial angle in plagioclases of andesite and andesite tuff



Sl. 5. Sestava plagioklazov v andezitu in njegovem tufu. Kota optičnih osi ni bilomogoče meriti direktno
 Fig. 5. Plagioclase composition in andesite and andesite tuff. The optic angle could not be determined

število oscilacijskih con različno. Po končani fazi kristalizacije so bili vtrošniki pogosto kemično ali pa magmatsko resorbirani.

Ker so vzorci andezita redki, smo zmerili v njih skoraj vsa zrna vtrošnikov plagioklazov po metodi Fedorova (sl. 4 in 5). Korodirana bazična jedra ustrezajo bitovnit-anortitu z 80 % do 90 % anortita. Vrednosti anortita v conah variirajo od 44 % do 77 %. Večinoma je razlika v vsebini anortita med prvo cono in jedrom 20 %, redko do 30 %. Razlike med oscilacijskimi conami pa so 10 %, redkeje do 20 % anortita. V posameznih conah opazujemo mikrovariacije v sestavi za nekaj odstotkov anortita. V belem različku (vz. 13 046 i), ki je bolj kisle sestave, znašajo vrednosti anortita jedra in posameznih con 49 %, 43 % in 28 %. Okrog večjih vtrošnikov je pogosto še bolj kislja zunanja cona, široka le nekaj mikronov, ki jo pa lahko ugotavljamo le po kotu potemnitve, sestave pa zaradi premajhne širine ne moremo meriti.

Plagioklazi so včasih tudi albitizirani, in sicer popolnoma (vz. 13 337) ali pa le delno (vz. 6 862, sl. 4 in 5). Albitizirani različki imajo navadno tudi delno spremenjeno osnovo in so zato lahko podobni triadnim predorninam.

Kot optičnih osi variira od pozitivne do negativne vrednosti ustrezno kemični sestavi, ki se kaže v spremembi odstotka anortita (sl. 4). Razmerje med odstotkom anortita in direktno merjenim kotom optičnih osi se spreminja v skladu s Kaadenovo krivuljo (Tröger, 1959). Na sliki 5 so nanese izmerjene vrednosti procenta anortita tistih plagioklazov, na katerih ni bilo možno izmeriti obeh potemnitev optičnih osi.

V andezitnih različkih so femični minerali sveži, pogosto pa tudi kloritizirani. En sam femični mineral kot vtrošnik za andezit ni značilen. Najbolj pogosten vtrošnik je avgit, poleg njega pa se pojavlja hipersten (vz. 5 854 in 13 048). Oba minerala sta rahlo pleohroična, in sicer v podolžni smeri zelenkasto, v prečni pa rahlo rjavkasto rožnato. Avgit tvori dvojčična in lamelarna praščenja. Na enem vtrošniku opazimo, da je jedro avgitovo, obod pa hiperstenov. V enem vzorcu (6 840) je avgit delno nadomeščen z rjavkastim sljudnatim mineralom, ki ima močan dvolom. Ta mineral ne nadomešča samo femičnega minerala, temveč se nahaja tudi v osnovi in kot droben vključek v vtrošnikih plagioklaza. Mogoče pripada hidrobiotitu ali vermikulitu. Andezit v kamnolomu Trlično vsebuje od femičnih mineralov samo hipersten v obliki vtrošnikov. V vzorcu z grebena Smrekovca pa so kot vtrošniki femičnih mineralov zastopani avgit, hipersten in olivin. Olivin je rahlo zelenkast, popolnoma nepravilnih oblik, nekoliko razpotegnjen, neizrazito lamelaren in nepravilno razpokan. Iste femične minerale vsebuje tudi andezit iz Jesenka. Serpentinizirane olivinove vtrošnike smo našli v vulkanski bombi pri Mali Pirešici. Biotit in rogovačo, ki se po literaturnih podatkih običajno pojavljata v andezitih, smo našli v enem samem vzorcu (13 046 i). Oba minerala sta povečini kloritizirana in vsebujeta veliko drobnih neprosojnih zrn, ki so koncentrirana na obrobni delih mineralov. Rogovača je zelo razpotegnjena, doseže celo 5 mm. Eno dvojčično zrno rogovače ima vključek biotita in manjša zrnca plagioklaza. V enem zrnju rogovače je šibko izražena conarnost. Pleohroizem rogovače in biotita je zelen do temno rjav, skoraj črn. Andezit

s Smrekovca (vz. 13 337) vsebuje kot femični vtrošnik samo rogovačo, ki je zelo kalcificirana in kloritizirana. Femični mineral v andezitu iz kamnoloma Cerovec je popolnoma kloritiziran in kalcificiran, vendar je kratko stebričasta kontura tega minerala ohranjena. Osnova vzorca vsebuje velike krpe klorita (do nekaj desetink mm).

Podatki optičnih lastnosti femičnih mineralov v andezitu

Vzorec 6 854

hipersten $2 V_x = 43^\circ, 54^\circ, 57^\circ, 61,5^\circ, 56^\circ, 61^\circ, 59^\circ, 58^\circ, 58^\circ$

avgit $2 V_y = 53^\circ, 38^\circ, 60^\circ$

$[010] = //Nm, R_1 \searrow R_2 = 88^\circ, [001] \searrow Ng = 41^\circ$

Vzorec 6 840

Eno samo nespremenjeno femično zrno pripada avgitu s kotom $2 V_y = 52^\circ$.

Vzorec z vrha Smrekovca

hipersten $2 V_x = 68^\circ, 57^\circ$

avgit $2 V_y = 42^\circ, Ng \searrow [001] = 42^\circ$

olivin-fajalit $2 V_x = 56^\circ, 52^\circ$, pravokotnica na neizrazite lamele je $//Nm$

Hiperstenov andezit iz kamnoloma Trlično:

hipersten $2 V_x = 53,5^\circ, 60^\circ, 58^\circ, 55^\circ, 57^\circ, (66^\circ)$.

Po femičnih mineralih ločimo med raziskanimi andeziti hiperstenovo-avgitni, rogovačin in biotitno-rogovačin andezit. Kamenina iz kamnoloma Trlično je hiperstenov andezit (F a n i n g e r, 1966).

Mandljaste tvorbe so v andezitih značilne in tudi v pregledanih vzorcih pogostne. Vzorec andezita z vrha Smrekovca vsebuje redke podolgovate mandlje (velike do 0,3 mm, redko skoraj 1 mm), ki so koncentrično zapolnjeni z več plastmi mikrokristalne snovi. Ob obodu je verjetno mikrokristalni kremen, sledi mikrokristalni klorit, en značilen notranji ovoj je kratko vlaknat in rjavkast. V sredini večjih mandljev je včasih še brezbarvni radialni mineral, verjetno kremenov različek. Večje mandlje, zapolnjene z radialnimi agregati kremenca in kalcita, ki se izmenjujeta koncentrično, smo našli tudi v vzorcih dacita južno od Velenja. Tudi andezit iz kamnolomov Trlično in Cerovec vsebuje mandlje.

V vzorcu andezita iz cerovškega kamnoloma opazimo številne litoidne fragmente, ki so močno limonitizirani in vsebujejo drobne idiomorfne, povečini paličaste glinence. Konture napram kloritizirani osnovi kamenine so povečini precej ostre, vendar ponekod rahlo zabrisane. V drugih vzorcih andezita nismo našli kameninskih fragmentov.

V tabelah prilagamo troje kemičnih analiz, in sicer analizo hiperstenovo-avgitnega andezita s pobočja Smrekovca (tab. 1), hiperstenovega andezita iz kamnoloma Trlično (tab. 2) in brečastega kloritiziranega in delno kalcificiranega andezita iz kamnoloma Cerovec pri Rogiški Slatini (tab. 3).

HIPERSTENOVO-AVGITNI ANDEZIT — HYPERSTHENE AUGITE ANDESITE

Črni vrh, Smrekovec

Analiziral M. Treppo, Metalurški inštitut,
Analyzed by Ljubljana

Tabcla 1
Table 1

Kemična analiza Chemical analysis			Normativna mineralna sestava CIPW norms	
SiO ₂	58,44	59,63	q	19,5
TiO ₂	0,68	0,69	or	4,45
Al ₂ O ₃	17,2	17,56	ab	24,1
Fe ₂ O ₃	3,5	3,57	an	32,8
FeO	3,81	3,89	di _{Mg}	0,43
MgO	3,4	3,47	hy _{Mg}	8,5
CaO	7,0	7,15	hy _{Fe}	2,64
Na ₂ O	2,8	2,87	mt	4,87
K ₂ O	0,7	0,72	il	1,37
P ₂ O ₅	0,19	0,2	ap	0,62
H ₂ O ⁺	2,02	—	cc	0,2
H ₂ O	0,50	—	pr	0,48
CO ₂	0,09	0,09		
S	0,24	0,24		
				99,96
Vsota Total	100,57	100,00		

Nigglijevi parametri
The Niggli-parameters

al	32,02
fm	34,08
c	23,84
alk	10,06
si	185
k	0,15
mg	0,42

$\frac{Sal}{Fem}$ 4,2

$\frac{Q}{F}$ 0,32

$\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'}$ 0,4

$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$ 0,17

Formula CIPW II, 4, 4, 4

Izračunana sestava plagioklazov: 56,4 % an
Calculated plagioclase composition:

Izmerjena sestava plagioklazov: 87 % an jedro — core
Measured plagioclase composition: 70 % an sr. cona — first zone
48 % an zun. cona — outer zone

HIPERSTENOV ANDEZIT — HYPERSTENE ANDESITE

Sv. Rok, Rogaška Slatina

Analiziral S. Kandare, Geološki zavod,
Analyzed by Ljubljana

Tabela 2
Table 2

Kemična analiza Chemical analysis			Normativna mineralna sestava CIPW norms	
SiO ₂	62,75	64,71	q	22,5
TiO ₂	0,54	0,56	c	0,80
Al ₂ O ₃	16,15	16,66	or	6,67
Fe ₂ O ₃	0,98	1,01	ab	33,01
FeO	5,03	5,18	an	22,24
MnO	0,09	0,09	hy _{Mg}	3,4
MgO	1,29	1,34	hy _{Fe}	7,92
CaO	4,89	5,04	mt	1,39
Na ₂ O	3,75	3,87	il	1,07
K ₂ O	1,07	1,1	ap	0,31
P ₂ O ₅	0,14	0,15	cc	0,7
H ₂ O ⁻	0,35	—		
H ₂ O ⁺	2,62	—		
S pod	0,01	—		
CO ₂	0,29	0,29		
	99,94	100,00		100,01

Nigglijevi parametri
The Niggli-parameters

al	36,47
fm	26,62
c	20,13
alk	16,78
si	241,4
k	0,16
mg	0,28

Sal 5,76
Fem

Q	0,33
F	
$\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'}$	0,93
$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	0,19
Formula CIPW II, 4, 3, 4	

Izračunana sestava plagioklazov: 39 % an
Calculated plagioclase composition:

Izmerjena sestava plagioklazov: 68 % an
Measured plagioclase composition:

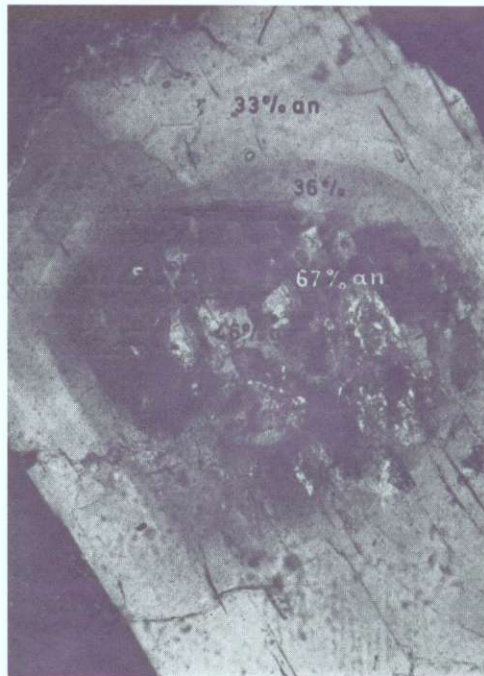


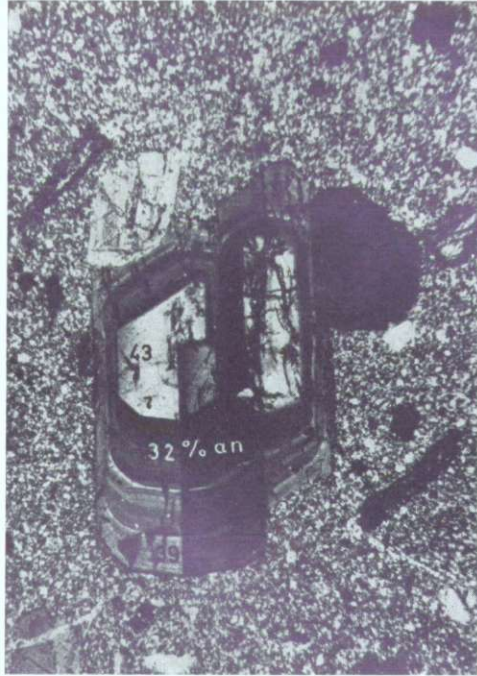
Sl. 6. Vz. 13 048/11 680, vzhodno od kmetije Brložnik, Smrekovec. Nikola +, 35 X. Hipersteno-avgitni andezit z zelo drobnozrnato osnovo. V plagioklazu je viden ostanek bazičnega magmatsko korodiranega jedra

Fig. 6. Sam. 13 048/11 680, east of Brložnik farmhouse, Smrekovec mountain. Polars +, 35 X. Hypersthene augite andesite with fine grained groundmass. In plagioclase phenocryst a core of anorthite is recorded

Sl. 7. Vrtina 1/61, Mala Pirešica, vz. 45/7 246, gl. 156 m, nikola +, 85 X. Andezitni kristalo- in litoklastični tuf; detajl: zakrpana conarnost v plagioklazu

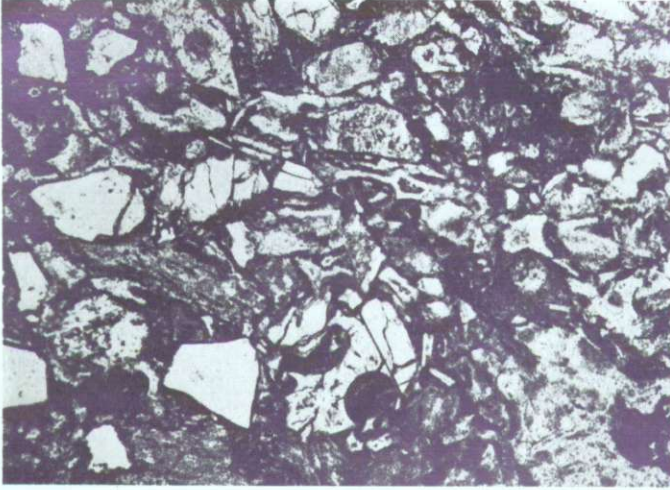
Fig. 7. Bore hole 1/61, Mala Pirešica, sam. 45/7 246, depth 156 mts, polars +, 85 X. Andesitic crystal-lithic tuff. Detail: plagioclase patchy zoning





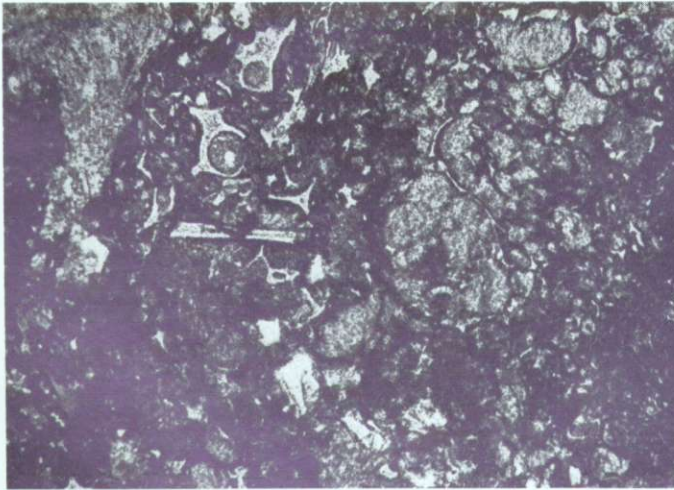
Sl. 8. Vz. 13 046 i/11 681, kmetija Atelšek, Smrekovec. Nikola +, 35 ×. Biotitno-rogovačni andezit z drobnozrnato osnovo. Plagioklaz kaže oscilacijsko conarnost

Fig. 8. Sam. 13 046 i/11 681, Atelšek farmhouse, Smrekovec mountain. Polars +, 35 ×. Biotite-hornblende andesite with fine grained groundmass. Plagioclase phenocryst shows oscillatory zoning



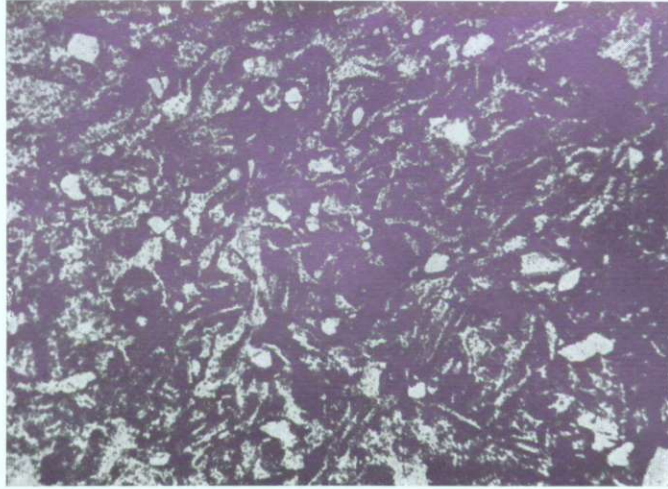
Sl. 9. Vz. 4 567/11 586, jugozahodno od Št. Ruperta. Nikola //, 35 ×. Andezitni kristalo- in litoklastični tuf z značilnimi steklastimi kameninskimi fragmenti

Fig. 9. Sam. 4 567/11 586, southwest from Št. Rupert. Polars //, 35 ×. Andesitic crystal-lithic tuff with plagioclase and glass particles



Sl. 10. Vrtina 1/61, Mala Pirešica, vz. 1/7 249, gl. 101,20 m, nikola //, 35 ×. Lapilni andezitni tuf s fragmenti plovca in značilnimi drobci stekla

Fig. 10. Bore hole 1/61, Mala Pirešica, sam. 1/7 249, depth 101,20 mts, polars //, 35 ×. Andesitic lapilli tuff with pumice fragments and glass shards



Sl. 11. Vz. 6 369/11 559, južno od Št. Ruperta. Nikola //, 35 ×.
Značilni andezitni vitroklastični tuf

Fig. 11. Sam. 6 369/11 559, south from Št. Rupert. Polars //,
35 ×. Andesitic vitric tuff composed chiefly of shards



Sl. 12. Vrtina 1/61, Mala Pirešica, vz. 41/7 242, gl. 150,20 m,
nikola +, 35 ×. Andezitni kristalo- in litoklastični tuf. Šte-
vilni so kristali plagioklaza ter mikrokristalni litoklastični
fragmenti

Fig. 12. Bore hole 1/61, Mala Pirešica, sam. 41/7 242, depth
150,20 mts, polars +, 35 ×. Andesitic crystal-lithic tuff with
plagioclase crystals and microcrystalline rock fragments

ANDEZIT — ANDESITE

Cerovski kamnolom

Analiziral S. Kandare, Geološki zavod,
Analyzed by Ljubljana

Tabela 3
Table 3

Kemična analiza Chemical analysis			Normativna mineralna sestava CIPW norms	
SiO ₂	53,87	55,88	q	15,00
TiO ₂	1,00	1,04	c	9,79
Al ₂ O ₃	22,12	22,95	or	5,00
Fe ₂ O ₃	1,92	1,99	ab	37,20
FeO	3,30	3,43	an	13,72
MgO	3,10	3,22	hy _{Mg}	8,1
CaO	4,53	4,7	hy _{Fe}	2,90
Na ₂ O	4,26	4,39	mt	3,01
K ₂ O	0,78	0,81	il	1,97
P ₂ O ₅	0,17	0,18	ap	0,31
H ₂ O ⁻	1,16	—	cc	3,20
H ₂ O ⁺	2,60	—		
S	0,005	0,005		
CO ₂	1,36	1,41		
	100,175	100,00		100,10

Nigglijevi parametri
The Niggli-parameters

al	48,6
fm	15,98
c	18,14
alk	17,28
si	201,0
k	0,11
mg	1,09

Sal	4,2
Fem	
Q	0,27
F	
$\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'}$	1,63
$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	0,13
Formula CIPW II, 5, 3, 5	

Izračunana sestava plagioklazov: 37 % an
Calculated plagioclase composition:

Izmerjena sestava plagioklazov: 30 % do 50 % an (večja zrna — large grains)
Measured plagioclase composition: 10 % do 20 % an (manjša zrna — small grains)

Andezitni tuf

Pregledani vzorci (skupno 200) pripadajo litoklastičnemu, vitroklastičnemu in kristaloklastičnemu tufu ter vsem možnim kombinacijam teh komponent.

Fragmenti litoklastičnega tufa pripadajo predvsem drobcem lave in luknjičavega plovca. Ti fragmenti so ohranjeni večidel steklasti, redkeje so kriptokristalni. Tuji vključki pa so kvarcit in roženec.

V drobcih plovca so plinske votlinice včasih lepo okrogle (sl. 9), po večini pa so deformirane v cevaste oblike (sl. 10). Votlinice v plovcu so navadno zapolnjene s kriptokristalno silikatno snovjo. Pogosto so fragmenti kloritizirani in kalcificirani, njihova struktura pa je ohranjena. Manjši vtrošniki v fragmentih plovca so redki. Pripadajo plagioklazu, redkeje biotitu.

Precej razširjen je vitroklastični tuf (sl. 11), ki dokazuje večjo silo drobljenja pri eksploziji kot tuf, sestavljen iz fragmentov plovca. Večinoma je dobro sortiran. Sestavljen je iz značilnih drobcov stekla, ki predstavljajo stene eksplodiranih plinskih mehurčkov. Velikost drobcov stekla variira od manj kot 0,1 mm do nekaj desetink mm. V enem zbrusku smo našli celo 1 mm dolg fragment nekdanje stisnjene in razpotegnjene stene mehurčka. V nekaterih vzorcih se med sicer dobro sortiranim drobnozrnatim materialom nahajajo tudi posamezni večji fragmenti plovca. Tudi fragmenti plovca litoklastičnega tufa so dobro sortirani, včasih delno zaobljeni, kar dokazuje krajši transport pred dokončnim usedanjem. V vulkanski breči so drobci slabše sortirani; med večjimi fragmenti tvorijo osnovo manjši, bolj zdrobljeni.

Kristali kot bistvena komponenta kristaloklastičnega tufa pripadajo plagioklazom; od femičnih mineralov sta značilna biotit in avgit, rogovača je redkejša. Biotit je rjavo in zeleno pleohroičen. Plagioklazov je največ 50 %, ostali del kamenine pa pripada v glavnem litoidnim fragmentom (sl. 12).

Debelina plasti, v katerih prevladujejo kristali plagioklazov, zelo variira; včasih znaša le nekaj centimetrov. Sortiranost je dobra. V posameznih plasteh opazujemo drobnozrnate do srednjezrnate plagioklaze.

Plagioklazi imajo isto sestavo in strukturo kot v andezitu, le močno korodiranih ekstremno bazičnih jeder v njih nismo našli. Pripadajo visokotemperaturnemu andezinu, včasih pa tudi sekundarnemu albit-oligoklazu (sl. 4 in 5). Maksimum izmerjenih vrednosti anortita pade med 40 % in 50 %. Sicer so vrednosti razsipane med 30 % in 60 % anortita. V albitiziranih različkih tufov pa niha vrednost anortita med 0 % in 10 %. Kot optičnih osi se spreminja ustrezno sestavi.

Fragmenti starejšega efuzivnega materiala, ki je sestavljal stene kraterjev in so ga mlajše eksplozije zdrobile, so navadno ohranjeni steklasti, pogosto imajo trahitsko strukturo s tankimi paličastimi glinenci in z drobnimi vtrošniki plagioklaza. So tudi mikrokristalni, homogeni ali pa imajo izrazito fluidalno teksturo. Perlitska struktura fragmentov je redka (vz. 6 866 in 6 786) in včasih združena s trahitsko (vz. 13 318).

V teh fragmentih so pogosto ohranjeni drobni, paralelno orientirani mandlji, zapolnjeni z različnimi vrstami klorita.

Piroklastični fragmenti se navadno neposredno dotikajo ali jih veže kloritno vezivo kontaktnega tipa. Včasih pa je v njih več mikrokristalne osnove, sestavljene iz vulkanskega prahu, ki ga je težko ločiti od stekla. Osnova je pogosto kalcificirana, kar velja včasih tudi za fragmente in kristale, strukture pa so ohranjene.

Poseben vulkanski fragment so vulkanske andezitne bombe, ki se nahajajo posamezno, včasih tudi močneje koncentrirane (Smartno ob Paki) v drobnozrnatih vulkanskih brečah in lapilnih tufih. Merijo od nekaj cm do nekaj dm in so lepo zaobljene. Breča je uporabna kot okrasni kamen, vendar je neugodno to, da vulkanske bombe hitreje preperevajo kot osnova. Pregledali smo en sam zbrusek vulkanske bombe z območja Male Pirešice. Kot vtrošnike vsebuje andezin-labradorit, avgit, hipersten, rogovačo, ki je popolnoma kloritizirana in jo spoznamo le po stebričasti obliki, in povečini serpentiniziran olivin. Proces serpentinizacije se je začel ob razpokah. Osnova je mikrokristalna, motna in bogata z mikroliti neprosojnega minerala.

Smrekovške tufe smo primerjali z vzorci peraiškiškega tufa, ki nam jih je dal na vpogled prof. D u h o v n i k (1964).

Med peraiškim tufskim klastičnim materialom nismo zasledili zelo grobozrnate, temveč le bolj drobnozrnato vulkansko brečo ter vse drobnejše frakcije do pelitskega tufa. Nastopajo vitroklastični, kristaloklastični in litoklastični tufi, ki imajo isto sestavo in strukturo kot smrekovski. Steklo je pogosto še ohranjeno. Spremembe so zelo napredovale, opazujemo kloritizacijo, kalcifikacijo in kaolinizacijo. Kristali plagioklaza so v pregledanih bruskih navadno ohranjeni sveži. Podatki o meritvah Dolar-Mantuanijeve po metodi Fedorova (1937, sl. 5 in 6) kažejo, da gre za visokotemperaturni plagioklaz. Njegove vrednosti anortita so razsipane med 30 % do 50 %. Od femičnih mineralov smo ugotovili biotit, ki je večinoma kloritiziran.

Po sestavi peraiških in smrekovških tufov sklepamo na njihov skupen izvor.

Pregledani dait južno od Velenja se po strukturi, ki ni homogena, ne razlikuje močno od njegovega tufa. Struktura je porfirska. Med vtrošniki prevladujeta kremen in plagioklaz; od femičnih mineralov nastopata predvsem zeleno pleohroična rogovača in rjavo pleohroični biotit. Vtrošniki avgita so manj značilni. Rombičnega piroksena in olivina pa v teh kameninah, za katere je značilno nastopanje prostega kremenca, ni.

Za vtrošnike kremenca in pogosto tudi plagioklaza je značilno, da so magmatsko močno korodirani. Plagioklazi pripadajo andezinu, a so pogosto albitizirani in sericitizirani. Sprememba je lahko popolna, ali pa le delna, zajema lahko le jedro, ali pa ovoj.

Steklata osnova je navadno precej grobo kristalizirana, vendar je polna mikrolitov ter zato motna in nedoločljiva. Pogosto so kljub kristalizaciji še vidni paličasti plagioklazi hialopilitne osnove.

THE SMREKOVEC ANDESITE AND ITS TUFF

The Smrekovec volcano products are principally pyroclastic rocks. Lava flows are scarce. Pyroclastic material structure and its predominance prove high magma gas content, strong magma vesiculation and very explosive behavior of magma. According to grain size there exist all gradations from coarser rocks, such as volcanic breccias and agglomerates with bombs to ash and finest volcanic dust. Pyroclastic rocks are often well sorted, but graded bedding in large and small scale was apperceived too. Where aerially transported material has been deposited in marine waters, tuffs contain admixed sedimentary material and grade to tuffaceous rocks intercalated with marls and quartz sandstones.

Petrographically especially finer-grained tuffs and andesite outcrops were studied. Composition of effusives and tuffs is andesitic, only locally dacitic. Andesite chemical analyses are shown in tables 1, 2, and 3.

Andesite minerals as phenocrysts are represented by less sodic plagioclase and by more mafic crystals than they exist in andesite tuffs. High-temperature plagioclase in andesite ranges from oligoclase to bytownite, in tuff it ranges from oligoclase to labradorite (Figs. 4 and 5). Corroded cores of anorthite are determined only in andesite (Fig. 6). Nearly all plagioclases are twinned, showing zoning of various types: normal, calcic-core, patchy (Fig. 7), and especially oscillatory type (Fig. 8). Matrix plagioclases are more sodic and sometimes likewise zoned. Plagioclase alteration such as albitization (Figs. 4 and 5), sericitization, and calcitization occurs often.

Mafic phenocrysts are represented by augite, green and brown hornblende, hypersthene, biotite, seldom olivine-fayalite. Mineralogical varieties show predominancy of two or one of these. In tuffs only biotite, augite, seldom hornblende are mafic crystals.

For dacite and its tuffs large corroded quartz phenocrysts are characteristic. Besides andesine and hornblende phenocrysts occur.

All effusives are porphyritic and in some cases glomeroporphyritic or seriate-porphyritic in texture. Matrix glass is brown, but generally shows devitrification, when it is cryptocrystalline or fine-grained. Trachytic, hyalopilitic, perlitic, vesicular, and amygdular textures occur in andesite and its pyroclastic fragments.

The examined tuffs are on the nature of their particles vitric, lithic, and crystal ones. Between them all gradations exist (Figs. 9, 10, 11, 12). Vitric tuffs contain predominantly glass shards, and are often excellently sorted. Crystals and crystal fragments are of plagioclase, and only exceptionally of biotite, augite, or quartz. Lithic tuff fragments include pumice and pieces of older flows and pyroclastic rocks genetically associated with the tuff itself. Also glass shards, pyrogenetic plagioclases and finest volcanic dust are admixed. The composition of coarser volcanic rocks is similar to the above mentioned.

In some examined samples alterations are very advanced.

Petrographically examined andesite tuffs occurring north of Radovljica are showing similarity with finer-grained Smrekovec pyroclastic rocks.

The foraminiferal fauna, included in the marly and tuffaceous intercalations in andesite tuffs, prove the Oligocene age of Smrekovec volcanic deposits.

The Smrekovec tuffs are spread out along the Smrekovec, Šoštanj, and Donati faults. It is very interesting to note, that they are occurring only on the southern part of the mentioned faults. Similarly also in Highland Slovenia north of Radovljica, andesite tuffs occur only south of the Sava fault. Regional studies indicate, that the center of Smrekovec volcano activity was in the region of Radovljica. The northern block of the Sava fault has been horizontally displaced towards the south-east. The length of this displacement amounts to 25 kms.

LITERATURA

Bemmelen, R. W. van in Meulenkaamp, J. E., 1965, Beiträge zur Geologie des Drauzuges. Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen; 4 slike, 1 tabela in 3 table, str. 213—268; Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 108, Wien.

Bottinga, Y., Kudo, A., Weill, D., 1966, Some observations on oscillatory zoning and crystallisation of magmatic plagioclase, *Am. Min.*, Vol. 51, May-June, No. 5. and 6.

Čirić, B., 1965, Sur les flyschs et les molasses du cycle alpin dans les Dinarides yougoslaves; 3 slike, str. 499—540; *Bull. de la Soc. géol. de France*, 7 Série, Tome VII, No. 3, Paris.

Dolar-Mantuani, L., 1937, Piračički tufi, *Vesnik Geol. inst. Kralj. Jugoslavije*, knj. V, 8 slik, 12 tabel in 1 geol. karta. Beograd.

Duhovnik, J., 1964, Andezitski tufi v Peračici na Gorenjskem, *Arhiv Inštituta za geologijo Univerze v Ljubljani*.

Faninger, E., 1966, Hiperstenov andezit pri Sv. Roku ob Sotli, *Geologija* 9, Ljubljana.

Germovšek, C., 1959, Triadne predornine severovzhodne Slovenije, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, razred za prirodoslovne in medicinske vede, Ljubljana.

Grad, K., 1963, *Geologija Celjskog basena*, *Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani*.

Heinrich, E. W. M., 1958, *Microscopic Petrography*, New York.

Orček, S., Silvester, M., 1966, Poročilo o sedimentno petrografski preiskavi vzorcev na listu Ravne—Slovenj Gradec; *Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana*.

Rijavec, L., Šribar, L., 1966, Mikropaleontološka preiskava vzorcev na listu Ravne 54 in Slovenj Gradec 53; *Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana*.

Rittmann, A., 1960, *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Stuttgart.

Strmole, D., 1960, Odnosi med magmatskimi kameninami okolice Belih vod, Velenja in Dobrne, njihova starost in geneza; naloga za strokovni izpit pri Geološkem zavodu, Ljubljana.

Teller, F., 1898, *Erläuterungen zur Geologischen Karte Prassberg*, Wien.

Tröger, W. E., 1935, *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*, Berlin.

Tröger, W. E., 1959, *Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*, Teil 1, 3. Aufl., Stuttgart.

Verhoogen, J., 1951, *Mechanics of Ash Formation*, *Am. Jour. Sci.*, Vol. 249, Oct.

Vance, J. A., 1962, Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning, *Am. Jour. Sci.*, Vol. 260, Dec.

Vance, J. A., 1965, Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning, *Jour. Geol.*, Vol. 73, July, No. 4.

ZEOLITI V OLIGOCENSKIH TUFIH MED MOZIRJEM IN CELJEM

Anton Grimšičar

S 4 slikami med tekstem in z 2 slikama v prilogi

Geološki opis

Pri geoloških raziskavah smo imeli večkrat priložnost spoznati raznovrstnost tufov smrekovške erupcije širom Slovenije. Od debelozrnatih tufov, ki se pojavljajo od Luč v Šavinski dolini do Velenja v bližini oligocenske andezitne vulkanske črte, do drobnozrnatih, ki so bolj oddaljeni od nje proti jugu in se med njimi pojavljajo vedno debelejši vložki laporjev in bentonitov (Grimšičar, 1954, 166, Rihteršič, 1958, 194/5).

Od nahajališč smo podrobno raziskali zaenkrat samo dve najpomembnejši, ki ju že dalj časa izkoriščajo; to sta Gorenje in Zaloška gorica.

Nahajališče Gorenje leži severozahodno od istoimenske vasi blizu ceste Gorenje—Mozirje, oziroma Mozirje—Šoštanj (sl. 1). V bližini so včasih pridobivali tuf predvsem kot okrasni kamen, ki je bil značilen zaradi okroglastih rjavih »bombe«. Te »bombe« hitreje preperevajo kot osnova, zato so zadnja leta izkoriščanje opustili.

Ko smo spomladi 1963 vzeli vzorce za laboratorijsko raziskavo, je bilo že znano, da ta tuf s pridom uporablja cementna industrija. Pokazal je namreč ugodne pucolanske lastnosti z apnom (tlačna trdnost 66 kp/cm², upogibna trdnost 23,5 kp/cm²). Ponovno smo večji povprečen vzorec vzeli leta 1965 in ga raziskali tudi mineraloško.

Žal se med debelimi skladi tufa pojavljajo neenakomerne debele plasti tufsko-laporastega glinovca, ki ima le slabe pucolanske lastnosti in preizkušanci niso stabilni. To kaže, da vsebuje lapor primesi montmorillonita, kar so potrdile tudi mineraloške raziskave.

Nahajališče Zaloška gorica so odprli leta 1963 zaradi ugodne lege in velike pucolanske aktivnosti tufa (tlačna trdnost 109 kp/cm², upogibna trdnost 28,3 kp/cm²) (sl. 2). V kamnolomu, ki je do sedaj dal že okrog 300.000 m³ pucolanskega materiala, so pomešane razne vrste pretežno drobnozrnatih pelitskih tufov. Ti preidejo na skrajnem jugovzhodu pri vrhu celo v bentonit. Vzorec, ki smo ga vzeli leta 1965, predstavlja povpreček celotnega kamnoloma na dolžini okrog 200 metrov in v višini od 10 do 20 metrov. Vzorčevali smo v 16 brazdah prek vseh sten.

Mineraloške raziskave

Posameznih plasti zaenkrat še nismo analizirali, ampak le mineralno sestavo v splošnem.

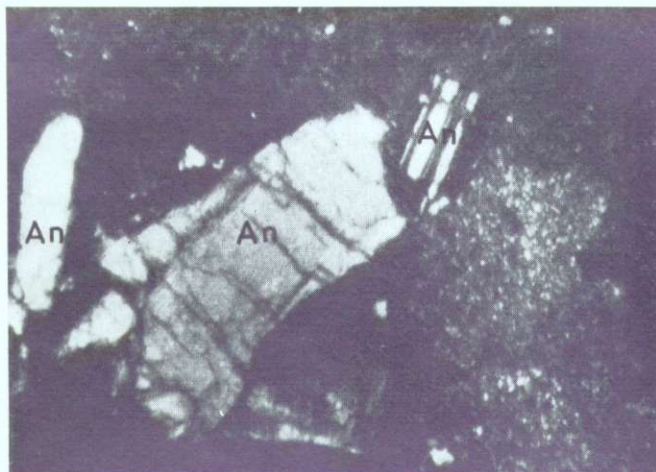
Mikroskopska raziskava vzorca Gorenje (sl. 3) je pokazala, da ga sestavlja v glavnem (85 %) drobno kristalinična tufska snov s kloritom in z veliko analcima. Precej je andezina (14 %), kristobalita, kalcita, kremenca, magnetita in pirita.

Izotropna drobno kristalinična snov z analcimom prevladuje v spodnjem zahodnem delu kamnoloma

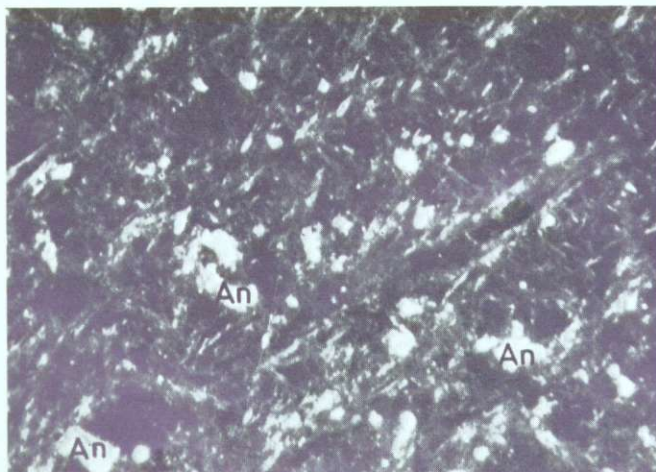
Mikroskopska raziskava vzorca tufa Zaloška gorica (sl. 4) je pokazala, da izotropna snov v celoti močno prevladuje, kar kaže na veliko primes zeolita (z lomnim količnikom 1,4680 do 1,4998). Interferenčne barve so



Sl. 1. Fig. 1. Kamnolom — Quarry of Gorenje. *P* preperel tuf — weathered tuff.
L tufsko laporasti glinovec — marly tuffaceous clay. *T* tuf — tuff.



Sl. 3. — Fig. 3. Mikroskopski posnetek tufa Gorenje. Pov. 43×, nikoli +. Veliki svetli vtrošniki andezina (An) in tufske mase. — Microphotograph of Gorenje tuff, × 43, + Nicols. Large light phenocrysts of andesine (An) and tuff substance.



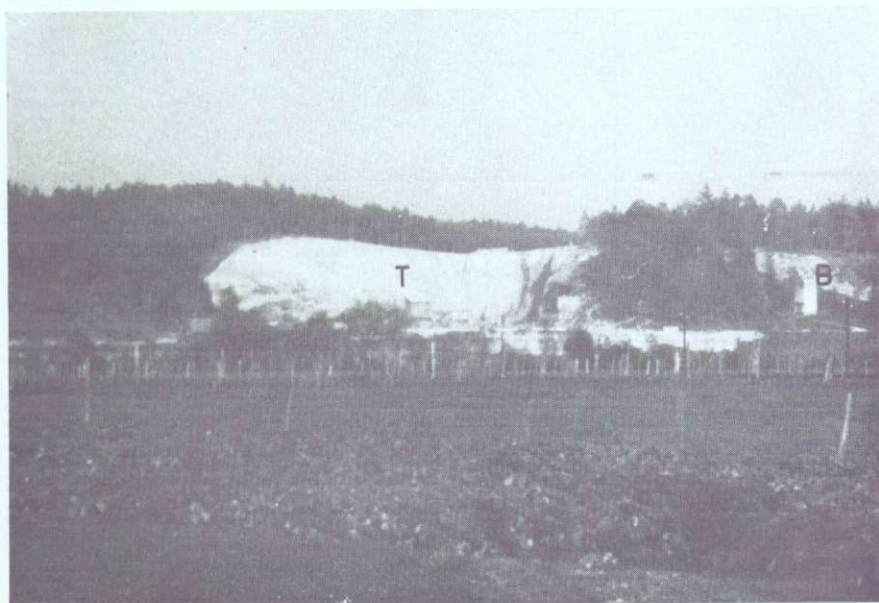
Sl. 4. — Fig. 4. Mikroskopski posnetek tufa iz Zaloške gorice. Pov. 43×, nikoli +. Majhni vtrošniki andezina (An) in tufska masa. — Microphotograph of Zaloška gorica tuff. × 43, Nicols +. Small phenocrysts of andesine (An).

Kemična analiza

	Gorenje		Zaloška gorica		Izmenjalni kationi po Hissingu v milivalih	
	Gorenje	Zaloška gorica	Gorenje	Zaloška gorica	Gorenje	Zaloška gorica
SiO ₂	63,45	67,52	Ca ⁺⁺	31,25	52,80	
Al ₂ O ₃	18,36	14,34	Mg ⁺⁺	7,68	15,20	
Fe ₂ O ₃ (+ FeO)	4,46	2,29	Na ⁺	48,31	13,24	
CaO	1,94	3,08	K ⁺	0,91	12,31	
MgO	1,44	0,82	Skupaj:	88,15	93,55	
SO ₃	0,21	0,47	* 10 % NH ₄ Cl			
Na ₂ O (K ₂ O)	3,69	2,04				
CO ₂	0,21	0,78				
Cl	+	0,10				
H ₂ O ⁺¹⁰⁵	5,77	7,67				
nedoločeno	0,20	0,38				

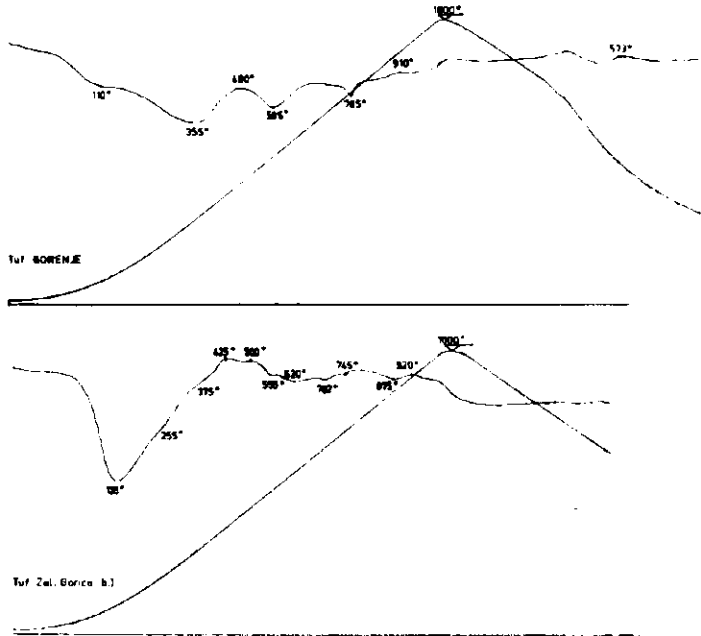
sive do bele. Glinenec je andezin, kremena je malo, malo je tudi pirita, kalcita in klorita. Od težkih mineralov smo našli sledove biotita, cirkona, rogovače, granata, anataza, levkoksena, rutila in pirofilita.

Diferenčno termično smo vzorec Gorenje analizirali z avtomatsko napravo Netzsch pri hitrosti 20^o C na minuto. Vzorec jasno kaže (sl. 5)



Sl. 2. — Fig. 2. Kamnolom — Quarry of Zaloška gorica. T tuf — tuff
B bentonit — bentonite clay.

na endotermni odklon pri 355° C, ki verjetno predstavlja glavni endotermni odklon za analcim in delno tudi za heulandit. Odklon je pokvarjen zaradi primesi pirita, ki ima eksotermno konico pri 480° C. Tudi endotermni odklon pri 585° C je verjetno še del odklona analcima (A-0044, Kirsch; A-0043, Mitchell), ki bi moral imeti konico pri 440 do 480° C. Endotermni odklon pri 785° C je verjetno zaradi majhne primesi montmorillonita in kalcita, delno pa lahko tudi heulandita (Mason in Sand, 1960, p. 344).



Sl. 5. — Fig. 5. Diferenčno termični analizi tufa iz nahajališč Gorenje in Zaloška gorica, 20° C/min, 1/2, Netzsch — Differential thermal analysis.

Diferenčno termično analizo vzorca Zaloška gorica smo izdelali enako kot za Gorenje (sl. 5). Značilen je zlasti velik začetni odklon pri 135° C, ki kaže na veliko količino medplastovno vezane vode. Ta je v zeolitih in predvsem v montmorillonitu. Endotermne stopnje pri 255°, 375°, 555°, 620° in 745°, kakor tudi eksotermni odklon pri 500° C kažejo na zeolit skupine klinoptilolita s primesjo heulandita, endotermne konice pri 702°, 875° in eksotermni odklon pri 920° C pa na primes montmorrillonita, verjetno predvsem kalcijevega tipa. Majhna eksotermna konica pri 425° C je verjetno od primesi pirita.

Rentgenska analiza vzorca Gorenje je bila posneta s pomočjo naprave Philips, CuK α , Ni, z režo 0,006" pri hitrosti papirja 1/8 inch/min. v rentgenskem laboratoriju ZRMK. Vzorec jasno kaže močne difrakcijske črte $d = 5,64 \text{ \AA}$, $4,843 \text{ \AA}$, $3,424 \text{ \AA}$ in $2,919 \text{ \AA}$ (sl. 6). Vse so značilne predvsem za

zeolit analcim. Tudi za izhodni mineral andezin-oligoklaz so značilni odkloni $d = 4,036 \text{ \AA}$, $3,750 \text{ \AA}$, $3,217 \text{ \AA}$ in $3,183 \text{ \AA}$. Odkloni so nekoliko manjši kot za analcim, kar dokazuje precejšnjo količino slednjega. Zelo močan je tudi odklon za kremen $3,348 \text{ \AA}$ in $4,266 \text{ \AA}$. Zaznavni so še odkloni za klinoptilolit-heulandit, pirit, klorit in celo halit (NaCl). Primes montmorillonita je zelo majhna.

Rentgenska analiza vzorca Zaloška gorica je bila posneta z isto napravo kot za Gorenje, le z večjo rezo ($0,06''$) in pri manjši hitrosti papirja ($1/16$ inch/min). Difrakcijski odkloni jasno kažejo značilne odklone za zeolit klinoptilolit s primesjo heulandita. Za klinoptilolit sta značilna zlasti največja odklona $3,93 \text{ \AA}$ in $5,09 \text{ \AA}$, ostali so manjši in sovpadajo delno s heulanditom ($2,957 \text{ \AA}$). Delno se odboji pokrivajo z andezinom ($3,15 \text{ \AA}$, $3,39 \text{ \AA}$, $3,53 \text{ \AA}$, $4,62 \text{ \AA}$, $5,82 \text{ \AA}$). Nekaj več je tudi kremen in montmorillonit (tega je po kvantitativni analizi $6,3\%$). Montmorillonit smo rentgensko kontrolirali tudi z etilen glikolom in ugotovili močan značilen bazalni refleks (001) pri 17 \AA .

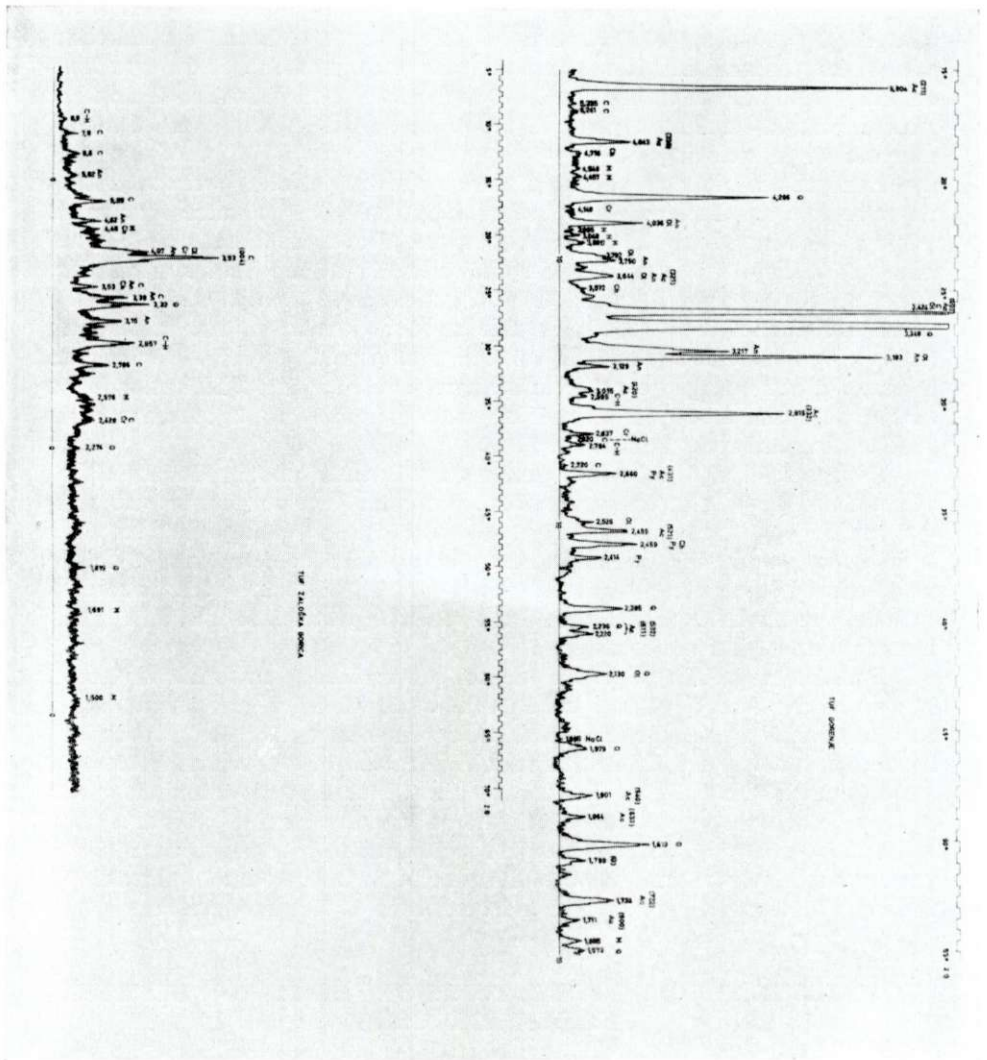
Po zgornjih ugotovitvah vidimo, da v tufu v okolici Gorenja prevladuje zeolit analcim, ki je postal ob posebnih pogojih geneze pod vplivom talne vode (Mumpton, 1960, p. 365). Pri tem je bil verjeten tudi vpliv diageneze. Velika količina natrijevega iona nakazuje, da je verjetno sodeloval zlasti vpliv morske vode. To dokazuje tudi prisotnost ugotovljene navadne soli (NaCl). Pirit razen tega kaže na usedanje v zalivskem območju z malo kisika.

Pri Zaloški gorici pa so bili pogoji sedimentacije nekoliko drugačni. Mason in Sand trdita, da nastaja klinoptilolit v jezerskem okolju in deloma tudi s pomočjo diageneze pri spremembi vulkanskega stekla. Tu imamo v izmenjavi s tufom namesto laporaste gline pretežno bentonite. Zeolit tvori lahko določene horizonte tako v tufih kot v bentonitih. Pirita je manj, zato pa je več kalcita, ki se je verjetno izločil pri nastajanju klinoptilolita. Brez dvoma je kemična aktivnost tega minerala in njegova povezanost z bentonitom vzrok številnim težavam in anomalijam, ki jih sedanji raziskovalci ugotavljajo pri bentonitu iz Zaloške gorice.

ZEOLITES IN THE OLIGOCENE TUFFS OF THE REGION BETWEEN MOZIRJE AND CELJE

In the paper some new mineral ingredients of the tuffs and the bentonites occurring in the region of the Smrekovec Tertiary eruption period are discussed. The samples from the quarries of Gorenje (E of Mozirje) in Zaloška gorica (NW of Celje), drew our attention to some mineral components which at first found no reasonable explanation. A closer study, and especially the differential thermal and X-ray analyses justified our conclusion that in these tuffs we have to deal with a considerable admixture of zeolites.

In the tuffs of Zaloška gorica, we determined chiefly clinoptilolite (empirical formula after Mumpton, 1960, p. 368: $\text{Na}_{20}\text{O}_{70}\text{CaO}_{12}\text{K}_0\text{O}_{15}\text{MgO}_{05}\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 8,5-10,5 \text{ SiO}_2 \cdot 6-7 \text{ H}_2\text{O}$), partially with transition



Sl. 6. — Fig. 6. Rentgenska posnetka — X-ray diffraction data.

Ac — analcim — analcime
 An — andezin — andesine
 C — klinoptilolit — clinoptilolite
 Ch — klorit — chlorite
 Cr — kristobalit — cristobalite

H — heulandit — heulandite
 M — montmorillonit — montmorillonite
 Ol — oligoklaz — oligoclase
 Py — pirit — pyrite
 Q — kremen — quartz

into heulandite (ideal formula after Wyart, 1933: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), representing in this group a similar proportion as the anortite among the feldspars (Mason & Sand, 1960, p. 340).

In the Gorenje samples, the analcime ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) has been determined.

In this paper, the tuffs are discussed only. But it is normal that beds with zeolites sometimes occur also in bentonites which originated from these tuffs, or which are alternating with them. In connection with the mentioned fact is the difficulty of determining the quality of bentonites. The zeolites namely show no plastic properties, although they are chemically active. This was also proved by the base exchange found in the tuffs in a far larger number than it would correspond to the determined quantity of montmorillonite in these tuffs. In the Gorenje tuffs the Na^+ cation predominates, and in the Zaloška gorica tuffs the Ca^{++} cation.

By heating of a sample of the Zaloška gorica tuff at 450° , it has been proved that the clinoptilolite highly prevails among the other minerals of the clinoptilolite-heulandite group (Mumpton, 1960, p. 361). Clinoptilolite is characteristic for the volcanic tuffs of the dacite to andesite magmas. Analcime, on the other hand, indicates mainly magmas rich in sodium.

This first determination in our country of zeolites in the wide-spread region of tuffs in Slovenia will undoubtedly open a new field of further research work.

LITERATURA

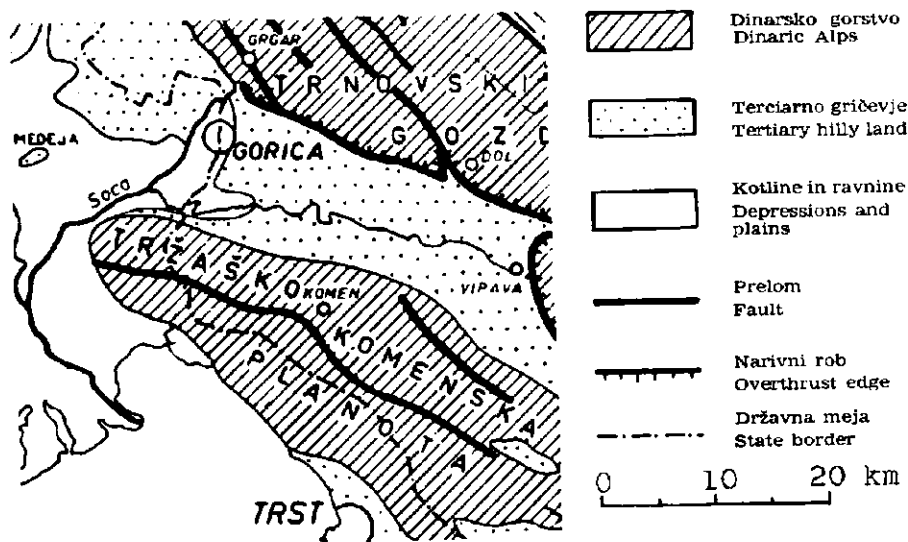
- ASTM, 1960, Index to the x-ray powder data file, Philadelphia.
- Droljc, Dimic, Grimšičar, Jenček, 1965, Aktivnost naravnih pucolanov in nekatera nahajališča v Sloveniji. Arhiv Zavoda za raziskavo materiala in konstrukcij, Ljubljana (elaborat).
- Mackenzie, R. C., 1962, Differential Thermal Analysis Data Index. London.
- Mason, B. and Sand L. B., 1960, Clinoptilolite from Patagonia; the relationship between clinoptilolite and heulandite. JMSA, št. 3/4.
- Mumpton, F. A., 1960, Clinoptilolite redefined, JMSA, št. 3/4.
- Rihteršič, J., 1958, Bentoniti v celjski kotlini. Geologija, 4. knjiga, Ljubljana.
- Šuklje L. in Grimšičar A., 1954, Drsljivost tektonsko poškodovanih hribin z glinastimi sestavinami. Gradbeni vestnik št. 29/30, Ljubljana.

MINERALI GLIN V NEKATERIH TALNIH ENOTAH SLOVENSKEGA PRIMORJA

Vera Gregorič

Z 10 slikami med tekstem

Minerali glin, so pomembni pri določanju geneze tal. Zato smo se odločili raziskati glinaste frakcije v raznih talnih enotah Slovenskega Primorja. V ta namen smo si izbrali določeno kartografsko enoto, ki je zanimiva v geološko-petrografskem in pedološkem pogledu (sl. 1).



Sl. 1. Tektonska skica Slovenskega Primorja
(Prof. I. Rakovec, 1956)

Fig. 1. Tectonic sketch of the Littoral Slovenia
(Prof. I. Rakovec, 1956)

Severni del območja predstavlja Trnovski gozd s svojimi geološkimi in klimatskimi posebnostmi. Vzporedno poteka Goriško-vipavska flišna cona, ki nudi zaradi matične podlage povsem drugačne razmere za tvorbo tal. Južno sledi Tržaško-komenska planota z značilnostmi pravega krasa, ki je močno vplival na razvoj tal.

I. GEOLOŠKO-PETROGRAFSKE RAZMERE

1. Trnovski gozd predstavlja antiklinalno cono Dinarskega sistema. Apnena in dolomitna gmota Trnovskega gozda je narinjena na flišne plasti goriško-vipavske kadunje. Pri tem so se flišne plasti zgnetle in nagubale, apnenci in dolomiti so se ob številnih prelomih močno zdrobili. Narivna ploskev je skoraj po vsej dolžini prekrita s pobočnim gruščem. Na južnem robu Trnovskega gozda so ob stiku prepustnih apnencev z neprepustnimi flišnimi plastmi večji kraški izviri (Buser, 1965).

Trnovski gozd sestavljajo v glavnem zgornjetriadni, jurski in kredni apnenci in dolomiti. Prevladujejo jurski skladi. Apnenci so različni, beli in gosti, oolitni, grebenski, rjavkasto sivi s polami in gomolji rožencev ter temno sivi bituminozni z vložki skrilavca. Dolomiti so povečini svetlo do temno sivi z značilno ostrorobo krojivtvo. Manj je pasovitih in zrnatih neskladovitih dolomitov. Površina ozemlja ima značilne oblike, ki so posledica različnega načina preperevanja apnenca in dolomita; na območju apnenca so kraški pojavi zelo razviti, na dolomitnem pa manj.

Na strmem južnem pobočju Trnovskega gozda so velike količine pleistocenskega in holocenskega apnenega grušča, delno sprijetega v brečo.

Zanimive so plasti ilovice, pomešane s številnimi kosi rožencev, ki pokrivajo dno doline Male in Velike Lazne. Ilovica je netopni ostanek preperlega zgornjajurskega ploščastega apnenca, ki je močno silificiran ter vsebuje številne gomolje in leče roženca.

2. Goriško-vipavska flišna kadunja se proti Gorici razširi in razprostore v Goriška Brda. Njen vzhodni del se zoži in je po ozkem pasu pri Razdrtem povezan s Postojnsko flišno kadunjo.

Podlago kadunje sestavlja zgornjepaleocenski alveolinsko-numulitni apnenec, ki više prehaja v eocenske flišne plasti (Pavlovec, 1962).

Morfološko se flišna kadunja močno odraža od Trnovskega gozda in Tržaško-komenske planote; potoki in reke so si vrezali struge in izoblikovali doline med kopastimi griči. Na peščenih tleh prevladujejo borovi gozdovi, na laporjih vinogradi, na ravninskih tleh pa njive in travniki.

3. Tržaško-komenska planota je zgrajena iz krednih usedlin. Prevladuje sivi apnenec z vložki temno sivega, bituminoznega apnenega skrilavca in tankih plasti roženca. Prvotno so te sklade prištevali v spodnjo kredo in jih imenovali »komenski skrilavci«. Pleničar je v njih našel radiolite in jih dal v zgornjo kredo. Označil jih je kot apnenčev skrilavec z roženci (Pleničar, 1961). Vsebujejo pa tudi plasti apnenca.

Manjši obseg zavzema beli in svetlo sivi neskladoviti zgornjekredni rudistni apnenec. V južnozahodnem delu planote sta zastopana še spodnjekredni temno sivi bituminozni apnenec in temno sivi debelozrnati bituminozni dolomit. Pri Dutovljah je manjše nahajališče kozinskega temno sivega in rjavkastega skladovitega apnenca, ki leži transgresivno na belem rudistnem apnencu. Tržaško-komenska planota je tipičen primer visokega krasa. Apnenec, ki je za vodo prepusten, je večidel gol ali prekrit s plitvimi tlemi in revno vegetacijo. Na temnem apnencu z vložki apnenega

skrilavca in ponekod roženca so tla globlja; prav tako na dnu velikih vrtač in suhih dolin. Taka tla so se razvila delno *in situ* s preperevanjem matične kamenine, delno sta jih tu akumulirala voda in veter.

II. TALNE RAZMERE

Po pedološki karti Trst 2 v merilu 1:50 000, katere avtorji so B. Vovk, M. Kodrič in D. Stepančič, so na tem območju najbolj razširjena pokarbonatna rjava in rdečkasto rjava tla, jerovica in rjava tla na flišu. Precej razširjeni so tudi psevdoglej in razne vrste obrečnih tal.

Za določanje mineralov glin v tleh smo si izbrali naslednje talne enote:

pokarbonatna rjava in rdečkasta rjava tla	— 10 profilov
jerovica in koluvalna tla	— 4 profili
rjava tla na flišu	— 9 profilov
podzol	— 2 profila
psevdoglej	— 5 profilov
obrečna tla	— 6 profilov

Profile tal sta na terenu opisala M. Kodrič in D. Stepančič ter vzela vzorce iz posameznih horizontov. Podrobnejše podatke o nekaterih profilih kažejo tabele 1 do 5.

Aciditeta in mehanska sestava tal

V tleh istočasno minerali razpadajo in nastajajo novi. Pri razvoju mineralov glin v tleh je važna reakcija okolja. Visok pH ter prisotnost Mg in Ca pospešujeta tvorbo montmorillonita, kislja reakcija pa mineralov kaolinitove skupine. Tvorba illita je vezana na večje količine K in na nevtralnno do slabo kislno reakcijo.

Ce hočemo določiti minerale glin, moramo iz tal pridobiti s pomočjo mehanske analize glinasto frakcijo. Ta ima zaradi plastovite strukture mineralov glin zelo veliko aktivno površino in je nosilec zamenjalne sposobnosti tal. Adsorpcijska zmožnost kaolinita je 20 meq na 100 g tal, montmorillonita 100 do 130 meq/100 g in illita 20 do 30 meq/100 g. Glinasta frakcija na ta način vpliva na pedogenetske procese in odloča o rodovitnosti tal.

Mehanske analize (po Robinsonu) vseh opisanih profilov kažejo, v kako tesni zvezi je mineralna sestava tal z matično kamenino. Na peščenjaku so razvita tla z večjim odstotkom peska in melja, medtem ko na glinastem in lapornatem skrilavcu prevladuje glina. Na razporeditev posameznih frakcij po horizontih je vplivalo izpiranje, kar je posebno jasno izraženo v izpranih pokarbonatnih tleh in v podzolu. Izpiranje povzroča premeščanje nespremenjenih delcev glin v nižje horizonte. Ce je reakcija okolja kislja, minerali glin pri premeščanju pogosto tudi razpadejo. Ta proces se pojavlja zlasti pri starejših, močnejše izpranih tleh. Na močno glinastih tleh je otežkočena migracija glinenih delcev. Proces migracije so bili močni v ledenih dobah predvsem zaradi soliflukcije.

POKARBONATNA TLA

1. tabela

Hori- zont	Globina cm	H ₂ O	pH n KCl	Droben pesek 0,2—0,02 mm %	Melj 0,02— 0,002 mm %	Glina pod 0,002 mm %
1 K Globoko pri Trnovem — rjava tla na zgornjejurskem temno sivem apnencu						
A ₁	0—5	6,54	5,51	38,8	39,1	22,3
(B)	5—48	6,67	4,90	29,1	43,7	27,2
57 D Kosmati hrib — rjava tla na zgornjekrednem sivem apnencu						
A ₁	0—6	6,65	5,89	34,8	28,4	36,8
(B)	6—20	6,80	5,82	32,4	26,2	41,4
53 K pod Prečnikom — rdečkasta rjava tla na spodnjekrednem temno sivem apnencu						
A ₁	0—25	7,34	6,30	30,6	22,6	46,8
(B)	25—70	7,42	6,22	15,5	5,7	78,8
6 K Mrzovec — izprana rjava tla na zgornjejurskem koralnem apnencu						
A ₁	0—3	7,32	6,58	50,5	33,0	16,5
A ₃	3—21	5,30	4,00	27,0	40,5	32,5
B	21—80	7,43	6,28	22,1	31,8	46,1
45 a K Ob cesti Branik—Pedrovo — izprana rdečkasto rjava tla na zgornjekrednem temno sivem apnencu z vložki apnenega skrilavca in roženca						
A ₁	0—15	5,35	4,02	28,9	44,2	26,9
A ₂	15—50	5,31	3,93	19,6	42,7	37,7
B ₁	50—85	5,87	4,16	13,2	24,5	62,3
B ₂	85—120	5,72	4,22	7,8	35,6	56,6
59 K Rupe pod Dutovljami — izprana rdečkasto rjava tla na zgornjekrednem temno sivem apnencu z vložki apnenega skrilavca in roženca						
A ₁	4—10	5,34	4,20	47,9	28,1	24,0
A ₃	10—25	5,16	4,13	44,8	27,0	28,2
B ₁	25—55	5,18	4,00	33,3	28,2	38,5
B ₂	55—90	5,55	4,13	26,0	21,0	53,0

JEROVICA IN KOLUVIALNA TLA

2. tabela

55 D Komen — jerovica na zgornjekrednem temno sivem apnencu z vložki apnenega skrilavca in roženca						
Ap	0—12	7,61	6,82	25,9	43,0	31,1
B ₁	12—37	7,77	6,86	27,6	39,1	33,3
B ₂	37—78	7,78	6,87	25,3	39,5	35,2
58 K Dutovlje — jerovica («ilovka») na kozinskem temno sivem apnencu (paleocen)						
Ap	0—25	6,53	5,16	37,2	26,2	36,6
B ₁	25—90	5,92	4,07	36,2	24,7	38,9
B ₂	90—130	5,58	4,13	39,4	25,4	35,2

Horizont	Globina cm	H ₂ O	pH		Droben pesek 0,2—0,02 mm %	Melj 0,02— 0,002 mm %	Glina pod 0,002 mm %
				n KCl			
25 K Špacapani — koluvialna rdečkasto rjava tla na eocenskem numulitnem apnencu							
A ₁	0—5	7,07		6,26	51,5	25,4	53,1
B	5—80	6,83		5,61	9,0	32,3	58,7
54 K Trublje — koluvialna rdečkasto rjava tla na spodnjekrednem debelozrnatem dolomitu							
A ₁	0—25	7,82		7,08	48,6	22,9	28,5
B	25—65	7,96		7,00	35,9	24,5	39,6

RJAVA TLA NA FLIŠU

3. tabela

7 D Moncorona — Gorica

Ap	0—45	6,31		5,08	31,9	37,3	30,8
(B)	45—62	6,13		4,65	29,4	30,0	40,6

36 K Oščevljek

A ₁	0—12	5,48		4,20	23,0	59,4	17,6
(B)	12—68	5,61		4,15	31,6	37,8	30,6

40 K Stara gora

A ₁	0—8	4,92		3,93	60,7	21,6	17,7
(B)	8—130	5,03		3,98	49,5	23,5	27,4

45 D Furlani

A ₁	0—10	7,80		6,88	45,1	31,6	23,3
(B)	10—34	8,08		6,90	39,2	37,3	23,5
(B)C	34—55	8,28		7,04	45,6	34,0	20,4

34 K Gradiška

A ₁	0—24	5,92		4,47	41,5	33,1	25,4
(B)	24—56	5,50		4,06	36,2	36,4	27,4
(B)C	56—85	5,72		4,03	25,2	37,6	37,2

PODZOL IN PSEVDOGLEJ

4. tabela

12 K Velika Lazna — skeletni podzol na silikatnem nanosu

A ₁	4—10	4,27		3,55	83,0	7,7	9,3
A ₂	10—18	4,16		3,08	51,5	36,8	11,7
B ₁	18—30	4,12		3,75	45,9	28,9	25,2
BC	30—60	4,48		3,50	42,4	38,4	19,2

Hori- zont	Globina cm	II ₂ O	pH	n KCl	Droben pesek 0,2—0,02 mm %	Melj 0,02— 0,002 mm %	Glina pod 0,002 mm %
20 K Miren-Bilje — slabo podzoljena tla na rečni naplavinini							
Ap	0—16	6,91		5,96	42,3	38,0	19,7
A ₁₂	16—25	6,65		5,60	28,7	36,9	36,4
B ₁	25—48	7,02		5,90	22,1	28,8	49,1
B ₂	48—80	7,22		6,45	30,5	27,5	42,0
47 K pod Vrhom Ušmarek — psevdoglej na eocenskem flišu							
Ap ₁	0—30	8,15		7,01	37,0	35,8	27,2
Ap ₂	30—78	8,17		7,01	36,1	34,6	29,3
Bg	78—120	7,94		6,78	44,2	25,6	30,2
60 D Panovec—Gorica — psevdoglej na eocenskem flišu							
Bg	40—67	5,63		3,93	33,2	30,4	36,2
BgC	67—110	5,60		4,05	26,1	32,4	41,5
64 K Rafut (Tivoli) — psevdoglej na eocenskem flišu							
A ₁	0— 6	5,42		4,01	49,8	28,7	21,5
B	6—40	5,40		3,95	49,1	23,5	27,4
Bg	40—70	5,30		3,96	35,9	27,9	36,2

OBREČNA TLA

5. tabela

33 K Pod Gradiščem — rjava tla na rečni prodnati naplavinini (holocen)							
Ap	0—22	8,00		7,02	58,4	29,0	12,6
AB	22—50	8,03		7,08	58,8	28,6	16,6
B	50—130	8,15		7,20	64,2	22,9	12,9
27 K opekarna pod Martinuči — oglejena tla na glini (würm)							
A ₁	0—18	7,10		6,05	54,9	25,9	19,2
AB	18—32	6,70		5,48	57,5	23,9	18,6
B ₁	32—50	6,75		5,40	46,0	32,6	21,4
B ₁ G	50—85	6,84		5,30	35,0	40,7	24,3
B ₂ G	85—130	6,92		5,20	28,7	38,6	32,7
B ₃ G	130—200	6,85		5,38	33,4	37,3	29,3
20 D Lijak — močno oglejena travniška tla na rečni naplavinini (holocen)							
AGo	0—16	7,90		7,00	12,1	37,5	50,4
G	pod 16	7,75		6,93	19,4	40,4	40,2

Tudi vrednost pH se spreminja od horizonta do horizonta. Nanjo vplivajo poleg matične kamenine tudi klima, relief, vegetacija in površinska ter talna voda (izpiranje, oglejevanje).

Pri določanju mineralov glin v tleh nam mora biti znana mehanska sestava tal in reakcija okolja, da moremo pojasniti genezo določenih tal.

Metode določanja mineralov glin v tleh

Znane so različne metode za raziskovanje mineralov glin, npr. diferenčno-termična, rentgenografska, elektronsko-mikroskopska in metoda faznega kontrasta.

Diferenčno-termična analiza se pogosto uporablja in daje sorazmerno dobre rezultate, vendar ni vedno zanesljiva. V tleh zelo redko najdemo samo eno vrsto mineralov glin, običajno nastopajo mešanice. Krivulja DTA ne nudi jasnih podatkov, kadar gre za mešanico illita in kaolinita, ker imata lahko oba endotermično konico pri približno 500° C, posebno, če je kaolinit slabo kristaliziran (Gregorič, 1965).

Rentgenografsko raziskovanje je popolnejše, ker jasno pokaže vse minerale, ki sestavljajo glinasto frakcijo tal, četudi v prav majhnih količinah. Za kvantitativno določanje posameznih vrst mineralov uporabljajo za primerjavo rentgenogramne raznih standardnih mešanic. Pri takem določanju je treba imeti veliko vaje in izkušenj.

V elektronskem mikroskopu opazujemo obliko posameznih delcev in po njej določimo mineral. Pogosto se zgodi, da so minerali v glinasti frakciji slabo kristalizirani. V takem primeru moramo uporabiti še kakšno drugo metodo določanja.

Metoda faznega kontrasta je enostavna, hitra in zanesljiva. Razvil jo je Zernicke pred 25 leti za raziskavo finih bioloških in medicinskih preparatov. Pozneje so jo uporabili tudi za določanje mineralov glin in drugih mineralov, ki se pojavljajo v zaprašenem zraku rudnikov in cementarn.

Določanje mineralov glin v faznem kontrastu mikroskopa ortolux

Prednosti mikroskopiranja v faznem kontrastu je, da moremo opazovati zelo majhne delce (6 do 0,4 mikronov). Z mehansko analizo dobimo iz vzorca tal glinasto frakcijo. Za raziskavo zadostuje že zelo majhna količina (20 mg) in ni potrebno dolgotrajno pridobivanje glinaste frakcije (po Gorbunovu) kot npr. za diferenčno-termično ali rentgensko analizo.

Najbolj primeren za raziskave v faznem kontrastu je mikroskop, kjer lahko opazujemo vzorec še v svetlem in temnem polju (mikroskop ortolux, E. Leitz, Wetzlar).

Majhno količino vzorca denemo na objektno steklo in ga enakomerno porazdelimo. Nato dodamo kapljico imerzijske tekočine (z določenim lomnim količnikom) in preparat pokrijemo s pokrovnim stekelcem. Tako pripravljen vzorec vstavimo v mikroskop. Minerale, vložene v različne tekočine, opazujemo v raznih barvah.

Pri pregledu številnih vzorcev tal, ki so se razvila na usedlinah, se je nitrobenzol (N — 1,55) pokazal kot zelo uporabna tekočina. Njegov lomni količnik 1,55 se približuje lomnim količnikom večine mineralov glin (kaolinit 1,56, montmorillonit 1,49 do 1,51, illit 1,53 do 1,60).

V objavljenih delih o faznem kontrastu do sedaj ni podatkov za minerale, vložene v nitrobenzol. Zato smo morali najprej pregledati

BARVE NAJBOLJ POGOSTNIH MINERALOV V GLINASTI FRAKCIJI TAL,
KI SO SE RAZVILA NA USEDLINAH

6. tabela

Mineral	Nitrobenzol N — 1,55		Oblika
	fazni kontrast	temno polje	
kremen	zeleno moder	izrazito zeleno moder	ostrorob, redkeje zaobljen
illit	svetlo rumen	zlato rumen	luskast, kosmičast, včasih šesterokoten
kaolinit	moder do temno moder z rumenim robom	temen do črn z oranžnim robom	veliki posamezni šesterokotniki; nepravilni skupki
halloysit	rdečkasto vijoličast	rumenkast	pravokoten, paličast, nepravilni skupki
montmorillonit	sivkasto moder z rumeno zelenim robom	temneje sivkasto moder	nepravilne velike luske
vermikulit	svetlo rjav z belim robom	rumenkast	nepravilni skupki
hlorit	umazano zelen do zelenkasto rumen	vijoličast ob robu zelen z rumenim robom	majhni listi in luskice
muskovit	sivi lističi s tankim rumenim robom	temno siv z rumenim robom	lističi, luske
limonit	temno rjav do rumen s finim črnim robom	temno rjav in rjav	skupki nepravilnih oblik
karbonati (kalcit)	svetel bleščeč do temen, odvisno od lege	močno bleščeč	nepravilne ostrorobe oblike

v faznem kontrastu vse minerale, ki bi mogli nastopati v glinasti frakciji tal. Tako raziskani minerali, ki so kazali vsak svojo značilno barvo v faznem kontrastu, so nam rabili kot standardni minerali.

6. tabela kaže, da imajo nekateri minerali v faznem kontrastu precej podobno barvo. Zato je mnogo bolj ugodno (vsaj na začetku, ko še

nimamo izkušenj), če si moremo vzorec ogledati tudi v temnem polju, kjer se končno le razlikujeta dva po barvi podobna minerala.

Ce vstavimo v tubus mikroskopa okular z vrisano kvadratno mrežico, moremo šteti posamezne minerale in zmeriti njihovo velikost. Vzorec premikamo po dolgem in počez toliko časa, da ga natančno pregledamo. Obenem si zapisujemo število posameznih mineralov.

Iz končnih vsot izračunamo odstotke. Na ta način dobimo dokaj popolno sliko o vrstah in količini mineralov.

Minerali glin v glinasti frakciji tal

Minerale glin smo določevali v glinasti frakciji v vseh horizontih posameznih profilov.

Mineralna sestava tal je rezultat istočasnega delovanja matične kamenine, klime, reliefa in časa. Posebno vlogo pri razpadanju in spremembi mineralov imajo tudi rastline in mikroorganizmi. Iz raztopin odvzemajo mineralne snovi in s tem porušijo ravnotežje med tekočo in trdno fazo v tleh. Zato se spreminjajo tudi reakcija okolja in oksidacijsko redukcijski procesi.

Važno vlogo pri nastanku mineralov glin imajo nekateri elementi; tako npr. kalij pospešuje razvoj illita, magnezij pa montmorillonita. Opazili so, da se illit razvije v sorazmerno kratkem času v tleh, ki so jih pognojili s kalijevimi gnojili. V tleh, iz katerih se izpirajo baze in kremenica, se pogosto razvije kaolinit (A l e k s a n d r o v i ć, 1965 a).

Tabele 7 do 11 kažejo minerale glin v posameznih talnih enotah.

Raziskani profili tal kažejo, da so enaki minerali glin prisotni v različnih sistematskih enotah, prav tako so različni minerali v enakih talnih enotah. Nekatera tla so minerale glin podedovala od matične kamenine. V drugih primerih so se razvili v tleh v zvezi s pedogenetskimi procesi.

Illit je prisoten v vseh opisanih talnih enotah z različnimi vrednostmi pH in kaže, da je dokaj obstojen mineral. V profilu je enakomerno porazdeljen, toda sorazmerno z naraščajočim izpiranjem ga je več na površini kot v globini.

Kaolinit je prisoten v tleh s slabo kislom do kislom reakcijo. V večini primerov se je razvil iz illita prek montmorillonita v kaolinit in halloysit (pokarbonatna rdečkasto rjava tla). Majhne količine kaolinita, ki jih vsebujejo nekatera tla, razvita na flišu, kažejo, da kaolinit izvira že iz matične kamenine.

Montmorillonit se v opisanih primerih pojavlja skupaj z illitom pri nevtralnem do rahlo kisli reakciji in je sorazmerno slabo obstojen mineral.

Vermikulit je prisoten predvsem v relativno mladih tleh z nevtralno reakcijo, ki so se razvila na naplavinah.

Hlorit in ostali minerali so manj zastopani in v večini primerov izvirajo iz matične kamenine.

POKARBONATNA TLA

7. tabela

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kulit %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Limonit %
1 K	Globoko pri Trnovem — rjava tla na zgornjejuerskem temno sivem apnencu										
	A ₁	47	40	10	—	—	2	—	1	—	—
	(B)	45	44	9	—	—	1	—	1	—	—
57 D	Kosmati hrib — rjava tla na zgornjekrednem sivem apnencu										
	A ₁	40	60								
	(B)	30	70								
53 K	Pod Prečnikom — rdečkasto rjava tla na spodnjekrednem temno sivem apnencu										
	A ₁	44	44	6					3	3	
	(B)	40	40	16					2	2	
6 K	Mrzovec — izprana rjava tla na zgornjejuerskem koralnem apnencu										
	A ₁	47	35	10					8		
	A ₂	55	47						5		
	B	40	50	8					2		
45 a K	Branik — Pedrovo — izprana rdečkasto rjava tla na zgornjekrednem temno sivem apnencu z vložki apnenega skrilavca in roženca										
	A ₂	52	46						2		
	B ₁	39	61						1		
	B ₂	33	66						1		
59 K	Rupe pod Dutovljami — izprana rdečkasto rjava tla na zgornjekrednem temno sivem apnencu z vložki apnenega skrilavca in roženca										
	A ₁	62	25		10		1		2		
	A ₂	58	30		10		1		1		
	B ₁	48	50		—		1		1		
	B ₂	38	60		—		1		1		

JEROVICA IN KOLUVIALNA TLA

8. tabela

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kult %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Limonit %
55 D	Komen — terra rossa na zgornjekrednem temno sivem apnencu z vložki apnenih skrilačev in rožencev										
	A _p	46	40	12			1		1		
	B ₁	40	10	50							
	B ₂	40	10	50							
58 K	Dutovlje — jerovica (»ilovka«) na kozinskem temno sivem apnencu (paleocen)										
	A _p	50	47	—			1		2		
	B ₁	40	56	—			2		2		
	B ₂	36	50	10			2		2		
25 K	Špacapani — koluvialna rdečkasto rjava tla na eocenskem numulitnem apnencu										
	A ₁	50	40	5			—		5		
	(B)	30	58	10					2		
54 K	Tublje — koluvialna rdečkasto rjava tla na spodnjekrednem debelozrnatem dolomitu										
	A ₁	60	34	—					6		
	(B)	50	40	—					10		

RJAVA TLA NA EOCENSKEM FLIŠU

9. tabela

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kult %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Limonit %
7 D	Moncorona pri Gorici										
	A _p	70	—	—	20	10					
	(B)	80			10	10					
36 K	Oščevljek										
	A ₁	88	10				2				
	(B)	83	15				2				
40 K	Stara gora — Sv. Mark										
	A ₁	92	—	—	5	—	2	—	1		
	(B)	85	—	—	10	—	2	—	2		1

nadaljevanje 9. tabele

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kult %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Limonit %
45 D	Furlani										
	A ₁	74	5	—	10	—	5	—	2	4	—
	(B)	74	8	—	5	—	2	—	5	6	—
	(B)C	71	6	—	5	—	3	—	10	5	—
34 K	Gradiška										
	A ₁	88	10	—	—	—	1	—	1	—	—
	(B)	83	15	—	—	—	1	—	1	—	—
	(B)C	83	15	—	—	—	1	—	1	—	—

PODZOL IN PSEVDOGLEJ

10. tabela

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kult %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Org. snov %
12 K	Velika Lazna — skeleten podzol na silikatnem nanosu										
	A _h	20	30	30	—	—	—	—	—	—	20
	A ₂	15	40	45	—	—	—	—	—	—	—
	B ₁	10	40	50	—	—	—	—	—	—	—
	BC	10	20	70	—	—	—	—	—	—	—
20 K	Miren—Bilje — slabo podzoljena tla na rečni naplavinah (holocen)										
	A ₁	50	45	—	5	—	—	—	—	—	—
	A ₂	40	48	10	—	—	1	—	1	—	—
	B ₁	50	40	9	—	—	—	—	1	—	—
	B ₂	45	50	5	—	—	—	—	—	—	—

nadaljevanje 10. tabele

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kult %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Org. snov %
47 K	pod Vrhom Ušmarek — psevdoglej na eocenskem flišu										
	Ap ₂	78	5				5		10	2	
	Bg	76	2				5		15	2	
60 D	Panovec—Gorica — psevdoglej na eocenskem flišu										
	Bg	82	10	5					3		
	BgC	89	5	5					1		
64 K	Rafut (Tivoli) — psevdoglej na eocenskem flišu										
	B	59			30	2	4		5		
	Bg	72			20	—	2		6		

OBREČNA TLA

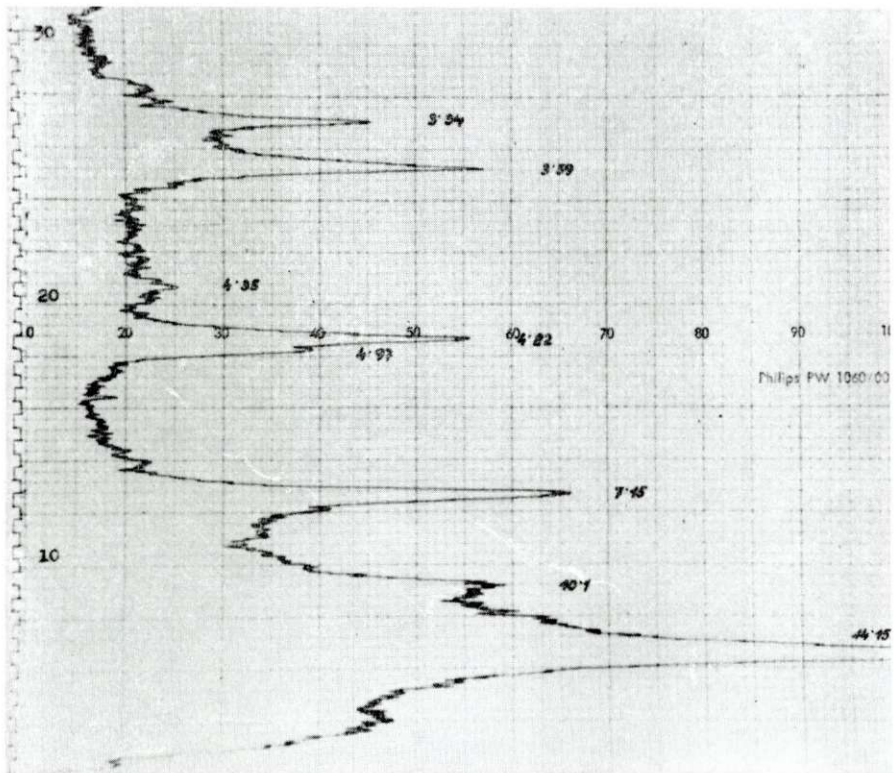
11. tabela

Profil	Horizont	Illit %	Kaolinit %	Halloysit %	Vermi- kult %	Montmo- rillonit %	Hlorit %	Sljuda %	Kremen %	Karbo- nati %	Limonit %
33 K	Pod Gradiščem — rjava tla na rečni prodnati naplavini (holocen)										
	A ₀	35	20	—	40	—	—	2	1	1	—
	B	40	15		40			1	1	3	
20 D	Lijak — močno oglejena travniška tla na rečni naplavini (holocen)										
	AG ₀	40	30	—	10				15	5	
27 K	Martinuči — oglejena tla na pleistocenski glini (würm)										
	A ₁	60	33				3		4		
	AB	70	25				2		3		
	B ₁	74	22				2		2		
	B ₁ G	74	20				3		3		
	B ₂ G	78	17				3		2		
	B ₃ G	75	18				4		3		

Pokarbonatna rjava tla imajo več illita kot kaolinita, medtem ko je v rdečkasto rjavih ponavadi več kaolinita kot illita. Minerali kot so hlorit, kremen, sljuda in karbonati se pojavljajo v majhnih količinah in kažejo odvisnost od mineralne sestave matične kamenine.

V **rjavih tleh na flišu** prevladuje illit, ponekod je tudi nekaj vermikulita in celo montmorillonita. Ostali minerali so zastopani le z majhnimi odstotki (hlorit, kremen, karbonati).

V **podzolu** je več kaolinita in halloysita kot illita. Verjetno to ne bo držalo za vse naše podzole. Tu sta popisana le dva profila tal, razvita na preloženih sedimentih. Po raznovrstnosti mineralov v teh sorazmerno



Sl. 2 a. Rentgenogram zračno suhe glinaste frakcije iz horizonta A₁ izpranih rdečkasto rjavih tal. 59 K Rupe pod Dutovljami

Fig. 2 a. X-ray diagram of the air-dried clay fraction from the horizon A₁ of leached redish brown soil. Section 59 K, location Rupe-Dutovlje

Kaolinit	7,15 Å	3,59 Å
Illit	10,1 Å	4,97 Å 3,34 Å
Kremen	4,35 Å	
Vermikulit	14,15 Å	
Hlorit	4,82 Å	

mladih tleh moremo sklepati, da je večina mineralov že bila v matični kamenini.

Psevdoglej je v vseh raziskanih profilih tal razvit na flišu. V vseh horizontih prevladuje illit. Ponekod je še malo kaolinita ali pa vermikulita. Nekaj je tudi hlorita in kremenca.

V **obrečnih tleh** (navadnih rjavih in oglejenih) prevladuje illit, precej manj je kaolinita. V nekaterih je tudi nekaj vermikulita. V vseh opisanih obrečnih tleh so v majhnih količinah še: hlorit, sljuda, kremen in karbonati. Kaže, da je bila večina teh mineralov že v matični kamenini.

Rentgenska analiza glinaste frakcije tal

Nekaj vzorcev smo analizirali s pomočjo Philipsovega rentgenskega aparata* po Theisenovi metodi (Theisen, 1962).

Najprej smo analizirali zračno suh vzorec, nato prepojenega z glicerinom, končno smo ga pol ure segrevali pri 450° C in ga ohlajenega vstavili v aparat.

Velikost konic na rentgenogramu je odvisna od velikosti delcev, stopnje kristalizacije in kemične sestave. Amorfnosti prevleke na mineralnih drobcih zmanjšujejo intenziteto odboja (Aleksandrovič, 1965).

Pri analizi glinaste frakcije iz pokarbonatnih rdečkasto rjavih tal smo dobili na rentgenogramu množico neznačilnih konic, iz katerih ni bilo mogoče razbrati in določiti posamezne vrste mineralov. Že iz prejšnjih kemičnih in diferenčno-termičnih analiz smo vedeli, da ta tla vsebujejo železove spojine, predvsem v glinasti frakciji. Rdečkasto rjava barva tal izvira od hematita in goethita (Gregorič, 1965).

Po metodi Mehra in Jacksona (1960), ki jo je dopolnil Kunze (1965) smo iz vzorca odstranili železo. Pri ponovni rentgenski analizi je rentgenogram jasno pokazal posamezne konice. Rentgenogram zračno suhega vzorca (sl. 2 a) kaže, da sta tu prevladujoča minerala kaolinit in illit. V mnogo manjši meri so zastopani še hlorit, kremen in vermikulit.

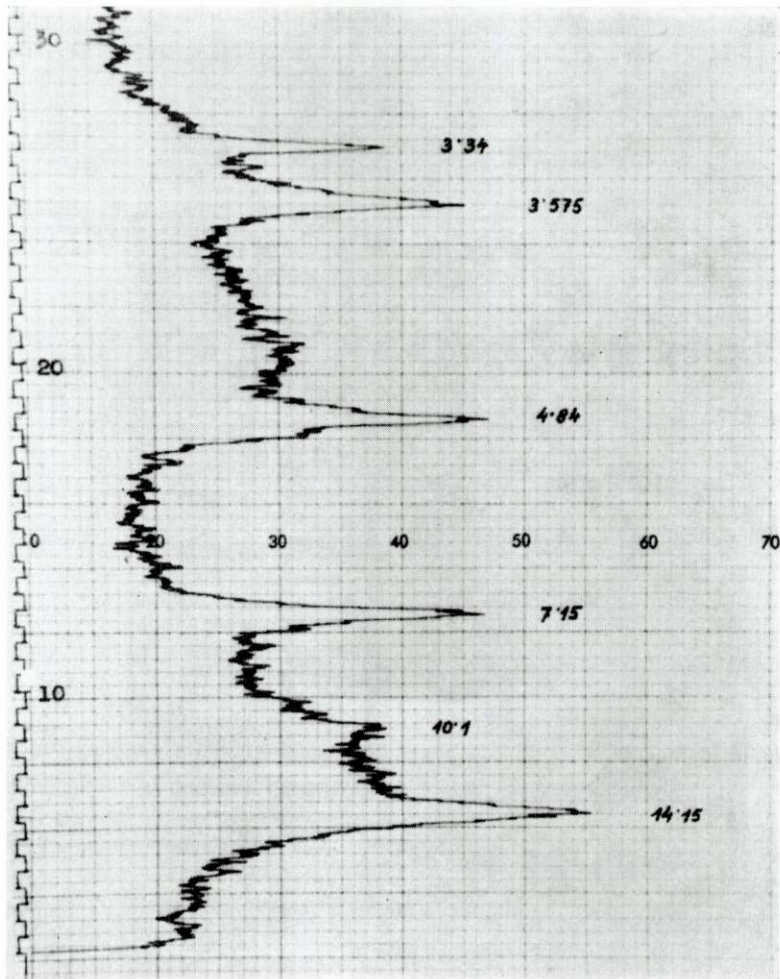
Za kvantitativno določanje posameznih mineralov nam rabijo naprej pripravljene standardne mineralne mešanice.

Kadar se na rentgenogramu pojavi konica pri 14 Å do 15 Å, moramo vzorec namočiti z glicerinom in ga ponovno analizirati. Če je prisoten montmorillonit, ki ima raztegljivo kristalno mrežo, se bo konica premaknila do 17,7 Å. Če pa je navzoč le hlorit ali vermikulit, bo ostala konica na prvotnem mestu. Rentgenogram z glicerinom prepariranega vzorca (sl. 2 b) se skoraj ne razlikuje od prejšnjega. Konica pri 14,15 Å je ostala na istem mestu. Po tem sklepamo, da je v vzorcu hlorit ali vermikulit, nikakor pa ne montmorillonit.

* V inštitutu za uporabo nuklearne energije v kmetijstvu, veterinarstvu in gozdarstvu v Zemunu pod vodstvom dr. E. Lotseja iz Upsale.

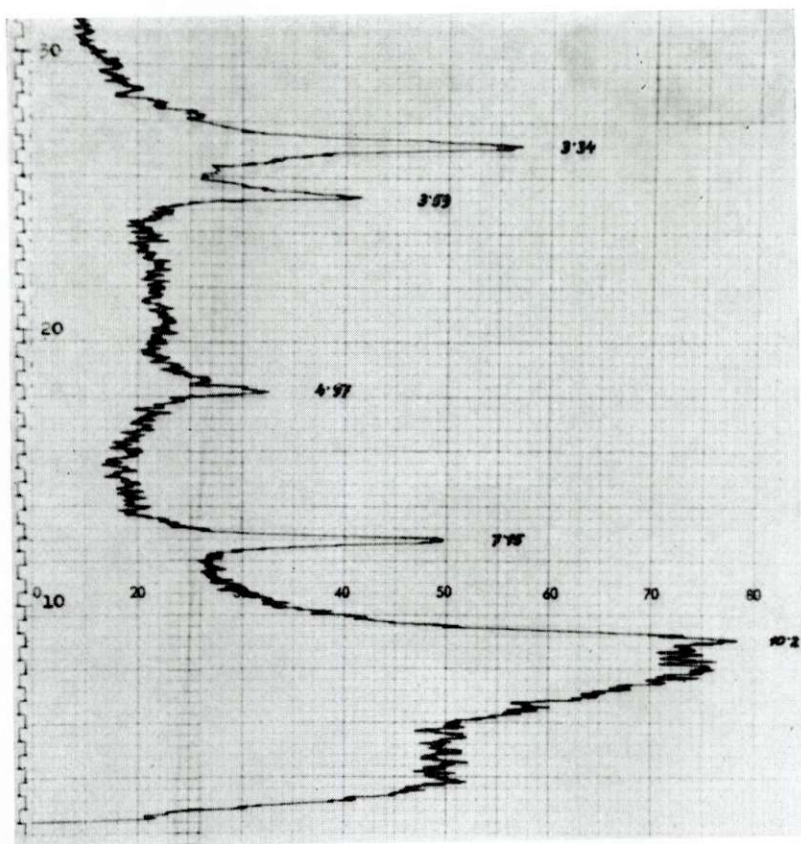
Posnetki 2 a, 2 b, 2 c, 3 in 4 kažejo fotografsko pomanjšan rentgenogram iz Philipsovega aparata, kjer je KV 36, mA 20, SF 8, TC 4, DS 1°, RS 0,1 mm, SS 1°/min in uporabi Cu Ka katode, stopinja 2 θ.

Končno želimo še vedeti, kateri izmed dveh mineralov je prisoten, hlorit ali vermikulit. V ta namen prejšnji vzorec, ki je v tanki plasti namazan na kremenčevem stekelcu, segrevamo pol ure pri 450°C . Če je prisoten hlorit, ostane konica na rentgenogramu pri 14 \AA do 15 \AA na istem mestu. Kadar je navzoč vermikulit, se konica premakne na $9,9\text{ \AA}$ do $10,2\text{ \AA}$. Na posnetku (2 c) se vidi premaknjena konica na $10,2\text{ \AA}$, kar kaže, da je prisoten vermikulit.



Sl. 2 b. Rentgenogram z glicerinom nasičene glinaste frakcije iz horizonta A_1 izpranih rdečkasto rjavih tal. Profil 59 K, Rupe pod Dutovljami

Fig. 2 b. X-ray diagram of the glycerol saturated clay fraction from horizon A_1 of the leached reddish brown soil. Section 59 K, Rupe-Dutovlje



Sl. 2 c. Rentgenogram pri 450° C segrevane glinaste frakcije iz horizonta A₁ izpranih rdečkasto rjavih tal. Profil 59 K, Rupe pod Dutovljami

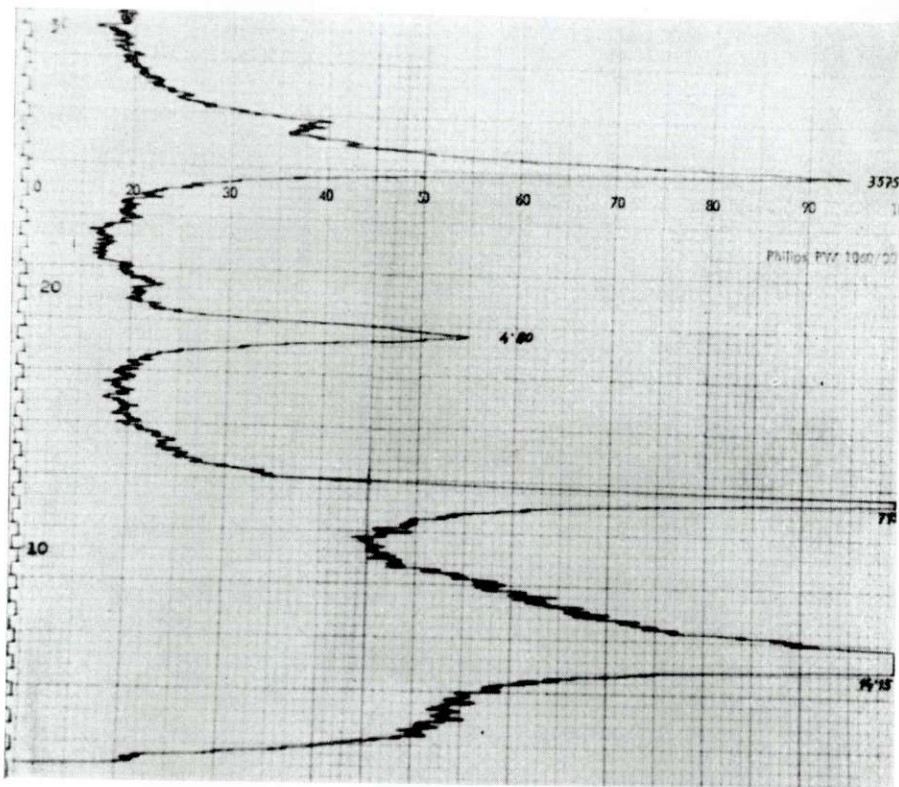
Fig. 2 c. X-ray diagram of clay fraction heated at 450° C, from the horizon A₁ of the leached reddish brown soil. Section 59 K, Rupe-Dutovlje

Kadar je prisoten hlorit, segrevamo vzorec še pri višji temperaturi (700° C), da dobimo bolj jasno izražene odboje prvega reda za hlorit. Posebno z železom bogati hlorit daje navadno zelo nejasno konico pri 14 Å.

Z vsemi temi podatki je mineralna sestava glinaste frakcije tal natančno določena.

Glinasto frakcijo iz horizonta B jerovice, ki smo ji odstranili železo po že citirani metodi, kaže sl. 3, kjer so zastopani kaolinit, illit in nekaj vermikulita.

Tudi ta vzorec smo prepojili nato še z glicerinom, zatem pa ga segrevali pri 450° C. Rentgenogrami so pokazali, da gre za iste minerale, kot jih kaže rentgenogram na sl. 3.



Sl. 3. Rentgenogram zračno suhe glinaste frakcije iz horizonta B jerovice. Profil 58 K, Dutovlje

Fig. 3. X-ray diagram of the air dried clay fraction from horizon B of the terra rossa. Section 58 K, Dutovlje

Kaolinit	7,15 Å	3,375 Å
Illit	4,80 Å	
Vermikulit	14,15 Å	

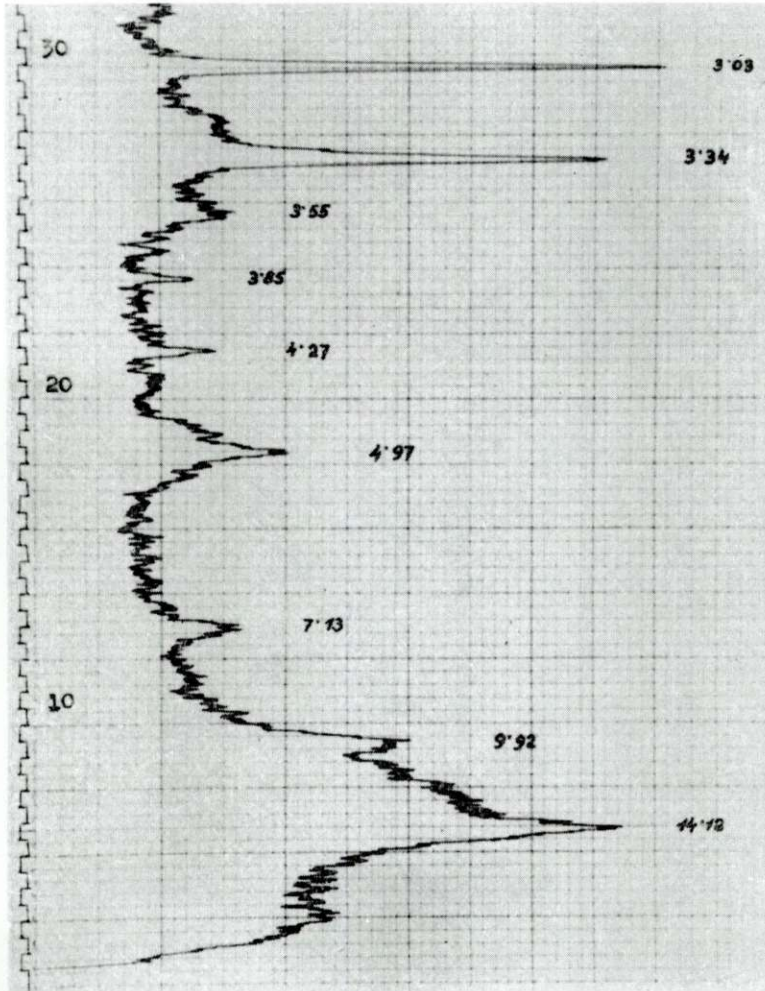
Zanimiv je še rentgenogram glinaste frakcije iz horizonta A₁ rjavih tal na flišu (sl. 4), ki kaže prisotnost več mineralov. Po primerjavi rentgenograma z rentgenogramom standardnih mešanic smo mogli določiti, da je tu največ illita, malo kaolinita, vermikulita, kremenca in kalcita.

Vsi priloženi rentgenogrami jasno kažejo mineralno sestavo glinaste frakcije, teže pa je določiti količino posameznih mineralov.

Raziskava glinaste frakcije v elektronskem mikroskopu

V elektronskem mikroskopu moremo določiti najfinejše mineralne delce po njihovi obliki. Čim bolj popolno je snov kristalizirana, tem lažje

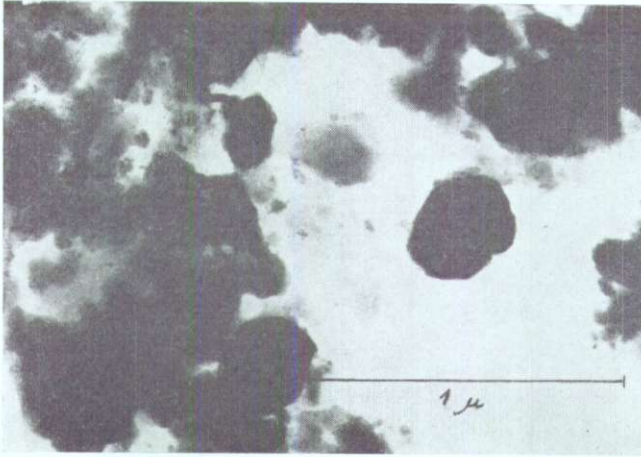
spoznamo posamezne vrste mineralov. Pri tem dobimo kvalitativne podatke, medtem ko moremo količino posameznih mineralov le oceniti.



Sl. 4. Rentgenogram zračno suhe glinaste frakcije iz horizonta A₁ rjavih tal na flišu. Profil 45 D, Furlani

Fig. 4. X-ray diagram of the air dried clay fraction from horizon A₁ of the brown soil on flysh. Section 45 D, Furlani

Illit	9,92 Å	4,97 Å	3,34 Å
Vermikulit	14,12 Å		
Kaolinit	7,13 Å	3,55 Å	
Kremen	4,27 Å		
Kalcit	3,85 Å	3,03 Å	

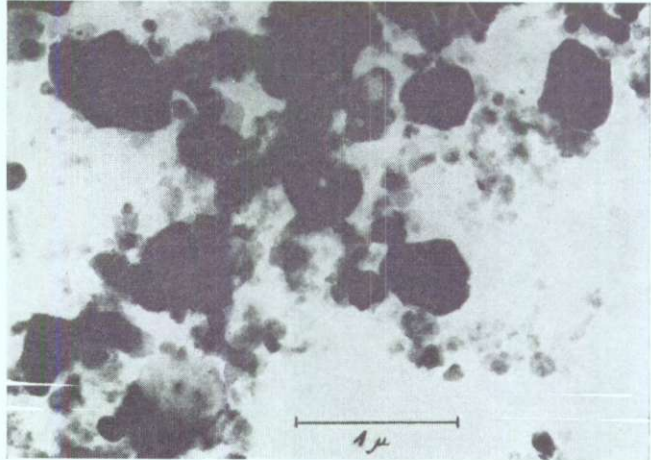


Sl. 5 a. Elektronski posnetek glinaste frakcije iz horizonta B izpranih rdečkasto rjavih tal. Profil 59 K, Rupe pod Dutovljami

Fig. 5 a. Electron micrograph of the clay fraction from horizon B of leached reddish brown soil. Section 59 K, Rupe-Dutovlje

Sl. 5 b. Elektronski posnetek glinaste frakcije iz horizonta B izpranih rdečkasto rjavih tal po odstranitvi železovih spojin. Profil 59 K, Rupe pod Dutovljami

Fig. 5 b. Electron micrograph of the clay fraction from horizon B of leached reddish brown soil after removal of the iron compositions. Section 59 K, Rupe-Dutovlje



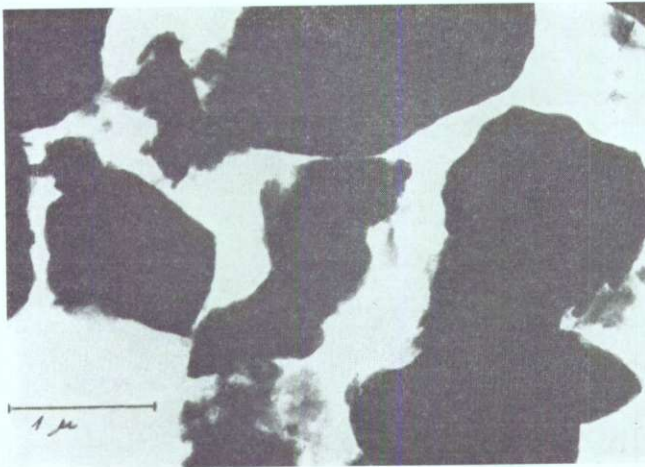
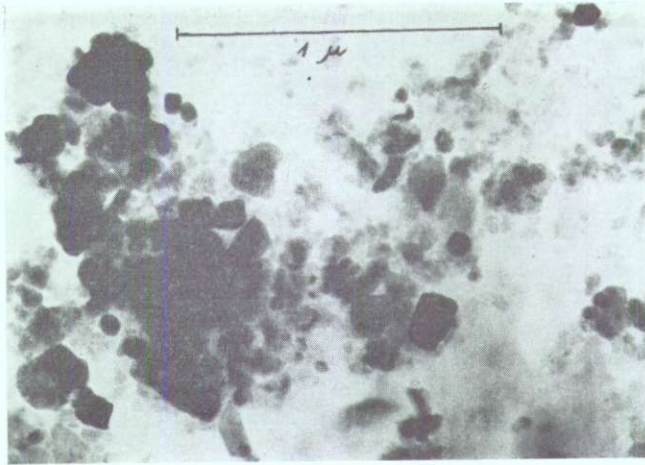
Posnetek (sl. 5 a) glinaste frakcije iz horizonta B izpranih rdečkasto rjavih tal v elektronskem mikroskopu kaže slabo kristaliziran kaolinit in illit.*

Zeleti smo dobiti jasnejšo sliko z bolj pravilnimi oblikami kaolinita, zato smo tudi iz te glinaste frakcije odstranili železo. Rezultat je viden na sliki 5 b. Kaolinit je v resnici slabo kristaliziran, ker tudi tu ne kaže pravih šesterkotnih kristalov, ampak le približno take oblike, kot bi jih moral. Illit opazujemo v obliki majhnih kosmičev, ki so mestoma združeni v skupke.

* Posnetke je napravil dipl. ing. Šajnov na elektronskem mikroskopu v inštitutu za uporabo nuklearne energije v kmetijstvu, veterinarstvu in gozdarstvu v Zemunu.

Sl. 6. Elektronski posnetek glinaste frakcije iz horizonta B jerovice. Profil 58 K, Dutovlje

Fig. 6. Electron micrograph of clay fraction from horizon B of the terra rossa. Section 58 K, Dutovlje



Sl. 7. Elektronski posnetek glinaste frakcije iz horizonta B rjavih tal na flišu. Profil 45 D, Furlani

Fig. 7. Electron micrograph of clay fraction from horizon B of the brown soil on flysh. Section 45 D, Furlani

Tudi iz glinaste frakcije horizonta B jerovice smo odstranili železove spojine. Vzorec smo nato pregledali v elektronskem mikroskopu. Posnetek (sl. 6) kaže kaolinit, nakrit, illit in veliko amorfnih delcev. Kaolinit je slabo kristaliziran, šesterokotniki so majhni in nepravilni. Nakrit se kaže v obliki nepravilnih zaokroženih in pravokotnih ploskvic. Illit pa nastopa v obliki majhnih kosmičev.

Glinasto frakcijo iz horizonta B rjavih tal na karbonatnem flišu kaže sl. 7, kjer nastopa illit v obliki precej velikih kosmičev.

Povzetek

Minerale glin v glinasti frakciji tal smo raziskali po naslednjih metodah: v faznem kontrastu mikroskopa ortolux, rentgenografsko in

v elektronskem mikroskopu. Pokazalo se je, da je izmed vseh opisanih metod najbolj primerna uporaba faznega kontrasta. Metoda je zelo preprosta, hitra in točna ter dá tudi kvantitativne podatke.

V tleh nastopa več vrst mineralov glin. V pokarbonatnih rjavih tleh prevladuje illit, v rdečkasto rjavih kaolinit. V majhnih količinah nastopajo še hlorit, kremen, sljuda in karbonati.

V rjavih tleh na flišu je najbolj razširjen illit, ponekod je tudi precej vermiculita in malo montmorillonita.

V podzolu je malo več kaolinita in halloysita kot illita. Pseudoglej je v vseh raziskanih primerih razvit na flišu. V teh tleh prevladuje illit. Pogosto je tu še malo kaolinita in vermiculita.

V obrečnih (rjavih in oglejenih) tleh je najbolj razširjen illit. Pogosto sta prisotna tudi vermiculit ali kaolinit.

Rezultati številnih raziskav kažejo, da določeni minerali glin v večini primerov izvirajo iz matične kamenine. Čim bolj so tla razvita («stara»), tem bolj se spreminjata struktura in sestava gline. V mnogih primerih je illit postopoma prešel v montmorillonit in v ugodnih pogojih se je nadaljevala pretvorba v kaolinit.

CLAY MINERALS IN SOME SOILS IN LITTORAL SLOVENIA

Clay minerals in clay fractions of the soil were investigated by the following methods: by means of phase contrast of the Ortolux microscope, by the X-ray techniques, and with the electron microscope. According to the results obtained, the most appropriate method is the phase contrast microscopy. This method is simple, fast and exact, and also yielding quantitative data.

Several types of clay minerals are found in the soil. In the brown soil on limestone illite prevails, while in the reddish brown soil kaolinite is the prevailing mineral. In small amounts also chlorite, quartz, micas and carbonates are present.

In the brown soil on flysh illite is the most widely spread, but also vermiculite and some montmorillonite are present. In the podzol there is more kaolinite and halloysite than illite. In all cases investigated pseudogley was found on flysh. In these soils illite prevails, frequently with small amounts of kaolinite and vermiculite.

In the alluvial brown and alluvial gleyed soils illite is most widely spread. Often also vermiculite and kaolinite are present. Results of numerous investigations have shown that, in most cases, the soil has already received some clay minerals from the parent rock from which it has developed. The more the soil is developed ("old") the more the character of clay is changing. In many instances illite gradually developed into montmorillonite and, in favorable conditions, the transition continued to kaolinite.

LITERATURA

Aleksandrović, D., Pantović, M., Lotse, E. 1965, The mineralogical composition of some pseudogley soils in Serbia. *Zemljište i biljka*, Vol. 14, 3, Beograd.

Aleksandrović, D., 1965a, Clay minerals in major great soil groups as related to lithological and soil formation factors. Seminar in the Field of soil fertility and plant nutrition. Zemun.

Buser, S., 1965, Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geogr. vest. XXXVII, Ljubljana.

Caillière, S., Henin, S., 1963, Minéralogie des Argiles, Paris.

Gorbunov, I. N., 1956, Zakonomernosti rasprostanenija glinistih mineralov v glavnejših tipah počv SSSR. Počvovedenie 2, Moskva.

Gregorič, V., 1965, Nastanek tal na triadnih dolomitih. Doktorska disertacija.

Grim, E. R., 1953, Clay mineralogy. London.

Kunze, G. W., 1965, Pretreatment for mineralogical analysis. In Methods of soil analysis. Part 1. American Society of Agronomy. Inc. Publisher. Madison.

Mehra, O. P., Jackson, M. L., 1960, Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate in Clays and Clay minerals. Proc. 7th Conf. Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council Publ.

Meyer, B., Kalk, E., 1959, Die Mineralbestimmung in Tonfraktionen des Bodens mit Hilfe der Phasenkontrast- und Grenzdunkelmikroskopie. Landwirtschaft. Forschung, Band 12, Heft 1.

Pavlovce, R., 1962, Starost terciarnega fliša v Sloveniji. Geologija 7, Ljubljana.

Pleničar, M., 1961, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija 6, Ljubljana.

Rakovec, I., 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi Jugosl. geol. kongres, Ljubljana.

Schmidt, G. K., 1958, Arbeitsblatt zur Bestimmung von Mineralien. Bonn.

Theisen, A. A., Harward, W. E., 1962, A paste method for preparation of slides for clay mineral identification by X-ray diffraction. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 26.

NEKATERE GEOMORFOLOŠKE SPREMEMBE PRI IZOLI, DOKUMENTIRANE Z ARHEOLOŠKIMI NAJDBAMI

Vinko Šribar

S 5 slikami

Izolo in njeno najbližjo okolico obkroža v obliki semiamfiteatra do 270 m visok hrbet, ki s svojima krakoma sega do morske obale pri Viližanu in Simonovem zalivu (sl. 1). Lok hriba ima največjo krivino pod Vrhom Sv. Donata (252 m). Med Izolo in hrbtom je razdalja skoraj v vseh smereh enaka. Teren je oblikovan lijakasto in na dnu se nahaja mestni zazidalni prostor. Pobočje hrbita je izbrazdano s številnimi hudourniški strugami. Največji hudourniki presušijo samo v visokem poletju. Eden izmed njih se izliva v morje v zaledju Simonovega rtiča, drugi v vzhodnem delu Izole in tretji v Viližanu. Njihovi zasipi so največji; ekipa Narodnega muzeja v Ljubljani jih je dokumentirala z arheološkimi najdbami in s historičnimi viri. Na podlagi topografskih meritev v poletju 1958 je ugotovila, da je debelina holocenskih naplavin nad posameznimi arheološkimi najdbami v raznih krajih različna. Naslednji pregled kaže nekaj značilnih primerov:

1. Ostanke antičnih temeljev ob vzhodni obali Simonovega zaliva pokriva do 1,3 m debela homogena plast ilovice. V neposredni bližini, sredi Simonovega rtiča, med parcelama kat. št. 446/4 in 446/2 je mozaični tlak prekrit z 0,5 m humusa (sl. 2 in 3) (Degrassi, 1955).

2. Fragmenti rimske keramike na pobočju rtiča Kaneto, v podaljšku južne obale Simonovega zaliva, se nahajajo okoli 2 m pod današnjo površino. Od tega odpade na poantični zasip 1,6 m.

3. Ostanke rimskega cestnega tlaka ob južni obali Simonovega zaliva so delno prekriti z enotno holocensko plastjo, debelo 1 m.

4. Del rimskega pristanišča v Viližanu, nasproti opekarne »Ruda« (sl. 1, 4 in 5), je pokrit z zasipom, debelim okoli 2 m; nad njim pelje cesta Izola—Koper.

5. Leta 1956 so v »Rudi« podrli staro keramično peč. Pri izkopu temeljev za novo peč so v globini 1,5 do 2 m našli ostanke velike rimske keramične peči. Njeni temelji so okoli 2 m pod današnjim površjem, kar ustreza normalni vodni gladini danes.

6. Ko so kopali temelje za staro strojnico, ki je danes predelana v stanovanjsko hišo, so v globini 2 m zadeli na temelje rimske hiše. Prostor, kjer so začeli kopati, je bil že prej znižan za kaka 2 m. Iz tega sledi, da so bili temelji rimske hiše 4 m pod današnjim površjem.

7. 80 m jugozahodno od omenjene stare strojnice so istočasno našli rimski vodovod, tudi z globini 2 m.

8. Južno od stare strojnice doseže debelina zasipa 6 m. Po sestavi je holocenska plast od temeljev odkrite rimske peči, ki smo jo omenili pod 5, pa do zaledja južno od stare strojnice, tj. v višinski razliki okoli 5 m in na dolžini okoli 800 m, skoraj enotna, le v zaledju stare strojnice si v zadnjem 1,5 m sledita izmenoma pesek in ilovica.

Razen omenjenih primerov erozije smo dokumentirali z arheološkimi najdbami tudi naslednje spremembe:

9. V rimskem času je bila okolica Izole povezana s koprsko sosesčino s potjo, ki je peljala od Simonovega zaliva prek grebena, kjer se nahaja Vrh Sv. Marka, in se je spuščala v dolino po njegovem južnem pobočju. To kaže, da takrat neposredno ob morju ni bilo možno zgraditi ceste. Danes opazujemo, kako se kruši strmi breg od Simonovega zaliva do Strunjana; med Izolo in Koprom so ponekod odlomljene grude, velike celo po več kubičnih metrov. Erozija strmih bregov je torej s časom omogočila trasiranje in gradnjo ceste neposredno ob morju.

10. Vzhodna obala Simonovega zaliva se je pomaknila od leta 1922 do danes 15 m do 20 m proti vzhodu, tj. na škodo kopne zemlje. Obalo je leta 1922 dokumentiral *D e g r a s s i*, ko je izkopaval na posestvu Drioli (sl. 2, parcela kat. št. 446/4). Stanje obale v l. 1958 je dokumentirala ekipa Narodnega muzeja v Ljubljani. Kot povedo tudi domačini, uničujejo južno in vzhodno obalo Simonovega zaliva močni valovi, ki jih povzročča v zimskem času veter, imenovan tramontana. Lastniki parcel ob tej obali so zato zavarovali zemljišča z močnimi »suhimi« zidovi.

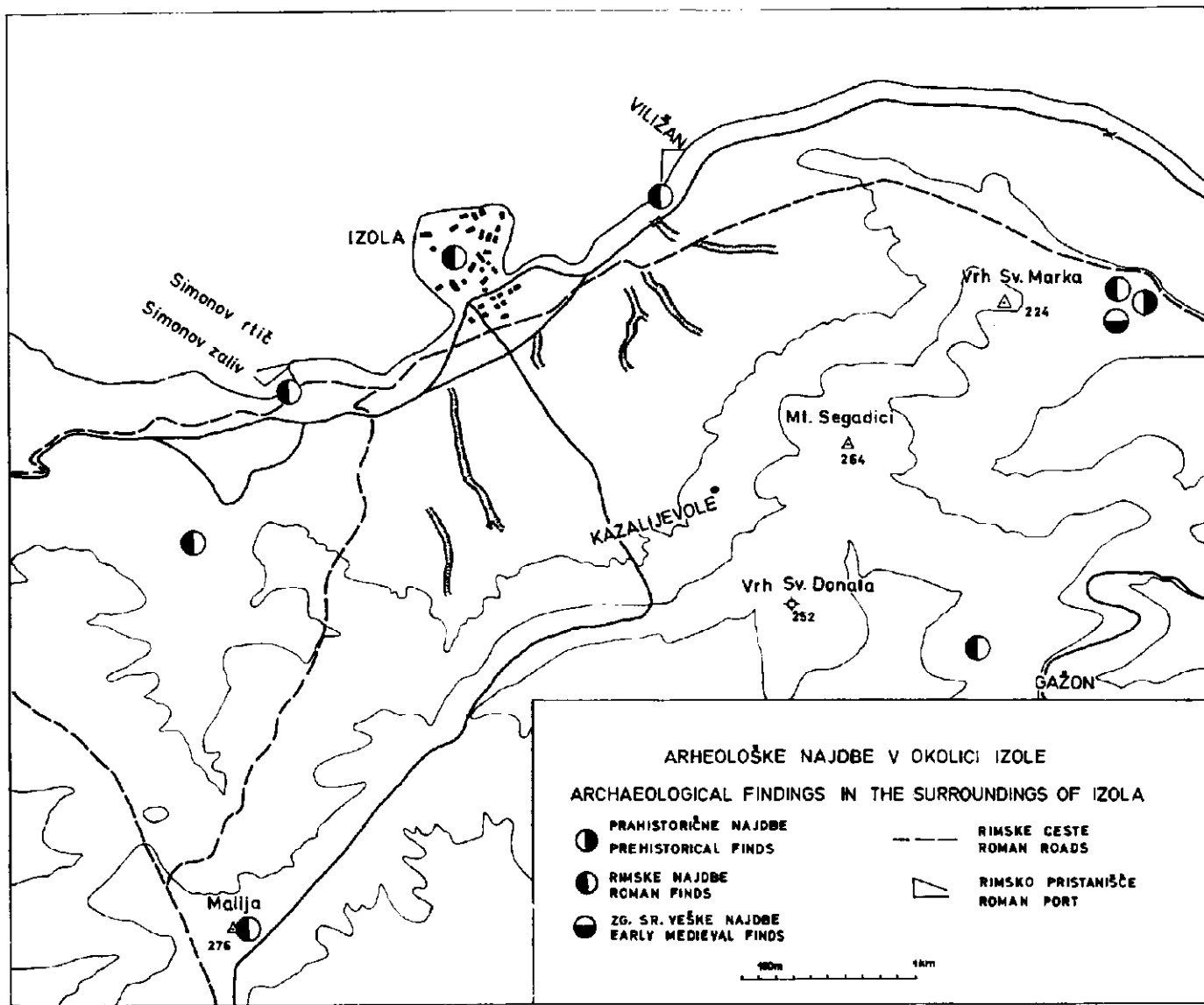
11. V Simonovem zalivu se nahaja dobro ohranjeno rimsko pristanišče (sl. 1 in 2). Pomol in valolom sta precej poškodovana, medtem ko je nasip skoraj v celoti ohranjen. Pomol in nasip sta se v antičnem času naslanjala na kopno, ki je sedaj oddaljeno od nasipa ponekod tudi do 60 m. To je teren, ki je danes vedno poplavljen pri normalnem letnem vodnem stanju morja. Če je bila v antiki normalna vodna gladina samo 0,7 m pod robom nasipa, zelo verjetno pa je bila nižja, in k temu dodamo še 1,3 m, tj. globino, na kateri se nahaja nasip danes, je razlika med antičnim in sedanjim vodnim stanjem najmanj 2 m. (Merili smo v opoldanskem času 10. avgusta 1958).

Na prostoru med sedanjo obalo in nasipom, ki je stalno pod vodo, je bil v antiki pristaniški del mesta s stanovanjskimi hišami. Ob robu današnje obale, tj. še na naplavljenem terenu so vidni ostanki petih stavb (sl. 2).

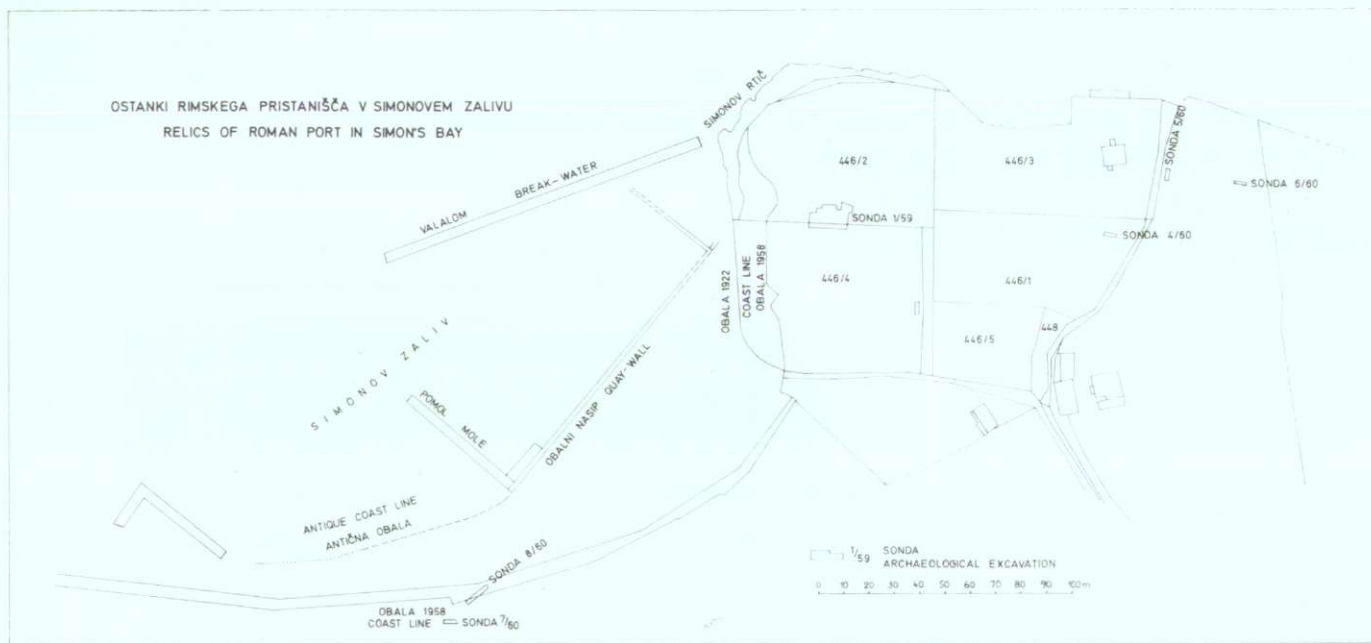
Na podlagi gradiva, ki smo ga navedli, zaenkrat sklepamo naslednje:

1. Podatki o ostankih rimskega pristanišča ter o razliki med sedanjo in antično vodno gladino so prispevek k preučevanju pogrezanja kopnega na tem območju in k vprašanju, kako se to odraža pri oblikovanju obale v Simonovem zalivu.

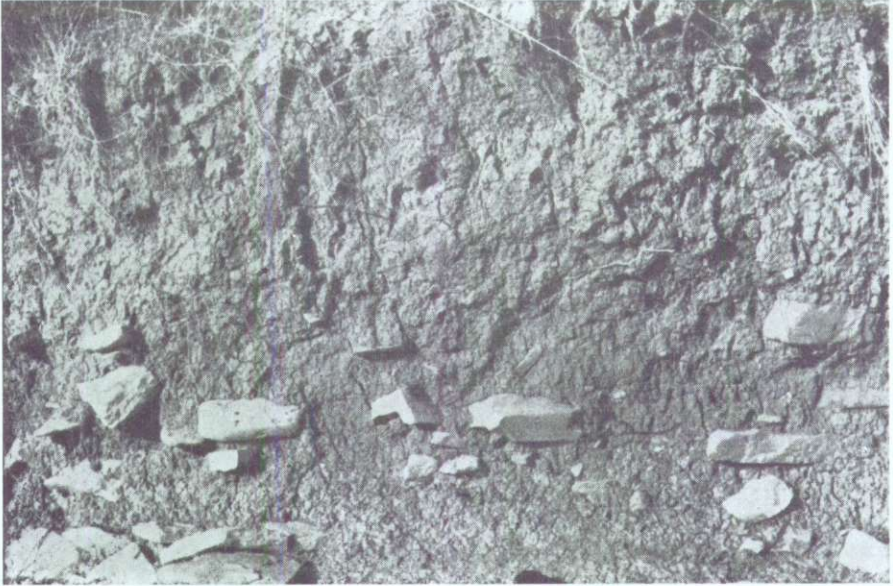
2. Holocenske usedline v okolici Izole lahko opredelimo časovno in količinsko, ker vemo, da so se pričele odlagati v nivoju rimskih najdb, ki



Sl. 1. — Fig. 1.



Sl. 2. — Fig. 2.



Sl. 3. Rimski gradbeni material v profilu vzhodne obale Simonovega zaliva
Fig. 3. Roman building stone in the section of the eastern coast of Simon's bay

izvirajo iz 2. in 3. st. n. št. Starejših usedlin nismo izmerili. Na območju »Rude« in v njenem neposrednem zaledju skoraj do pobočij grebena, kot to kaže razprostranjenost arheoloških lokacij, je bila antična hodna površina domala ravna. Nahajala se je nekako v višini današnje morske gladine.

3. Z arheološkimi najdbami smo dokumentirali zasipe v Simonovem zalivu in v Viližanu, s historičnimi viri pa v Izoli. Po podatkih zgodovinarjev je bilo mesto Izola od 16. stoletja do začetka 18. stoletja na otoku, ki ga je od kopnega ločil ozek morski kanal. Ob nastanku Izole kot naselbine je bil kanal znatno širši (6. ali 7. stoletje). Iz predrimskega časa ne poznamo na območju izolskega semiamfiteatra nobenih sledov prahistorične poselitve; najbližje so na Vrhju Sv. Marka in na Maliji.

Antična naselbina v Simonovem zalivu ter antični objekti v Viližanu so bili zasuti najbrž v zgodnjem srednjem veku. Iz poznejšega časa bi se bila ohranila kakršnakoli arhivska sled o takih spremembah. Domnevamo, da je bil istočasno delno zasut tudi izolski kanal.

4. Dosedanje arheološke raziskave kažejo, da se človek v izolskem kotlu ni naselil pred 2. st. pr. n. št., na vrhovih okoliških grebenov (Vrh Sv. Marka, Malija, Gradišče, Korte) pa izvirajo njegovi sledovi iz začetka 1. tisočletja pr. n. št., kar moramo upoštevati pri ocenjevanju njegovega vpliva na erozijo obalnega območja.

SOME ARCHAEOLOGICAL RELICS AND GEOMORPHOLOGICAL CHANGES AT IZOLA

The topographic measurements carried out in sommer 1958 show, the thickness of the Holocene deposits overlying the archaeological relics at Izola varies from 0,5 meter to 6 meters. The author gives the following particulars:

1. The Roman floor mosaics pavement, found in the middle of Simon's Cape between the lots No. 446/2 and No. 446/4, is overlain by a humus layer 0,5 meter thick. The fundation of Roman buildings along the eastern coast of Simon's bay is overlain by a clay layer 1,3 meters thick. The Roman road pavement found along the southern coast of Simon's bay is partly covered by a homogeneous Holocene layer 1 meter thick (Fig. 1).

The fragments of the Roman potteries occurring in the prolongation of the southern coast of Simon's bay are, however, 2 meters below the actual dry land surface.

2. The thickness of the cover overlying the Roman port relics in Viližan, situated opposite to the brick-kiln "Ruda" (Figs. 1, 4 and 5), amounts to 2 meters. Just on this cover the road tending to Koper is built.

The foundation of an ancient pottery furnace has been discovered in the depth of 2 meters on the site of an old power supply building.



Sl. 4. Ostanke rimskega pristanišča v Viližanu

Fig. 4. Relics of Roman port in Viližan

there, however, the foundation of a Roman dwelling house has been found in the depth of 4 meters below the actual surface.

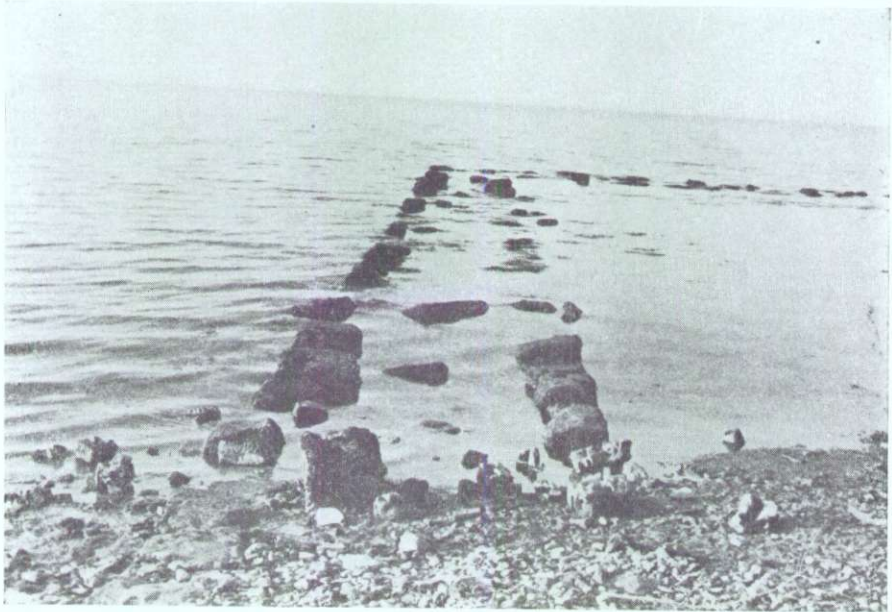
In a distance of 80 meters south-west from the old power supply building mentioned above, the relics of a Roman aqueduct have been found in the same depth as the dwelling house.

South from the old power supply building the Holocene deposits amount to 6 meters.

3. In ancient times the road passing from Izola to Koper was not following the ancient shore line but was tending across the Vrh Sv. Marka (Saint Marco hill) (Fig. 1).

4. During the period from 1922 up to now, the eastern coast of Simon's bay has been moved for 15 to 20 meters towards east because of wave erosion (Fig. 2).

5. The actual coast line of Simon's bay is 60 meters from the well preserved quay-wall of the ancient port (Fig. 2). The area between the Roman quay-wall and the actual coast line is constantly inundated provided the annual water level is normal. Supposing the ancient sea level was 0,7 meter under the top of quay-wall, and adding to that 1.3 meters, i. e. the distance from the actual sea level to the top of Roman quay-wall, the conclusion is due the difference between the ancient sea level and the recent one is at least 2 meters.



Sl. 5. Zahodni zid rimskega pristanišča v Viližanu

Fig. 5. The western wall om Roman port in Viližan

The Holocene age of the deposits has been determined by the underlying ancient archaeological findings mentioned above.

The relics of Roman culture were buried in early Middle Ages. There reason is to believe in that time also the Izola Strait, formerly having separated the Izola Island from the mainland, was filled up.

LITERATURA

Boltin, E. in Mikl, J., 1960, Izola, Varstvo spomenikov, str. 331, Ljubljana.

Degrassi, A., 1936, Inscriptiones Italiae, vol. X, Regio X, fasciculus III, Histria septentrionalis 18, 19, Roma.

Degrassi, A., 1955, Porti romani dell'Istria, Antheion str. 134, s pregledom starejše literature.

Naldini, 1700, Corrografia ecclesiastica della diocesi di Capodistria, 328.

Šribar, V., 1958/59, Arheološko topografske ugotovitve v Simonovem zalivu pri Izoli, Arheološki vestnik IX—X, str. 271, Ljubljana.

VRTINI BV-1 IN BV-2 NA LJUBLJANSKEM BARJU

Anton Grimšičar in Valentin Ocepek

S 6 slikami med tekstem

Uvod

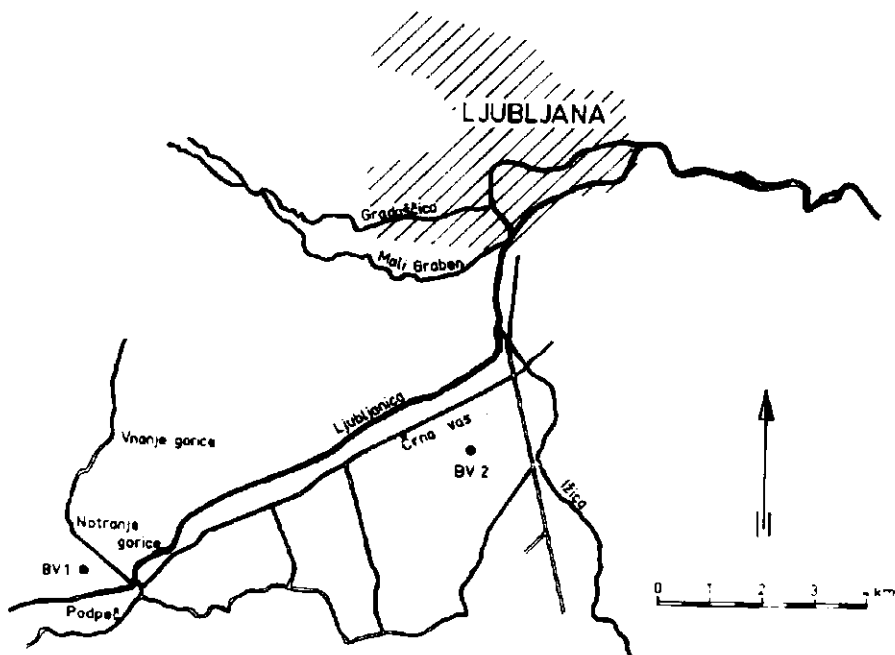
Ljubljansko barje že od nekdaj predstavlja posebnost tako za znanstvenike kakor za tehnike in gospodarstvenike. Iz zgodovine vemo, da so se že Rimljani ukvarjali z njim, saj so na Vrhniki in v Ljubljani imeli posebne enote, ki so med drugim skrbele tudi za vzdrževanje cestne zveze rimskega imperija čez Barje.

Gradnje na barskih tleh vedno povzročajo težave, zato jih je treba skrbno pripraviti. Pred gradnjo železnice Ljubljana—Trst so v letih 1850 do 1856 izvrtali 14 vrtin med Notranjimi goricami in Žalostno goro pri Preserju. Najgloblja vrtina je segla do globine 51 metrov. Pokazala je več plasti šote. Pod vrhno plastjo je sledilo »blato«, ki je po jezerskih polžkih dobilo ime »polžarica«. Ta nekonsolidirana zemljina je glavni vzrok problemov pri temeljenju gradbenih objektov na Barju. Poskusna piramida, postavljena ob Iščici leta 1936 ob priliki projektiranja ceste Ljubljana—Sušak, se je v sorazmerno kratkem času pogreznila nad 1 meter globoko. Znale so tudi težave, ki so jih morali premagovati med gradnjo nove železniške proge med Preserjem in Borovnico leta 1945; takrat zgrajeni nasip se je pogreznil 8 metrov globoko v polžarico. Nasip nove betonske ceste Ljubljana—Vrhnika pa se pri Drenovem griču še danes počasi pogreza.

Največjo debelino polžarice so doslej pokazale ročne vrtine za novo skladišče lesne industrije v Podpeči leta 1953 (17,5 m). Tudi med raziskovalnim vrtnanjem ob Ljubljani leta 1963 za novi projekt sanacije Barja je bila prava polžarica ugotovljena najgloblje pri Podpeči, in sicer do nadmorske višine okrog 278,5 metrov. Proti Ljubljani in Vrhniki pa se polžarica vedno bolj tanjša. Istočasno s projektiranjem sanacije Barja je bil zgrajen most čez Iščico na cesti Ljubljana—Ig. Zaradi pretežkega cestnega nasipa na mehki polžarici ob priključku na most je bil močno poškodovan tudi most sam. Tedaj so podrli tudi pregrado »Na Špici«, kar je povzročilo številne plazove na bregovih Ljubljani (S o v i n c, 1964).

Navedeni primeri kažejo, da Barje kljub dolgi dobi še ni v celoti raziskano. Dosedanje raziskave so bile bolj ali manj omejene na posamezne lokacije. Izkušnje pa kažejo, da je treba pred vsako novo gradnjo v takih razmerah zajeti širše območje in poiskati najboljšo rešitev. V ta namen je seveda treba izbrati ustrezne raziskovalne metode in dobljene rezultate

ustrezno tehnično in ekonomsko obdelati. Pri tem bi bili koristni podatki večletnega opazovanja obstoječih objektov in sistematičnih meritev. Prav takšni podatki vedno zelo manjkajo, kadar je treba odločiti o lokacijah pomembnih gradbenih objektov. Dosedanje raziskave so pokazale, da so



Sl. 1. Lega vrtin BV-1 in BV-2 na Ljubljanskem barju

Fig. 1. Situation of the bore holes BV-1 and BV-2 on Ljubljana Moor

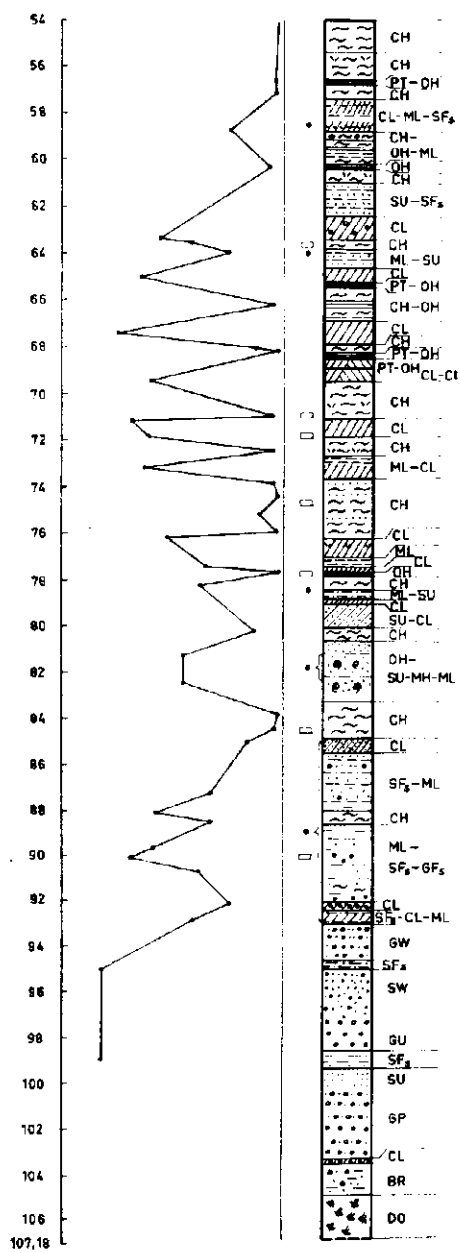
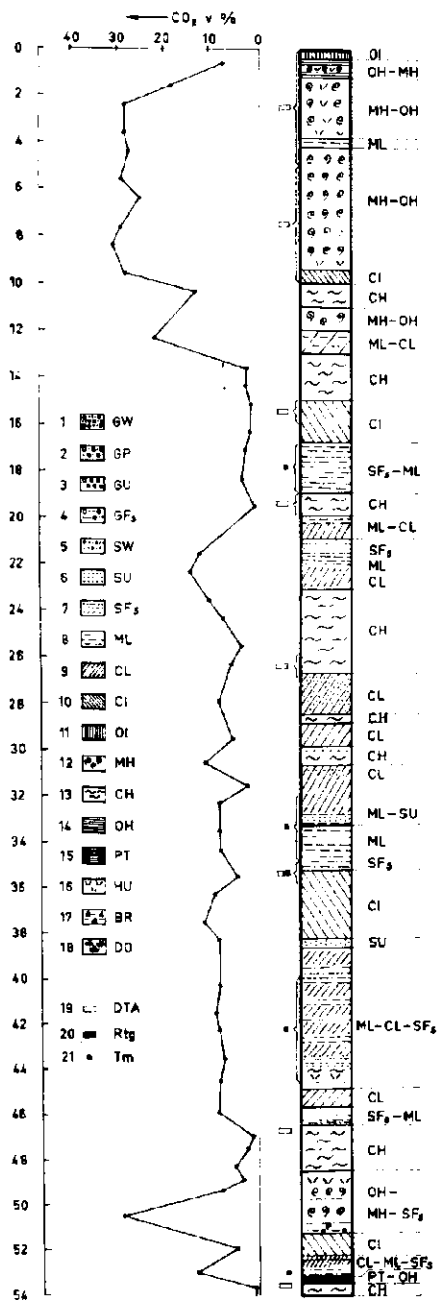
Sl. 2. Klasifikacija jeder iz vrtine BV-1 po metodi A. CASAGRANDEJA

Fig. 2. Classification of core samples from the bore hole BV-1 after A. C.

- 1 — prod-pesek, dobro graduiran — well graded gravel-sand mixtures
- 2 — prod-pesek, slabo graduiran — poorly graded gravel-sand mixtures
- 3 — prod-enakomeren — uniformly graded gravel
- 4 — prod in pesek z veliko melja — silty gravel-sand mixtures
- 5 — pesek, dobro graduiran — well graded sand
- 6 — pesek-enakomeren — uniformly graded sand
- 7 — pesek z veliko melja — silty sand
- 8 — melj — silt
- 9 — meljna glina — clay of low plasticity
- 10 — pusta glina — clay of medium plasticity
- 11 — organska glina, srednje stisljiva — organic clay of medium compressibility
- 12 — melj, zelo stisljiv — silty soil of high compressibility
- 13 — mastna glina — clay of high plasticity
- 14 — organska glina, zelo stisljiva — organic clay of high compressibility
- 15 — šotno blato z organsko glino — peaty mud with organic clay
- 16 — rastlinski ostanki — fossil plants
- 17 — breča — breccia
- 18 — dolomit — dolomite
- 19, 20, 21 — Vzorci, vzeti za diferenčno termične (DTA) in rentgenske (Rtg) raziskave ter za določitev težkih mineralov (Tm)
Core samples taken for laboratory investigations: differential thermal (DTA), X-ray diffraction (Rtg), and heavy minerals (Tm)

BV-1

SI. 2 - Fig. 2



razmere v raznih delih Barja različne. V vrtinah na robu Barja, npr. med Brezovico in Ljubljano, pravih barjanskih usedlin, kakršne so sredi Barja, sploh nismo našli, temveč le spodnjepleistocenske barjanske sedimente in savske naplavine (Šercelj in Grimšičar, 1960), oziroma hudourniške obrobne naplavine.

Z osrednjega dela Barja imamo sedaj precej popolna preseka vrtin BV-1 in BV-2, ki sta segli do njegovega dna (sl. 1). Za korelacijo teh dveh vrtin se je pokazala kot zelo uporabna metoda določevanja karbonatov. Posebej smo raziskali polžarico in usedline klasificirali po A. Casagrandeju (sl. 2 in 3). Glinaste vzorce smo analizirali tudi diferencno termično in rentgensko, v peščenih pa smo določili težke minerale. Od jedra BV-1 smo 15 vzorcev raziskali diferencno termično in 1 vzorec rentgensko po Debye-Scherrerju, v 9 vzorcih pa smo določili težke minerale. Od jedra BV-2 smo 10 glinastih vzorcev raziskali diferencno termično in 8 od teh tudi rentgensko po goniometrični metodi.

Jedra vrtin smo prejeli v raziskavo v suhem stanju.

Kratek geološki opis vrtin BV-1 in BV-2

a) Vrtina BV-1

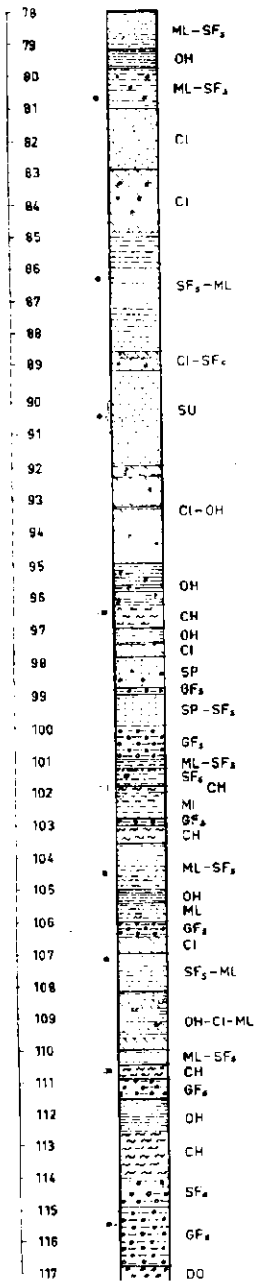
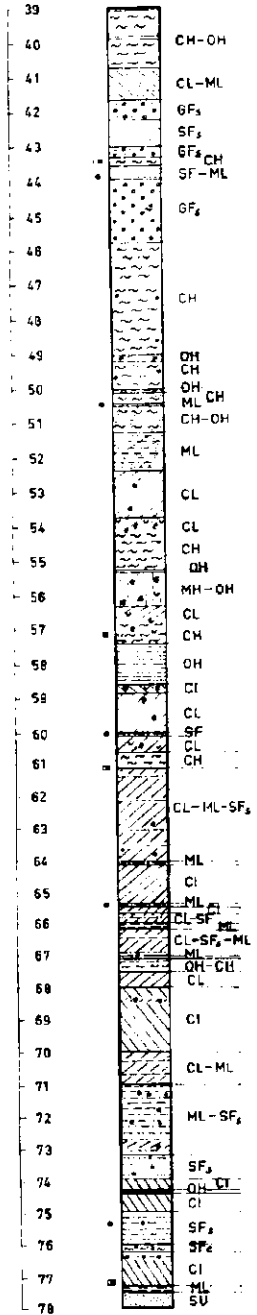
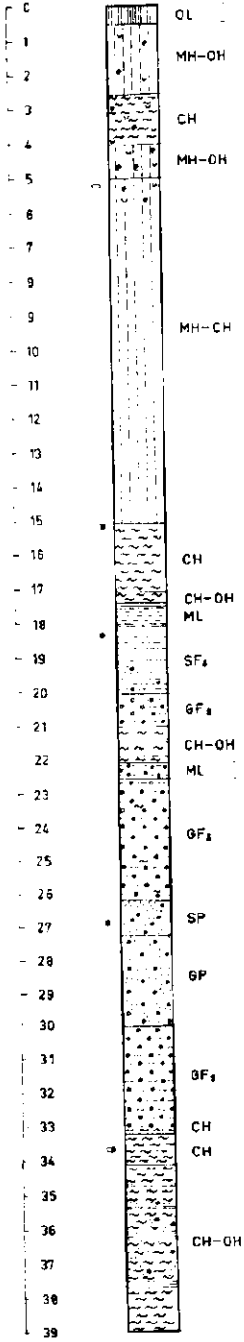
0.00 m do	0.36 m	humus
0.36 m do	13,14 m	polžarica z redkimi rastlinskimi ostanki
13,14 m do	17,07 m	židke do lahko gnetne glineno meljne plasti, malo apnene
17,07 m do	18,93 m	rumen in zelen različno debel pesek
18,93 m do	49,34 m	sorazmerno trde plasti gline, melja in peska, malo apnene
		Od globine 43,34 m dalje se začno spet pojavljati fosilni rastlinski ostanki
49,34 m do	85,40 m	trde do plastične plasti gline, melja in peska s posameznimi drobnimi prodniki
		Usedline so malo do precej apnene. V globinah 53,46 m do 53,61 m, 56,60 m do 56,64 m, 65,29 m do 65,41 m, 67,70 m do 67,76 m (po Pavlovcu, 1966), 68,15 m do 68,38 m in 68,83 m do 68,85 m je šotno blato. Na začetku (pri 50 m) in na koncu (pri 82 m) tega odseka se pojavljajo tudi številni drobci fosilnih mehkužcev, posa-

Sl. 3. Klasifikacija jeder iz vrtine BV-2 po metodi A. CASAGRANDEJA.
Legenda na sl. 2

Fig. 3. Classification of core samples from the bore hole BV-2 after A. C.
Explanation in fig. 2

BV-2

Sl. 3 - Fig. 3



	mezni dobro ohranjeni pa tudi vmes, od 67,16 m do 77,50 m (po Pavlovcu, 1966)
85,40 m do 92,90 m	med glino, meljem in peskom posamezni debelejši prodniki
92,90 m do 103,60 m	prevladuje dolomitni slabo zaobljen prod s peskom
103,60 m do 103,80 m	rjavkasta peščena glina s prodniki (fosilna tla)
103,80 m do 105 m	dolomitna breča
105 m do 107,18 m	prehod iz dolomitne breče v svetlo siv drobljiv dolomit

b) Vrtina BV-2

0,00 m do 0,69 m	humus s postopnim prehodom v polžarico
0,69 m do 14,00 m	polžarica
14,00 m do 20,20 m	različno obarvana glina z vložkom (0,32 m) gline z večjo organsko primesjo v globini 17,14 m
20,20 m do 33,20 m	prod in pesek; prevladujejo dolomitni prodniki, manj je peščenjakovih; pri 21,35 m je vložek gline
33,20 m do 40,77 m	glina z rastlinskimi ostanki, mehkužci in temnimi pasovi z večjo organsko primesjo
40,77 m do 45,77 m	prod in pesek z rastlinskimi ostanki
45,77 m do 71,59 m	glina s 4 peščenimi vložki in z zdrobljenimi ostanki mehkužcev in haracej
71,59 m do 97,24 m	menjavata se glina in rahlo vezan pesek z malo proda. Glina vsebuje ostanke polžev, školjk, haracej in drugih rastlinskih ostankov
97,24 m do 108,00 m	prod z vložki peska in gline. Pri 105 m je vložek (0,44 m) gline poln rastlinskih ostankov
108,00 m do 114,16 m	pasovita glina z rastlinskimi ostanki, z 1 prodmatim vložkom in 1 vložkom gline z mnogo organske primesi
114,16 m do 116,80 m	prodnat pesek
116,80 m	dolomitna podlaga Barja

Med vrtanjem je iz globine okrog 22 do 32 m brizgala voda na površje 4 m visoko.

Karbonati in glineni minerali v jedrih vrtin

Za določitev karbonatov smo uporabljali kalcimeter in solno kislino v razmerju 1 : 2,5. Za kontrolo smo večkrat analizirali kemično čisti kalcit. Natančnost odčitka je znašala okrog 0,1 %. Za apnenec je reakcija trajala do 20 minut, za dolomit pa 60 minut.

KARBONATI IN GLINENI MINERALI V JEDRIH VRTINE BV-1

Tabela 1

Opis vzorcev	Globina v metrih	CO ₂ %	Indikacija po hitrosti reakcije	Količina karbonatov %	Benzidinska reakcija	Indikacija glinenih mineralov
zelenkasto siva polžarica	0 do 5	23,0	kalcit	52,2	brezbarvna	—
zelenkasto siva polžarica	5 do 10	27,3	kalcit	62,0	sivkasta	N+M
sivkasto zelena pustna glina	15 do 16	2,2	kalcit	5,0	svetlo zeleno modrikasta	N+M
sivkasto rjava mastna glina	19 do 20	0,5	kalcit	1,1	svetlo zelenkasto siva	N+M
siva mastna do meljna glina	26 do 27	6,3	dolomit	13,2	svetlo zelenkasto siva	N+M
siva pustna glina	35 do 36	3,6	dolomit	7,5	svetlo sivo modrikasta	M
sivkasto zelena mastna glina	46,70	0,2	dolomit	0,4	svetlo zelenkasto modra	N+M
temno siva mastna glina	53,80	0,2	dolomit	0,4	svetlo zelenkasto modra	N+M
temno siva mastna glina	63,65	19,6	kalcit (+dolomit)	44,5	siva z zelenkasto modrim odtenkom	N+M
rjavkasto zelena mastna glina	71,0	1,8	dolomit	3,8	zelenkasto sivo modra	N+M
siva meljna glina	71,82	28,4	kalcit	64,7	temno siva	M
rjavkasto zelena do siva mastna glina	74,65	0,0	—	0,0	zelenkasto sivo modra	N+M
temno siva organska glina	77,65	0,1	kalcit	0,2	umazano zelenkasto siva	N+M
zelenkasto siva mastna glina	84,56	1,3	dolomit	2,7	temno zeleno do sivo modrikasta	N+M
peščeni melj	90,00	14,4	dolomit	30,0	zelenkasto sivo rumenkasta	N+M

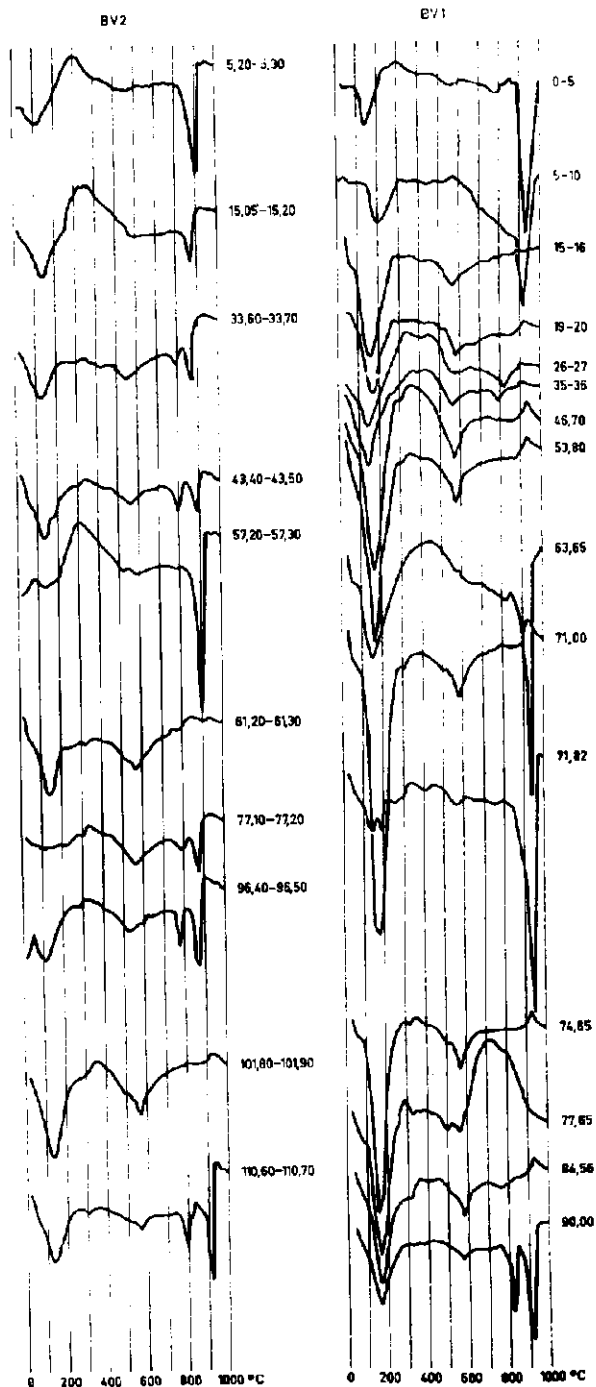
Opomba: N = haloisit M = montmorillonit

KARBONATI IN GLINENI MINERALI V JEDRIH VRTINE BV-2

Tabela 2

Opis vzorcev	Globina v metrih	CO ₂ %	Indikacija po hitrosti reakcije	Količina karbonatov %	Benzidinska reakcija	Indikacija glinenih mineralov
svetlo siva polžarica	5,2 do 5,3	32,6	kalcit	74,0	brezbarvna	—
svetlo rjavkasto mastna glina	15,05 do 15,20	12,6	kalcit	28,5	siva	M
siva mastna glina, skrilava	33,6 do 33,7	16,0	dolomit + kalcit	35,0	zeleno modrikasta	N+M
zelenkasto siva mastna glina	43,4 do 43,5	19,2	dolomit	40,0	zeleno modrikasta	N+M
temno siva mastna glina	57,2 do 57,3	28,4	kalcit	64,5	svetlo modra	M
rjavkasto siva mastna glina	61,1 do 61,2	1,8	dolomit + kalcit	3,8	svetlo modrikasto siva	M
siva pusta glina	77,1 do 77,2	10,0	kalcit + dolomit	21,8	svetlo modra	M
rjavkasto siva mastna glina	96,4 do 96,5	20,0	dolomit	42,0	svetlo modra	M
temno siva mastna glina	101,8 do 101,9	4,0	dolomit	8,4	svetlo zelenkasta	N+M
svetlo rjava mastna glina s posameznimi prodniki	110,6 do 110,7	24,6	dolomit	51,5	svetlo sivo modra	M

Opomba: N = haloisit M = montmorillonit



Sl. 4. Diferenčno termične analize vzorcev jeder iz vrtin BV-1 in BV-2

Fig. 4. Differential thermal analyses of core samples from the bore holes BV-1 and BV-2

Po količini CO₂ in tudi po hitrosti reakcije s solno kislino smo skleпали na kalcit oziroma dolomit. Kalcit se pojavlja v vrtini BV-1 do globine 12 m, v vrtini BV-2 pa do 14 m največ v obliki kosmičev, ostankov mehkužcev in le delno tudi mehaničnih delcev. V večjih globinah so karbonati povprečno kot mehanični delci, le v globinah okrog 50 m in 82 m pri BV-1 ter 50 m do 60 m in 70 m do 73 m pri BV-2 je spet veliko mehkužcev.

Količina karbonatov doseže v polžarici na vrhu 74 %, nato do globine 20 m znatno pade in se le v posameznih plasteh nekoliko poveča. Znatno povečanje je pri že omenjeni globini 50 m (BV-1), oziroma 50—60 m (BV-2) in nato večkrat od 60 m navzdol. Od globine 90 metrov dalje močno prevladuje dolomit nad kalcitom (1. in 2. tabela).

Organske primesi in molekularno vodo smo pri dveh vzorcih vrtine BV-1 iz globin 35/36 m in 77,65 m določili z žarilno izgubo ter našli za prvega 30,5 %, za drugega pa 20,5 % brez karbonatov.

V tabelah smo prikazali razen pomembnejših določitev CO₂ oziroma karbonatov, tudi indikacije glinenih mineralov na podlagi benziidinske reakcije. Ta nam pokaže (Grim, 1953, s. 275) zlasti montmorillonit ob značilni modrikasti barvi in tudi haloisit v zelenkasti (1. in 2. tabela).

Diferenčno termične analize

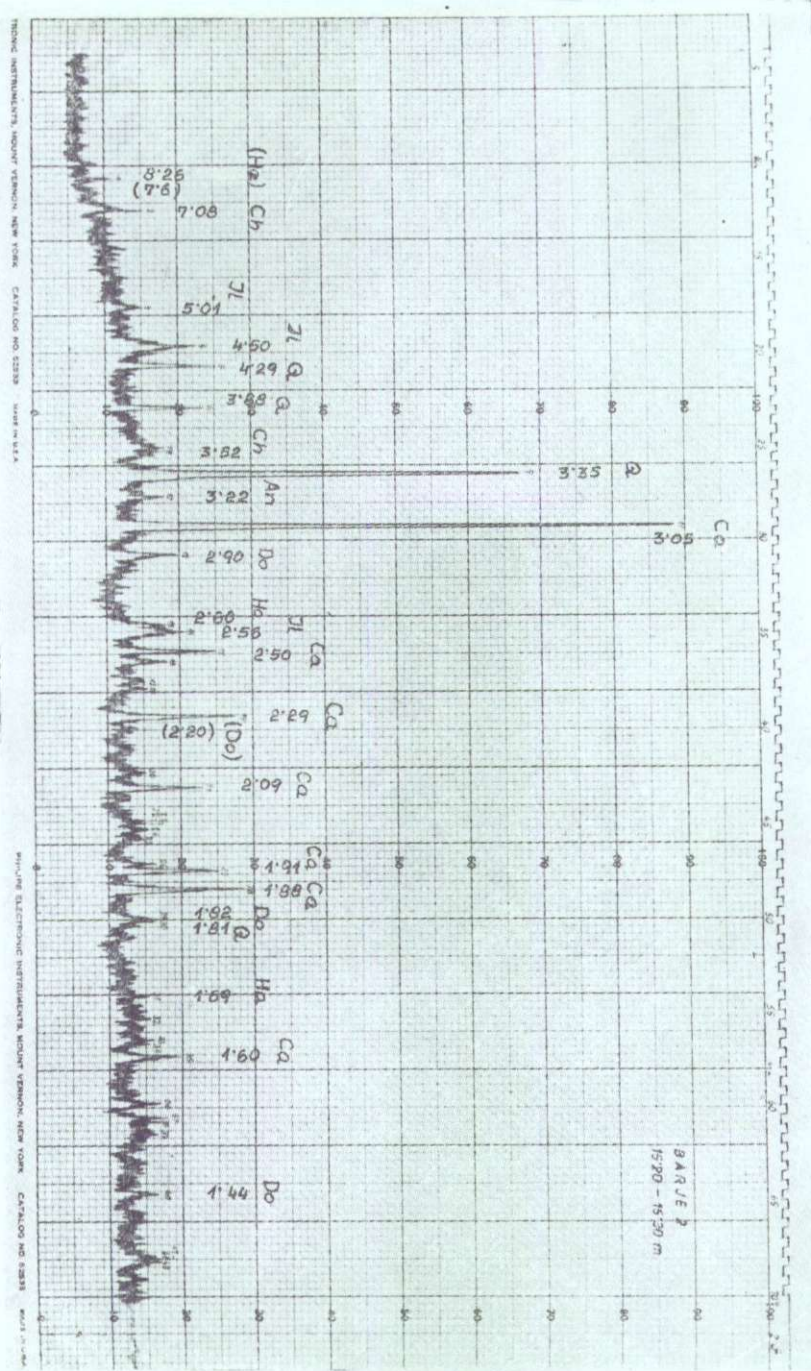
Za določitev mineralov v glinastih plasteh po diferenčno termični metodi smo uporabljali majhno pečko s cevkami in pokrovom iz niklja. Temperaturo smo merili z Ni/Cr-Al termoelementi s pomočjo galvanometra občutljivosti 0,02 mV za diferenčne razlike in z milivoltmetrom natančnosti 2° C za temperaturo pečke. Naprava lahko doseže temperaturo 1000° C in nekaj čez. Za hitrost ogrevanja smo izbrali okrog 12° C na minuto. Hitrost ogrevanja smo kontrolirali z ampermetrom in voltmetrom. Natančnost odčitka je bila v mejah napake povprečnega vzorca presejane žgane glinice kot inertnega materiala. Temperaturo pečke oziroma ogrevanje vzorca smo kontrolirali z endotermnim efektom spremembe kremenca pri 573° C. Uporabljali smo stabiliziran tok (20 : 1).

Podatki diferenčno termične analize jeder BV-1 (sl. 4) kažejo, da illit prevladuje v zgornji tretjini (0,5 m do 5 m, 15 m do 16 m, 19 m do 20 m, 26 m do 27 m) in pri dnu (90,0 m). Kaolinitna skupina je značilna za vzorce v srednjem delu (47,7 m, 53,8 m, 71 m, 74,65 m, 77,65 m in 84,56 m). Montmorillonitni minerali prevladujejo v različnih globinah, predvsem pa v vzorcih 5,0 m do 10 m, 35 m do 36 m, 71,82 m; pojavljajo pa se v manjši količini skoraj v vseh vzorcih.

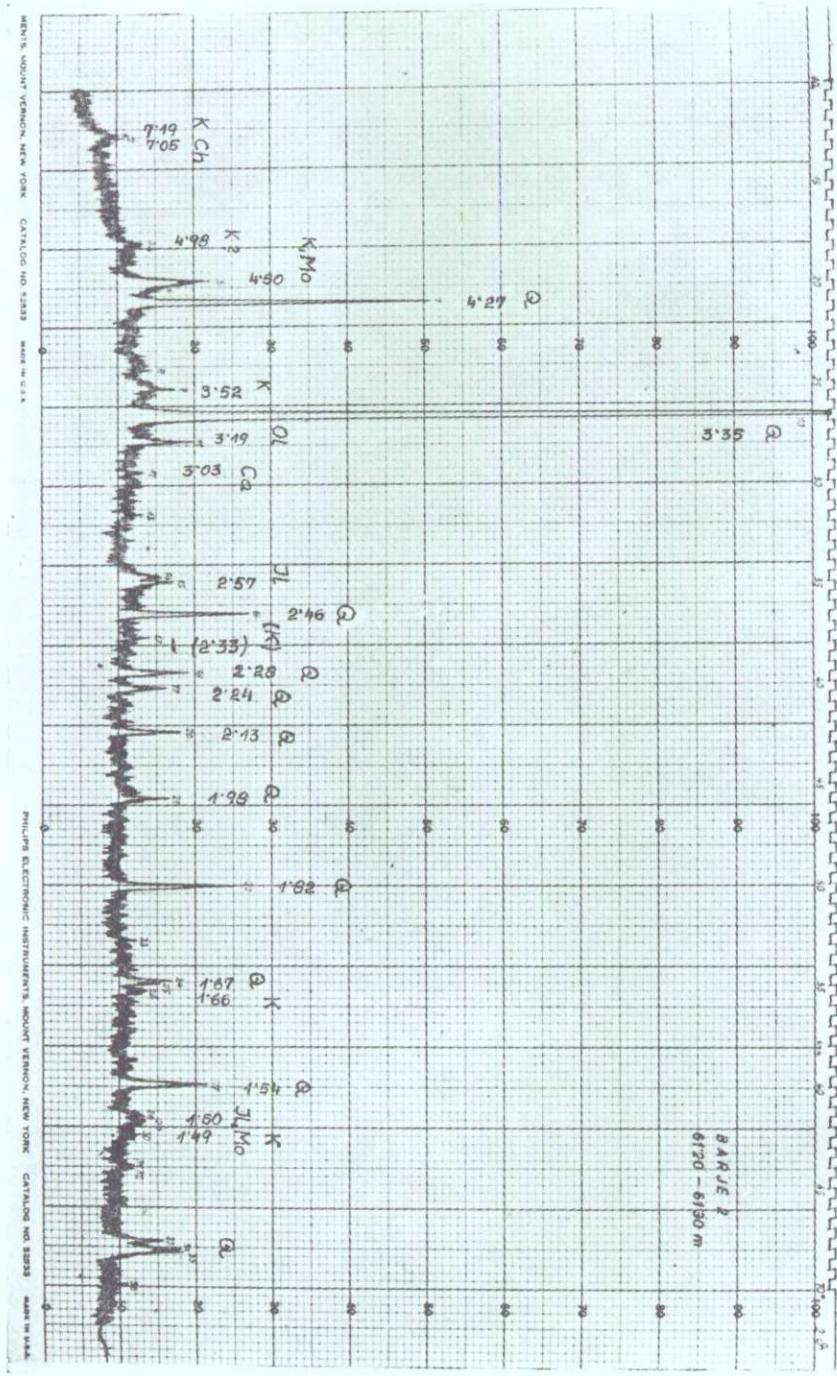
Sl. 5. Rentgenske analize vzorcev jeder iz globine 15,20 do 13,30 m (sl. 5 a), 61,20 do 61,30 m (sl. 5 b) in 110,60 do 110,70 m (sl. 5 c) vrtine BV-2

Fig. 5. Diffraction pattern of core samples taken from depth 15,20—15,30 m (Fig. 5 a), 61,20—61,30 m (Fig. 5 b), and 110,60—110,70 m (Fig. 5 c) of bore hole BV-2

Hu haloisit — halloysite, Ch klorit — chlorite, Il illit — illite, Q kremen — quartz, An andezin — andesine, Ca kalcit — calcite, Do dolomit — dolomite, K kaolinit — kaolinite, Mo montmorillonit — montmorillonite, Ol oligoklaz — oligoclase, No nontronit — nontronite, Ge goetit — goethite



Sl. 5 a — Fig. 5 a



Sl. 5 b — Fig. 5 b

Diferenčno termične diagrame vrtnice BV-2 (sl. 4) si natančneje oglejmo zaradi primerjave z rentgenskimi podatki. Pri vzorcu iz globine 5,2 m do 5,3 m je značilen majhen endotermni odklon zaradi absorbirane vlage zračno suhega vzorca in eksotermni odklon pri 300° C zaradi precejšnje organske primesi. Majhen endotermni odklon pri 570° C in eksotermni odklon pri 960° C kažeta na majhno primes mineralov kaolinitne skupine. Komaj zaznavni endotermni odkloni pri 690° C, 640° C, 670° C in 935° C kažejo na majhno primes klorita in mineralov montmorillonitne skupine, pri 730° C na sericit in pri 780° C na dolomit, oba v zelo majhni količini. Zelo velik odklon pa je pri 900° C zaradi kalcita.

Za vzorec iz globine 15,05 m do 15,20 m sta značilna endotermna odklona pri 140° C in 560° C ter eksotermni pri 915° C, ki skupno kažejo na illit. Za goethit in gibbsit, seveda v majhni količini, sta značilna majhna odklona pri 320° C in 360° C. Disociacijska točka kalcita je zaradi alkalnih mineralov znižana na 875° C.

Vzorec iz globine 33,6 m do 33,7 m je pokazal vse značilne odklone za illit, zelo različne odklone tudi za klorit, dolomit (790° C) in kalcit s podobno znižano disociacijsko temperaturo kot prejšnji vzorec. Majhen eksotermni odklon pri 450° C kaže na primes pirita, ki tedaj odda SO₂.

Vzorec iz globine 43,4 m do 43,5 m je v bistvu podoben prejšnjemu vzorcu, vsebuje pa nekoliko več dolomita.

Vzorec iz globine 57,2 m do 57,3 m je podoben vzorcu polžarice in njegova podobnost verjetno kaže tudi na enak nastanek. Glede na BV-1 ga lahko primerjamo edino z vzorcem iz globin 63,65 m in 71,82 m.

Vzorec iz globine 61,2 m do 61,3 m vsebuje poleg illita minerale kaolinitne in montmorillonitne skupine, goethit in kalcit.

Vzorec iz globine 77,1 m do 77,2 m je v bistvu podoben vzorcu iz globine 33,5 m do 33,6 m in vzorcu iz globine 96,40 m do 96,50 m, vendar je količina dolomita in delno kalcita tukaj večja. Povsem drugačno sestavo kaže vzorec iz globine 101,80 m do 101,90 m. Močno prevladujejo minerali kaolinitne skupine, glede na odklon pri 140° C verjetno haloisit, od primesi pa nekaj illita.

Vzorec iz globine 110,60 m do 110,70 m je podoben zgoraj omenjenim vzorcem, vsebuje pa poleg illita tudi nekaj mineralov kaolinitne in montmorillonitne skupine, goethit ter precej dolomita in kalcita.

Rentgenske analize

Diferenčno termični diagrami niso pokazali značilnega pojavljanja kremenca, ki ga je največ v vzorcih 57,2/57,3 m, 61,2/61,3 m in 77,1/77,2 m. Sledijo vzorci 33,6/33,7 m, 43,4/43,5 m, 110,6/110,7 m, 96,4/96,5 m in 15,2/15,3 m. V vseh teh vzorcih, razen v 57,2/57,3 m, smo našli tudi glinence od albita do andezina.

Ostale ugotovitve se v glavnem skladajo z diferenčno termičnimi, kažejo torej močno prevladovanje kalcita v vzorcu 57,2/57,3 m, nekoliko manj v vzorcu 15,2/15,3 m (sl. 5 a) in znatno manj v vzorcih 33,6/33,7 m,

61,2/61,3 m (sl. 5 b) in 110,6/110,7 m. Dolomit prevladuje v vzorcih 110,6/110,7 m (sl. 5 c), 96,4/96,5 m in 43,4/43,5 m, okrog polovico manj ga je v vzorcih 33,6/33,7 m in 77,1/77,2 m.

Od glinenih mineralov je kaolinit zanesljivo le v vzorcu 61,2/61,3 m, medtem ko ga v vseh drugih vzorcih verjetno delno zamenjuje klorit ($d = 7,07 \text{ \AA}$). V vzorcih 15,2/15,3 m (sl. 5 a), 33,6/33,7 m, 96,4/96,5 m in 110,6/110,7 m, torej pri dnu in pri vrhu se pojavlja značilna črta $d = 5,0 \text{ \AA}$, v vseh drugih vzorcih pa $d = 4,97 \text{ \AA}$; verjetno sta značilni za dva različna minerala, prva morda za illit, druga za minerale kaolinitne skupine. Prvo spremlja v istih vzorcih tudi črta $2,56 \text{ \AA}$, ki je v splošnem značilna za illit. Črte za minerale montmorillonitne skupine se v diagramih navadno prekrivajo z illitnimi in tudi s kaolinitnimi, zlasti pri nižjih medmrežnih razdaljah.

Iz BV-1 smo po Debye-Scherrerjevi metodi mogli preiskati samo vzorec iz globine 35 m do 36 m; dobili smo naslednje vrednosti:

d v \AA	Intenziteta	Indikacija
4,383	m	kremen, illit, montmorillonit
3,358	zm	kremen
2,996	m	kalcit, montmorillonit
2,869	sr	dolomit
2,122	sr	kremen
1,817	m	kremen
1,543	m	kremen
1,500	m	illit, montmorillonit
1,382	m	kremen
1,294	sr	kremen, montmorillonit
1,200	sr	kremen
1,182	sr	kremen

Iz te analize vidimo, da od glinastih mineralov prevladuje illit, prisotni so montmorillonit, kremen, dolomit in malo kalcita.

Za vrtino BV-2 smo raziskali tudi možnost nastopanja težkih mineralov v glinastih vzorcih. Magnetit je v zaznavni količini možen v vzorcih 15,2/15,3 m, 33,6/33,7 m, 77,1/77,2 m, 96,4/96,5 m in 110,6/110,7 m, torej predvsem v mehanskih usedlinah pri vrhu in pri dnu.

Rutil je možen v vzorcih iz globin 15,1/15,2 m in 77,1/77,2 m, torej v vzorcih, ki so se sedimentirali pred kemičnimi usedlinami.

Cirkon je možen praktično v vseh vzorcih, podobno tudi granati. Kromit je verjeten zlasti v vzorcih iz zgornjega dela vrtine (15,2/15,3 m, 33,6/33,7 m in v vzorcu 43,4/43,5 m).

Mikroskopski pregled polžarice

Zaradi pomena polžarice za nastanek Ljubljanskega barja smo dva vzorca pregledali tudi pod mikroskopom. Iz praktičnih ozirov smo izbrali povprečni vzorec takoj pod humusom do globine 5 m in vzorec iz globine 5 m do 10 m, ki predstavlja homogeni karbonatni pelit.

Vzorec do 5 m globine sestavljajo kosmičasta zrna kalcita z malo dolomita, oboje srednje velikosti 0,02 mm, največ pa 0,15 mm, dalje apneni drobeci polževih hišic, okrog 0,03 mm velika zrna kremenca (3 ‰), razpadli rastlinski ostanki (5 ‰) in mikroskopsko nedoločljiva snov v obliki zelo drobnih lusk in kosmičev do velikosti 0,1 mm, ki predstavlja v glavnem glinaste delce. V sledovih se pojavljajo muskovit (0,01 ‰), goethit, granat in epidot (pod 0,01 ‰). Te minerale smo ločili s težko tekočino.

Vzorec iz globine 5 m do 10 m ima tudi kosmičasta zrna kalcita z večjo primesjo dolomita. Kalcitna zrna so povprečno manjša kot v prejšnjem vzorcu; njihova velikost je le nekaj tisočink milimetra, zrna kremenca (2 ‰) pa so, nasprotno, nekoliko večja, povprečno okrog 0,04 mm. Kažejo na močnejše poplavne tokove v barjanskem jezeru. Rastlinskih ostankov je tudi nekoliko manj (2 ‰). Mikroskopsko natančneje nedoločljiva snov (glina) se pojavlja v majhnih luskah, kosmičih in drobcih velikosti do 0,1 mm (skupaj 36 ‰). Muskovita je malo, podobno kot v prejšnjem vzorcu okrog 0,01 ‰. Nekoliko več kot zgoraj je zrn granata in goethita. Pojavljajo se tudi zrna glavkonita, turmalina, cirkona in amfibola, ki jih v zgornjem vzorcu ni.

Fizikalne lastnosti polžarice

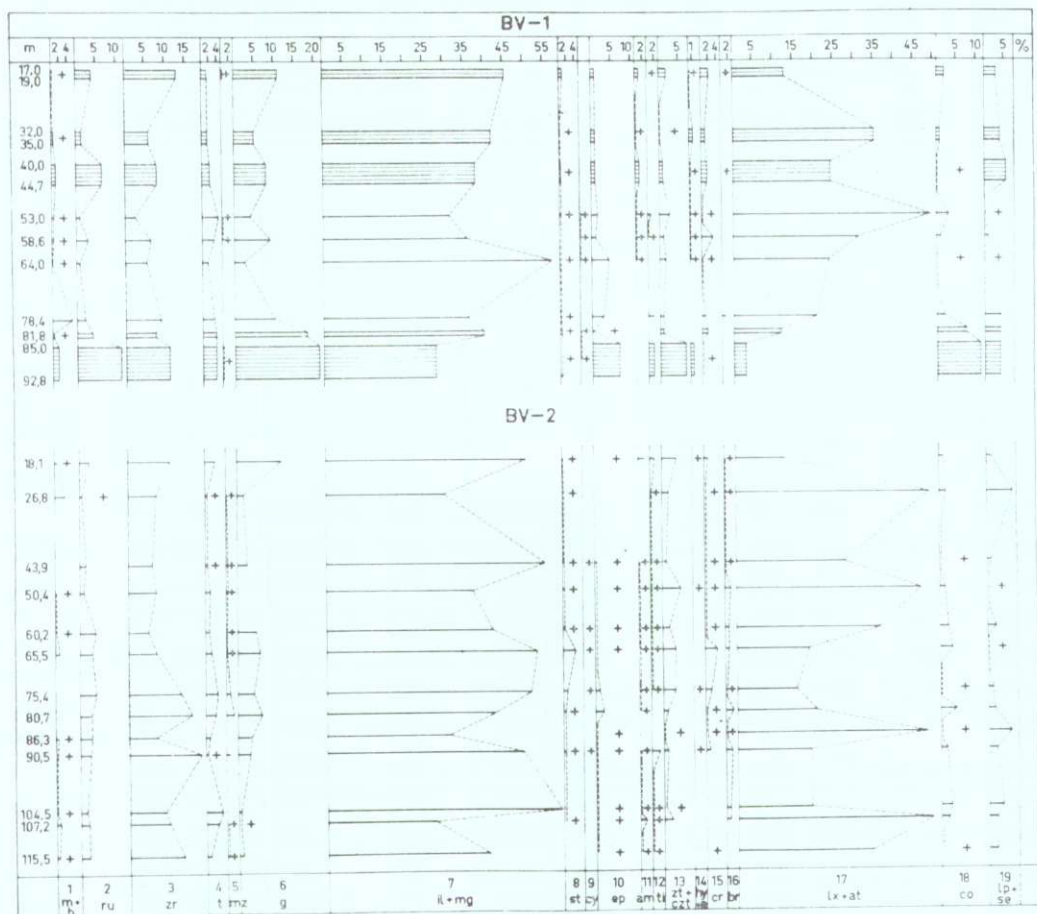
Zganje poskusnih ploščic iz materiala teh dveh vzorcev in merjenje deformacij pri temperaturi do 900° C oziroma 960° C je pokazalo, da se vzorec do 5 m zelo močno krči (1,49 ‰ oz. 0,11 ‰), medtem ko vzorec 5 m do 10 m linearno celo nabreka 0,85 ‰ oziroma 1,68 ‰.

Za oba vzorca smo določili tudi tališče, ki je za prvi vzorec pri 1230° C, za drugega (5 m do 10 m) pa pri 1250° C. Oba vzorca sta bila po taljenju črna, kar dokazuje, da imata znatno primes železovih, delno morda tudi manganovih spojin. Verjetno se je precejšen del železa oboril v jezeru kot železov hidroksid, goethit in lepidokrokrit, ter se tudi vezal v strukturno mrežo karbonatov, glin in organskih snovi, medtem ko zelo majhen del lahko izvira iz težkih mineralov.

Raziskave so pokazale, da polžarica praktično nima nobenega pomena za keramiko, opčne in podobne izdelke, pač pa bi jo zaradi velike količine drobno zrnatih karbonatov lahko uporabljali edino za apnenje kislih zemljišč.

Težki minerali

Iz vrtine BV-1 smo dobili v analizo težkih mineralov devet peščenih in meljasto peščenih vzorcev iz različnih globin od 17 m do 92,80 m. Vzorce smo informativno pregledali tudi pod mikroskopom (sl. 6).



Sl. 6. Diagrami težkih mineralov za vrtini BV-1 in BV-2

Fig. 6. Diagrams of heavy minerals from bore holes BV-1 and BV-2

- | | |
|----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|
| 1. <i>m + b</i> muskovit in biotit — muscovite and biotite | 12. <i>ti</i> titanit — titanite |
| 2. <i>ru</i> rutil — rutile | 13. <i>zt + czl</i> zoisit in klinozoisit — zoisite and clinzoisite |
| 3. <i>zr</i> cirkon — zircon | 14. <i>hy + e</i> hipersten in enstatit — hypersthene and enstatite |
| 4. <i>t</i> turmalin — tourmaline | 15. <i>cr</i> kromit — chromite |
| 5. <i>mz</i> monacit — monazite | 16. <i>br</i> brukit — brookite |
| 6. <i>g</i> granat — garnet | 17. <i>lx + at</i> levkoksen in malo anataza — leucoxene and a small amount of anatase |
| 7. <i>il + mg</i> ilmenit in magnetit — ilmenite and magnetite | 18. <i>co</i> klorit — chlorite |
| 8. <i>st</i> stavrolit — staurolite | 19. <i>lp + se</i> leptoklorit in sericit — lepto-chlorite and sericite |
| 9. <i>cy</i> disten — kyanite | |
| 10. <i>ep</i> epidot — epidote | |
| 11. <i>am</i> amfibol — amphibole | |

Vrtina BV-2 je nudila obilico menjajočih se plasti gline, melja, peska in proda. Za analizo težkih mineralov smo odbrali trinajst peščenih vzorcev iz globine 18,20 m do 116 m (sl. 6). Analiza težkih mineralov naj bi pokazala, ali se posamezne plasti razlikujejo med seboj bodisi po značilnih mineralih bodisi po asociaciji mineralnih vrst. Obenem naj bi pomagala tudi pri razjasnitvi izvora težkih mineralov in s tem izvora drugega materiala. Pri odločanju težkih mineralov smo zaradi dolomita frakcijo 0,06 mm do 0,2 mm raztapljali v razredčeni solni kislini 1:4. Težke minerale smo odločali z bromoformom sp. t. 2,82. Ta specifična teža je le malo manjša (za 0,03), kakor jo navaja Pettijohn (1957, 129) za mejo med težkimi in lahki minerali.

Za pomoč pri iskanju izvora sedimentacijskega materiala smo pregledali tudi nekoliko izpranih prodnikov z različnih globin vrtine BV-2. Pri tem smo iz dveh vrst najpogostnejših peščenjakovih prodnikov napravili tudi analizo težkih mineralov. Ta raziskava je pokazala, katere težke minerale vsebujejo peščenjaki in katere druge kamenine.

V vseh raziskanih globinah obeh vrtin je sestava težkih mineralov podobna. Njihove količine v posameznih vzorcih le nekoliko nihajo. Najbolj so zastopani ilmenit, levkoksen, cirkon, granati, rutil, turmalin, zoisit in klinozoisit. Pogostna sta še klorit in sericit. Ta asociacija mineralov je značilna za barjanske sedimente. Druge vrste mineralnih zrn so v manjšini. Nekateri vzorci kažejo določene posebnosti; vzorec iz globine 64 m vrtine BV-1 vsebuje sorazmerno veliko epidota, zoisita in klinozoisita ter sorazmerno malo granatov. Obratno pa ima vzorec iz globine 81,25 m do 82,40 m veliko granatov in sorazmerno malo epidota, zoisita in klinozoisita. Podobnega razmerja pa ni pokazala vrtina BV-2. Obe vrtini kažeta v vzorcih iz globine okrog 65 m (BV-1 58,58 m in BV-2 65,45 m do 65,58 m) sicer sorazmerno malo (3 %) a največ kromita izmed vseh ostalih vzorcev. Vzorci obeh vrtin kažejo približno obratno sorazmerje med količino granatov in levkoksena. Distena je v obeh vrtinah sicer zelo malo, toda globlje od 50 m je bolj pogosten kot nad 50 m globine. Obe vrtini kažeta pri 35 m do 91 m največ cirkona. Poleg težkih mineralov, prikazanih v diagramu, smo v vzorcu iz globine 32 m do 35 m vrtine BV-1 našli tudi malo tremolita (pod 0,5 %), v vzorcu iz globine 53 m malo andaluzita (pod 0,5 %) ter v vzorcih iz globin 64 m in 81,25 m do 82,40 m še pirit. Jedro vrtine BV-2 pa je vsebovalo pirit v globinah 43,80 m do 43,90 m in od 115 m do 116 m.

Značilnost zrn težkih mineralov iz obeh vrtin je, da so sorazmerno precej zaobljena, čeprav so drobna in trda. Tako na primer pri rutilu pogosto niso ohranjene bipiramide, včasih tudi ne robovi prizem in so zrna delno celo ovalna. Pri cirkonu je oster vrh bipiramid le redko ohranjen, delno so ohranjeni robovi prizem. Turmalin ima zaobljena oglišča in pogosto tudi robove; redko dobimo tudi zelo zaobljeno zrno. Granati imajo zaobljena oglišča. Zrna ilmenita so izometrična in imajo prav tako zaobljena oglišča. Zaobljenost, vsaj oglišč, kažejo tudi vsa druga zrna težkih mineralov.

Če se oziramo na Pettijohnov red obstojnosti težkih mineralov (Pettijohn, 1957, 506) vidimo, da so v naših vzorcih pogostna zrna, ki so

bolj na začetku tega reda. Red se začne z najobstojnejšimi zrni, ki jih v naših vzorcih predstavljajo rutil, cirkon, turmalin, granati in ilmenit. V naših vzorcih je pogosten še levkoksen, ki je po Pettijohnu (1957, 513) značilen za preložene sedimente.

Zaobljenost in prevladovanje obstojnejših vrst zrn težkih mineralov kaže, da so mogla biti zrna najmanj dvakrat preložena. Zrna težkih mineralov v obravnavanih vzorcih morejo izhajati iz razpadlih sedimentov, predvsem iz peščenjakov. Na to kaže tudi pesek, iz katerega smo zrna odločili. Pesek vsebuje poleg kremenca in glinenega melja tudi precej drobcev dolomita in peščenjaka. Analize samo dveh vrst peščenjaka — izbranih prodnikov iz vrtnice BV-2, zelenkasto sivoga peščenjaka iz globin 28,32 m do 28,52 m in 72,59 m do 72,74 m ter rdečkastega grōdenskega peščenjaka iz globine 28,32 m do 28,52 m — so pokazale, da morejo izhajati v peskih se nahajajoči muskovit, rutil, cirkon, turmalin, zoisit, klinozoisit, levkoksen, klorit, leptoklorit in sericit iz peščenjakov obeh vrst. Granati morejo izhajati iz wengenskih skladov. Po ustnem pojasnilu F. Drobnetaja imajo namreč karbonski, grōdenski in werfenski skladi malo granatov, pač pa vsebujejo granate wengenski skladi. Na to kaže tudi naša analizirana peščenjaka.

Nepojasnjeno je ostalo predvsem, od kod izhaja ilmenit v peskih. Prav tako ne poznamo izvora zrn, ki so sicer v majhni količini, kot npr. stavrolit, disten, epidot, titanit, kromit in brukit.

Asociacija težkih mineralov je torej v obeh vrtninah podobna.

Izvor peščenega in prodnega materiala

Raziskave peska iz vrtnice BV-1 iz globine 17 m do 92,80 m so pokazale kot glavne sestavine kremen, dolomit, drobce skrilavca in peščenjaka ter melj. Količina dolomita z globino raste (od okrog 5 % do 50 %), nasprotno pa količina kremenca z globino pada (od okrog 65 % do 30 %). Količini melja in glinastega melja sta več ali manj enaki (okrog 20 % do 35 %).

Glavne sestavine peščenih in prodnih plasti vrtnice BV-2 so dolomit, peščenjak in kremen.

Dolomit je svetlo siv, siv in svetlo rjav.

Svetlo rjava barva dolomita izvira od železovega hidroksida. Dolomit je pretežno drobnozrnat; njegova zrna so velika nekaj stotink milimetra do 0,12 mm. Redkeje je dolomit jedrnat z zrni pod 0,01 mm. Prodniki so trdni, imajo zaobljene robove in obrušene površine. Največji prodnik je velik 30 mm. Mikroskopski pregled prodnikov in peska v zdrobljenem stanju ni pokazal značilnih primesi (npr. kremenca), po katerih bi mogli razlikovati več vrst dolomitov. Odsotnost opazne reakcije s solno kislino 1:25 kaže, da dolomit ne vsebuje kalcita, razen nekoliko drobcev v globini okrog 76 m in 87 m. Tudi preizkus barvanja po Fairbankovi metodi (Le Roy, 1951, 195) je pokazal podobno kot razredčena solna kislina. V vzorcu iz globine 20,20 m do 20,43 m smo na ta način preizkusili štirinajst drobnih prodnikov dolomita; nobeden ni pokazal kalcita. Podobno

velja za enajst drobnih prodnikov iz globine 72,59 m do 72,74 m. Od devetih drobnih prodnikov iz globine 87,70 m do 87,80 m jih je bilo šest dolomitnih, trije pa apneno dolomitni. Prodniki tega apnenga dolomita so belkasti. Sedem prodnikov iz globine 111 m do 111,40 m je z obarvanjem pokazalo samo dolomit.

V primerjavi z dolomitnimi je prodnikov iz apnenca izredno malo. Dva prodnika, ki smo ju našli v izpranem materialu, sta iz globin okrog 65 m in okrog 73 m. Prodnika sta velika 3 mm, imata zaobljena oglišča in sta sestavljena iz svetlo sivega jedrnatega apnenca z zrni, velikimi pod 0,01 mm.

Manjša zaobljenost prodnikov dolomita kaže, da je bil njihov transport kratek. Prinesle so jih vode z barjanskega zaledja, v katerega segajo poleg krajših dolin tudi dolge in globoke doline s potoki Podlipščica, Tunjica, Borovniščica, Gradaščica, Šujica, Želimejščica in Iška.

Po informativnem pregledu naplavlja današnja Želimejščica v glavnem dolomitni prod; znatno manj je rdečkasto rjavih prodnikov peščenjaka in peščenega apnenca ter zelo malo tufskih. Iški prod je iz svetlo sivenga in sivenga dolomita, nekoliko apnenga, manj je prodnikov sivenga apnenca, rdečkasto rjavega peščenjaka in tufa. Prod Gradaščice med Stransko vasjo in Dobrovo, tj. brez naplavin Šujice, je povečini iz dolomita in rdečkasto rjavega kremenovega peščenjaka, malo je prodnikov iz drobnega konglomerata, sivenga apnenca, sivenga glinastega skrilavca, pologlatih prodnikov kremenca in tufa. Redko dobimo prodnik kremenca in zelenkasto sivenga peščenjaka. Šujica nosi pretežno prod mladopaleozojskega kremenovega peščenjaka in glinastega skrilavca.

Če upoštevamo naplavine Želimejščice, Iške, Gradaščice, Šujice ter geološko zgradbo barjanskega obrobja in zaledja (Geološka karta Ljubljanskega prostora, Rakovec, 1955), moremo sklepati, da je izvor dolomitnega peska in proda za vrtino BV-2 bodisi jugovzhodno barjansko zaledje ob Iški, Želimejščici ter vzhodno in jugovzhodno od Škofljice, bodisi severozahodno zaledje na območju Gradaščice.

Barjansko obrobje in zaledje okrog Podpeči, Borovnice, Vrhlike in Trenovega griča ima v svoji zgradbi poleg dolomita tudi precej apnenca, katerega pa je pokazala vrtina BV-2 zelo malo.

Kremen je pogosten v pesku, redkeje ga dobimo v obliki prodnikov; največji kremenov prodnik, ki smo ga našli, je velik 15 mm. Prodniki so povečini pologlati, zelo redko zaobljeni. Kremen je belkasto siv in svetlo siv, zelo redko rožnat. Kot pesek more izhajati iz razpadlih peščenjakov, kot prod pa iz kremenovih žil v mladopaleozojskih skladih. Kremenove prodnike nahajamo skupno s prodniki peščenjakov.

Rožencev je malo. Pojavljajo se kot pesek in droben prod. Največji prodnik je velik 17 mm. Izhajati morejo, podobno kot kremen, iz razpadlih peščenjakov. Prodniki rožencev so zelo svetlo sivi, delno sivi. Njihovi robovi so slabo zaobljeni.

Drobcev tufov je zelo malo in so slabo ohranjeni. V vzorcu vrtine BV-2 iz globine 20,20 m do 20,43 m smo med drugimi prodniki našli 3 mm velik prodnik preperelega tufa. Eno kaolinizirano zrno glinenca je v imerzijski tekočini 1,5455 pokazalo slab negativen relief in je bilo dvoosno

z negativnim predznakom. Tri zrna glinencev so v imerzijski tekočini 1,5385 pokazala negativen relief, predznak enega zrna je bil negativen, pri dveh pa pozitiven. Zrna predstavljajo albit. Našli smo tudi nekoliko zrn kremenca, medtem ko je večji del predstavljala kaolinizirana in kloritizirana tufska masa. Mikroskopska raziskava je torej pokazala, da je prodnik sestavljen iz tufa kremenovega keratofirja. Drobci tufa se pojavljajo v globini 20 m do 28 m.

Glinence v samostojnih zrnih nahajamo le v peskih. Zrna so velika do 0,2 mm, redkeje do 0,5 mm. Pretežno niso dvojčična in so brez razpok. Na videz so podobna zrnom kremenca. Najdemo pa tudi nekoliko dvojčičnih zrn. Po reliefu v imerzijskih tekočinah 1,5455 in 1,5366 ter po konvergentni sliki in kotih potemtinitve sklepamo, da med glinenci prevladujeta albit in oligoklaz, manj pa je andezina Ker sta rdeči in zelenkasto sivi peščenjak pokazala podobne glinence, moremo sklepati, da glinenci v pesku izhajajo iz razpadlih peščenjakov, delno pa iz tufov. Medtem ko smo izvor albita in oligoklaza pojasnili, andezina v prodnikih peščenjaka in tufa nismo našli.

Vrtina BV-2 ima kot prodnike tri vrste peščenjakov. Najbolj sta zastopana zelenkasto sivi peščenjak s prehodi v peščeni skrilavec in rdeči peščenjak. Pogosten je tudi zelo svetlo sivi peščenjak.

Vse tri vrste peščenih prodnikov nastopajo skupaj. Njihov transport ni mogel biti dolg; imajo le zaobljene robove, poleg tega so pogostni tudi skrilavi kosi, ki so zaradi večje količine klorita mehki in manj odporni.

Po asociaciji težkih mineralov v zelenkasto sivem in rdečem peščenjaku sklepamo, da izhajata iz grōdenskih skladov.

Zelo svetlo sivi peščenjak je na osnovi mikroskopskega pregleda kremenov, delno kloritno sericitno kremenov. Ta peščenjak je podoben svetlo sivemu preperelomu karbonskemu peščenjaku.

Po geološki zgradbi barjanske okolice sklepamo, da izvirajo peščeni prodniki bolj iz severozahodnega kot iz jugovzhodnega in vzhodnega obrobja in zaledja.

Zelenkasto sivi peščenjak smo našli tudi v vrtinah na Viču. Kot nam je povedal D r o b n e , dobimo zelenkasto sivi peščenjak v Loškem hribu, to je med Lesnim brdom in Logom, vzhodno od kote 490 m.

Prisotnost granatov v pesku vrtine pa kaže na delni izvor materiala iz wengenskih skladov.

Le med peskom dobimo drobce rdečkastega werfenskega skrilavca in temno sivcega mladopaleozojskega glinastega skrilavca. Malo drobcev mladopaleozojskega glinastega skrilavca smo našli tudi med prodom v vzorcih iz globin 23 m do 25 m, 66 m in 73 m.

Ker je med prodom in peskom v jedrih vrtine BV-2 v globini okrog 87 m do 116,80 m veliko dolomita in zelo malo peščenjaka, kažeta prod in pesek iz te globine bolj na izvor z območja Iške in Želimeljščice kot pa z območja Gradaščice in Šujice. Obratno pa velja za prod in pesek vrtine BV-2 nad 87 m globine, kjer se poleg dolomita pojavlja peščenjak. Material nad 87 m globine torej bolj kaže na izvor z območja Gradaščice in Šujice kot z območja Iške in Želimeljščice.

TEŽKI MINERALI V PRODNIKIH PEŠČENJAKOV VRTINE BV-2
V ODSOTOKIH

Tabela 3

Mineral Vzorec	m	ru	zr	t	mz	g	il	am	zt	lx	co	lp
	+ b						+ mt		+ czt			+ se
1	3	1,5	6,5	6	—	—	1	+	2	43,5	27	7,5
2	12	4	2	2	+	+	—	—	1,5	30	9	39,5
3	18	4,5	13,5	0,5	0,5	—	—	—	4,5	8	23	18
4	3	4	9	5	—	—	+	—	3	47	8	21

m + b — muskovit in malo biotita
ru — rutil
zr — cirkon
t — turmalin
mz — monacit
g — granat
+ — sledovi

il + mt — ilmenit in magnetit
am — amfibol
zt + czt — zoisit in klinozoisit
lx — levkoksen
co — klorit
lp + se — leptoklorit in sericit

Vzorci:

- 1 — prodniki zelenkasto sivega kloritno kremenovega peščenjaka iz globine 28,32 m do 28,52 m
- 2 — podobno kot 1, samo manj klorita
- 3 — prodniki rdečega kremenovega peščenjaka iz globine 28,32 m do 28,52 m
- 4 — prodniki zelenkasto sivega kloritno kremenovega peščenjaka iz globine 72,59 m do 72,74 m.

Limonit nahajamo v manjši količini v ovalnih drobcih, velikih do nekaj desetink milimetra. Pri vseh vzorcih, v katerih smo določali težke minerale, se je k težki frakciji odločil tudi limonit. Pogosto je tudi že omenjeno površinsko obarvanje in infiltriranje dolomitov z železovimi hidroksoidi. To so pokazali predvsem vzorci iz globin okrog 23 m, 50 m, 60 m, 73 m, 86 m in delno 115 m do 116 m. Vzrokov za izločanje železovih hidroksovdov je več. Najpogostnejši primer je, da se železo oksidira in se pri tem obori. Druga možnost, ki privede do nastanka železovih hidroksovdov je, da se iz vode, ki vsebuje ogljikovo kislino in ima malo kisika, obori najprej železo kot karbonat, in ta nato v dotiku z zrakom razpade v železov hidroksovd in ogljikov dioksovd. Zadnji primer se dogaja v močvirskih vodah (Barth, Correns, Eskola, 1939, 204).

Pirit smo v majhni količini našli v vzorcih iz globin 43,80 m do 43,90 m in 115 m do 116 m; ima obliko kroglic, ki so delno med seboj sprijete v agregate. Pri razpadu organskih snovi v odsotnosti kisika je nastajal zveplovd vodik, ki se je spajal z železom, raztopljenim v vodi, in dal pirit.

Med peskom smo v vzorcih iz globin 65,45 m do 65,58 m in 90 m do 91 m našli še dipir. Njegova zrna so prizmatska z bipiramidami. Imajo polno drobnih vključkov z visokimi rožnatimi interferenčnimi barvami.

Od kod je prišel ta mineral in iz kakšnih kamenin, zaenkrat ne moremo pojasniti.

Po sestavi peska in proda ter po asociaciji težkih mineralov sklepamo, da je material celotne vrtine BV-1 in vrtine BV-2 od vrha do globine 87 m prihajal s severozahodnega barjanskega obrobja. Material vrtine BV-2 v globini 87 m do 116,8 m pa je verjetno prihajal z jugovzhoda.

EXPLORATORY BORE HOLES BV-1 AND BV-2 IN THE LJUBLJANA MOOR

The bore holes BV-1 and BV-2 were drilled near the centre and in the eastern part of the Ljubljana Moor respectively. There the Holocene soft carbonaceous pelite, shelly silt, so called "polžarica" nearly reaches the maximum thickness of about 13 metres.

In both bore holes three layers of the polžarica, generally rich with mollusca, are encountered. These silts were deposited from lacustrine waters, rich in calcium bicarbonate, during two interstadial stages W I/II and W II/III, and during the last postglacial period.

Mineralogical analyses of the continuous cores show a general prevalence of kaoline-chlorite clays in the depths from about 40 metres to about 90 metres. Only at 63,65 metres depth one intercalation of illitic character was found. Above the depth of 40 metres, and below 90 metres the illitic clays are prevalent. Some kaoline clays can be found between 19 and 20 metres and 26 to 27 metres. Montmorillonite and halosite respectively can be found in nearly all core samples, especially in carbonate containing clays, that means in alkaline medium. Kaolinite is found in acidic, and illite in neutral medium.

Most of the clays might have been redeposited, therefore the data obtained from two bore holes only might not be fully sufficient for a determination of the origin of these clays.

Differences in the clastic sediments in different depths of the bore holes BV-1 and BV-2 indicate that the clayey material was not transported to both bore holes from the same sources. The chemical sediments however show no essential differences.

The Holocene polžarica from BV-1 (depths 0,36 to 13,14 metres), shows a large quantity of carbonate flakes (74 per cent), some clayey materials such as montmorillonite, illite, chlorite; silica grains (2 to 3 per cent); remains of plants (2 do 5 per cent), and occurrences of heavy minerals such as muscovite, goethite, garnet, gibbsite, epidote, glauconite, tourmaline, zircon, and amphibole.

During the thermal analyses of the average samples from depths 0,45 to 5,00 metres and 5,00 to 10,00 metres these samples showed considerable deformation at their respective melting points 1230° C and 1250° C. Both samples blackened, most probably due to admixture of iron and manganese bound to the clay, the quantity of heavy minerals being too low.

Sand and sandstone cores from various depths of both bore holes were examined for heavy minerals, the grain size investigated being between 0,06 and 0,20 mms. The association of heavy minerals was similar in all samples, in decreasing order of occurrence ilmenite, leucoxene, zircon, garnet and rutile. Chlorite and sericite also occur. Beside the heavy minerals also some limonite was found.

The roundness of the grains, as well as the prevalency of minerals heading Pettijohn's persistence order (Pettijohn, 1957, p. 506) indicates that they originated from desintegrated sandstones.

In the bore hole BV-2 coarse pebbles of gray and red Gröden (Upper Paleozoic) sandstone occur. However, from these sandstones only the association of the heavy minerals cannot be completely explained, as shown in the diagrams (Fig. 6). The origin of ilmenite, as well as that of grains occurring in smaller quantities such as staurolite, kyanite, epidote, titanite, chromite and brookite has not been found. Garnets however are contained in Wengian strata. Still the very similar association of heavy minerals allows the conclusion that their origin was from similar rocks.

The sandy core samples from both bore holes, as well as the pebbles in BV-2 are composed of dolomite, quartz, desintegrated sandstones, slates and silty clays. Only the pebbles from BV-2 were investigated in detail. They consist mainly of dolomite, partly of chlorite-quartz, chlorite-sericite-quartz, and quartz sandstone. Very few are the pebbles originated from quartz veins from Upper Paleozoic strata. One pink pebble might have originated from the very rare Gröden conglomerate. Rare are also pebbles of limestone, tuff, and clay shales.

The bore hole BV-2 reached the dolomite bedrock, which is also a characteristic constituent of gravels and sands in the Ljubljansko barje (Moor south of Ljubljana), whereas generally in the Ljubljansko polje (flat land north of Ljubljana) limestones are prevalent.

The sands and gravels from both bore holes, the geological structure of the moor and its hinterland, and the material carried now by the streams to the Moor allow conclusions on the origin of the sediments encountered in the bore holes. The deeper sediments of bore BV-2, in depths from 116,8 to 87 metres have been redeposited from the southeastern hinterland, and the upper sediments above 87 metres from the northwestern hinterland of the Moor. For bore BV-1 there are no data for the pebbles, but the composition of the sands indicates an origin in the northwestern surroundings of the Moor.

LITERATURA

- ASTM, 1960, Index to the x-ray powder data file, Philadelphia.
Barth, T. F. W., Correns, C., W., Eskola, P., 1939, Die Entstehung der Gesteine, Berlin.
Grim, R. E., 1953, Clay Mineralogy, New York, Toronto, London.
Kramer, E., 1905, Das Laibacher Moor, Ljubljana.
Le Roy, I. W., 1951, Subsurface geologic methods, Second Printing, Second Edition, Golden, Colorado.

Mackenzie K. C., 1962, Differential Thermal Analysis, Data Index, Cleaver-Hume Press LTD, London.

Melik, A., 1946, Ljubljansko mostiščarsko jezero in dediščine po njem. Dela SAZU, Ljubljana.

Milner, H. B., 1962, Sedimentary Petrography, V. I, V. II, Fourth Edition, London.

Pavlovec, R., 1966, Vrtina BV-1 med Notranjimi goricami in Podpečjo na Ljubljanskem barju. Nova proizvodnja, 2, Ljubljana.

Pettijohn, F. J., 1957, Sedimentary Rocks, Second Edition, New York, Evans, and London.

Rakovec, I., 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal, Zgodovina Ljubljane, 1, Geologija in arheologija, 11—207, Ljubljana.

Ravnik, D., 1963, Geoelektrične raziskave na Ljubljanskem Barju, Geologija, Ljubljana.

Sovinc, J., 1964, Geotehnične značilnosti tal Ljubljanskega barja, rokopis, Ljubljana.

Sovinc, J., 1965, Nekaj osnovnih geotehničnih značilnosti sedimentov iz vrtnice BV-1 med Notranjimi goricami in Podpečjo na Ljubljanskem Barju, Geologija, Ljubljana.

Serčelj, A. in Grimšičar, A., 1960, Iz ledenodobne zgodovine naših gozdov. Gozdarski vestnik, Ljubljana.

Serčelj, A., 1965, Paleobotanične raziskave in zgodovina Ljubljanskega Barja, Geologija, Ljubljana.

Tancik, R., 1965, Pedološke značilnosti Ljubljanskega Barja; Geologija, Ljubljana.

IZKOPAVANJE MASTODONTA V ŠKALAH PRI VELENJU

Katica Drobne

S 5 slikami med tekstem

V zgodovini geoloških raziskav na Slovenskem se že dolgo vrsto let omenja Šaleška dolina kot pomembno najdišče pliocenskih sesalcev. Kakor sodimo danes, je kotlina nastala v začetku srednjega pliocena (Rijavec, 1951, 66). Dviganje grud na južni strani šoštanjkega preloma je zaprlo odtok vodam, ki so zalile nastalo udorino. Jezero je bilo približno 12 km dolgo in 4 km široko. Vrtine sredi kadunje kažejo spodaj glinene usedline, nad njimi do 115 m lignita, nato pa 310 m glinenih in peščenih plasti krovnine. Iz tega moremo sklepati, da se je prvotno jezero osušilo in za dolgo dobo zamočvirilo. Zaradi hitrejšega pogrezanja je kasneje ponovno nastalo jezero. V usedlinah tega obdobja so našli poleg jezerske favne in flore še številne kopenske rastlinske in živalske ostanke. Ti pričajo o bujni vegetaciji jezerskega obrežja.

Prve ostanke fosilnih sesalcev so v pliocenskih sedimentih Šaleške doline našli v prejšnjem stoletju. Teller (1888, 735) je opisal ostanke glave in skeleta vrste *Tapirus hungaricus* H. v. Meyer. Kasneje so našli še fragment mastodontovega molarja, pa ga ni bilo mogoče točno determinirati (Rakovec, 1951, 195). Na podlagi teh najdb je bilo možno pričakovati nova najdišča sesalske favne.

Leta 1964 so v Škalah pri Velenju s površinskimi deli odkrili štiri najdišča z ostanki mastodontov. Odkopavanje premoga proti Škalam je v zadnjem desetletju hitro napredovalo. Na tem območju je premogov sloj debel 60 do 90 m, plast krovnine nad njim pa sestavljajo približno 200 m debeli glinasti in peščeni sedimenti, ki se nad jamskimi prostori močno ugrezajo. Pri debelini odkopanega sloja 60 m in več se teren res močno poseda. Ob nastalih razpokah se je že leta 1953 v Škalah porušila cerkev s sosednjimi hišami. Ob vznožju hriba se je ravnina posedala in nastalo kotlino je zalila Lepena, ki je ob napredujočem ugrezanju pretočila še potok Sopoto. Potrebno je bilo urezati vodam novo strugo in istočasno s črpanjem vode in zasipavanjem osuševati jezero. V ta namen so pričeli s terenskimi deli na pobočju Škal. Z buldozerji so odkrivali plast za plastjo in nižali prvotno pobočje hriba (sl. 1 in 2). Dne 1. avgusta 1964 je Štefan Borovnik prvič opazil ostanke kosti in zob. Ker je delal ponoči, je zbral samo nekaj fragmentov s površja, med drugim tudi dva poškodovana molarja. Žal ni bilo mogoče točno izmeriti lege 1. naj-



Foto K. Drobne

Sl. 1. Spodnji del pobočja z najdiščem mastodonta
 Fig. 1. The lower part of the slope with locality of Mastodon

dišča, vendar sodimo, da je ležalo nekaj metrov nad višino 400 m. Tudi drugo najdišče, oddaljeno le kakih 20 m od prvega, je 14. septembra 1964 odkril Borovnik. Ohranili so se le deli vretenc in nekaj manjših kosti stopal. Dne 6. oktobra se je pod gosenicami buldozerja pokazala nova najdba. Na višini 389 m, tik nove struge, so Polde Ivenčnik in njegovi sodelavci izkopal meter in pol dolg okel, čeljustnico s štirimi molarji in nekaj kostnih fragmentov. Zaradi okoliščin, ki so pripeljale do odkritja, je kaj lahko razumljivo, da je material zelo poškodovan.

Močno deževje, ki je v oktobru vrezalo v mehko površje hriba do meter globoke jarke, je razgalilo večje kosti in okla na četrtem najdišču. Opazila sta jih Ivan Delopst in Maks Dobnik. Kostni so ležale v dolžini 9 metrov, vse že močno poškodovane.

Štiričlanska ekipa Inštituta za geologijo je 26. oktobra 1964 pričela s sistematičnim odkopavanjem. Sestavljali so jo geologi Janez Pohar, Vida Pohar, Majda Prestor in Katica Drobne. Za določitev lege posameznih najdb smo uporabili troosni koordinatni sistem. Os x smo izbrali v smeri pobočja, os y smo zakoličili v ravnini izohips, in v ničelni točki na višini 396,90 m smo navpično na osi x in y postavili še os z .

Odkopane kosti so ležale na površini 40 m², sam izkop pa je bil precej večji, saj je meril 90 m². Največ kosti in njihovih fragmentov je ležalo v prvih dveh metrih ob spodnjem robu najdišča posamič ali skupaj, tesno druga na drugi, skoraj tik pod površino. Posamezne kosti, ki so

ležale globlje, smo dobili v smeri osi x še 7 m od naše začetne ravnine. Debelina plasti z ostanki mastodonta je znašala 1,50 m. Glede na globino se je spreminjala tudi ohranjenost kosti. Tik pod površino so bile kosti zaradi dežja in razmočene gline povsem krhke in zdrobljene. Globlje, v suhih plasteh gline, so prevladovali bolj kompaktni kostni deli (sl. 3). Povrhlica nad spongiozo je bila v vseh primerih zelo krhka, tako da se je odluščila že ob rahlem dotiku. Ohranjenost najdb je bila občutno slabša tudi na obeh straneh jarkov, ki so razrezali površje. Voda, pomešana z glino je razjedla in odplavila tudi zelo kompaktne kosti; njihove fragmente smo našli daleč po pobočju navzdol. Od položaja najdenih kosti je bila odvisna tudi njihova barva. Blizu površja in v vlažnih plasteh so prevladovale temno rjave kosti. Čim globlje smo prodrli v suhe plasti gline, tembolj so postale kosti oranžne, na zraku pa so v zelo kratkem času potemnele do rjavega odtenka.

Pri izkopavanju smo kosti najprej odkrili tako, da so ležale v usedlini samo s spodnjo tretjino. Krhke in nalomljene kosti smo najprej obdali s plastično glino ali vazelinom, povezali z žico in nato oblili z mavcem. Ko je bila vsa masa otrdela, smo previdno spodrezali glino pod kostjo ter vse skupaj še enkrat povezali s povoji in vložili v vrečke. Manjše in bolj trdne kostne dele smo pazljivo dvignili, jih obdali z vato in trdno ovili s povoji. Nato smo vsako najdbo označili z inventarno številko.

Izkopali in zavarovali smo 10 dolgih kosti, 2 okla, 4 zobe, 4 kose s fragmenti glave, 12 nepopolnih vretenc, 16 nalomljenih reber, 3 frag-

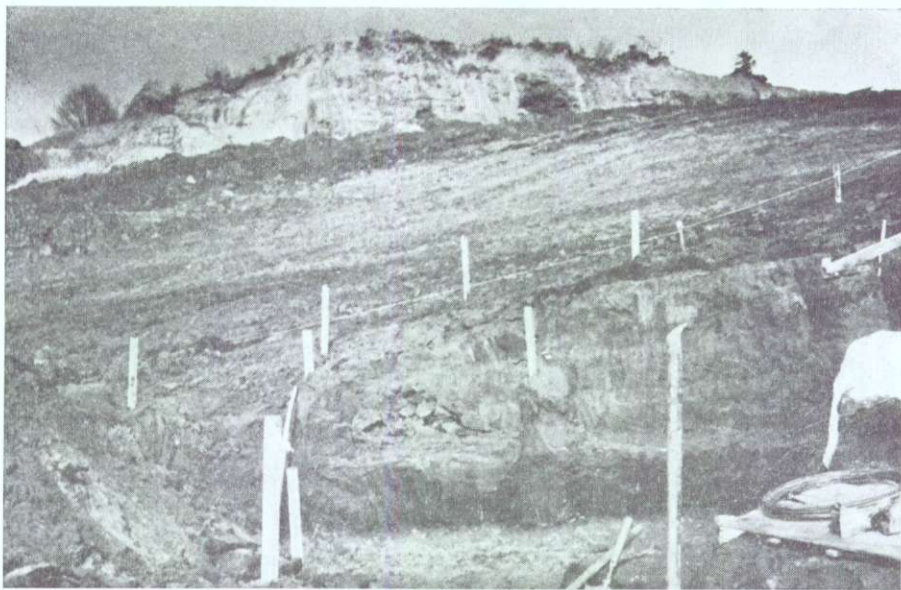


Foto K. Drobne

Sl. 2. Zgornji del pobočja z najdiščem mastodonta

Fig. 2. The upper part of the slope with locality of Mastodon

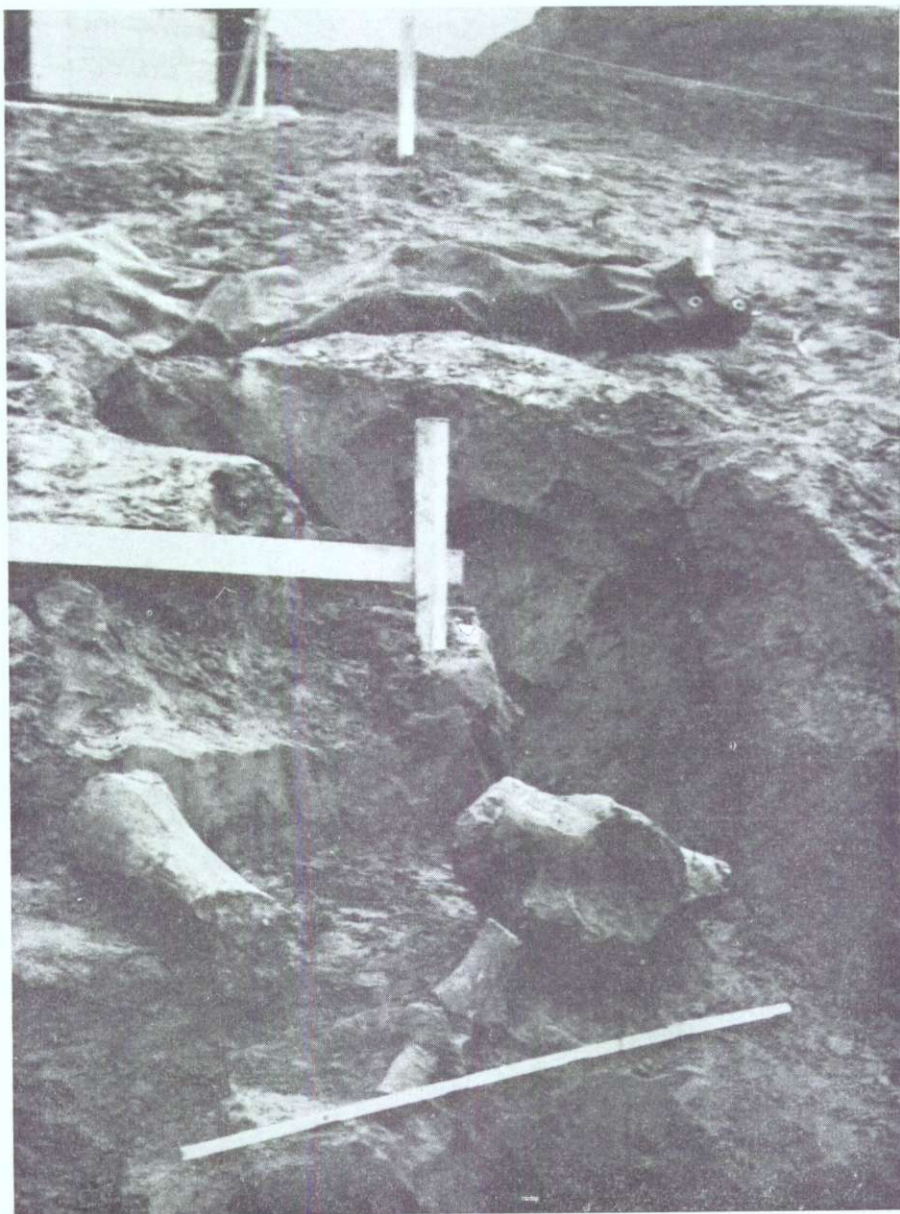


Foto K. Drobne

Sl. 3. Fragmenti okolčja in cevaste kosti

Fig. 3. The fragments of pelvic girdle and long bones

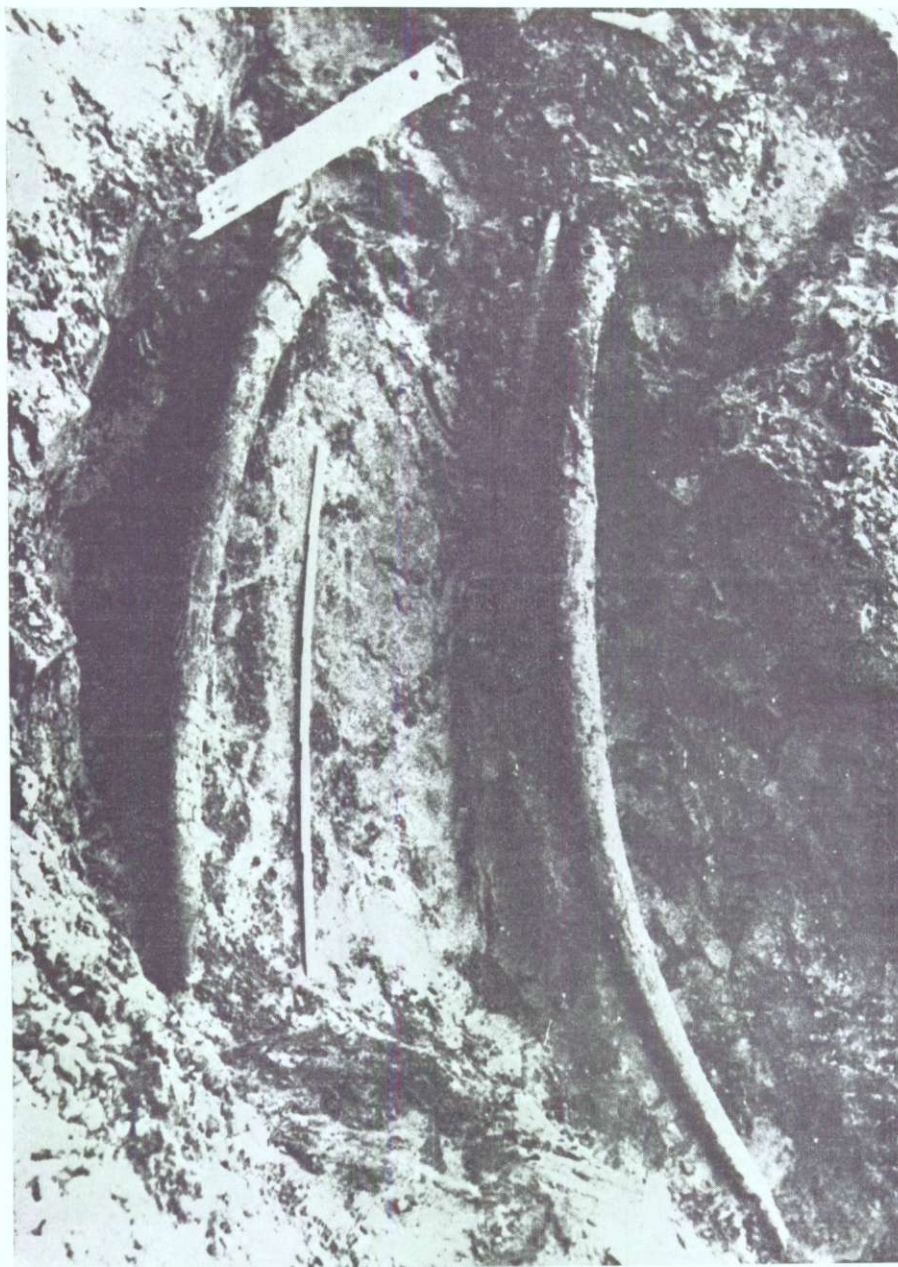


Foto I. Ozebek

Sl. 4. Mastodontova okla v najdišču Škale pri Velenju

Fig. 4. The Mastodon tusks from Škale near Velenje

Fig. 5. Molars in maxilla of Mastodon

Sl. 5. Molarja v zgornji celjusti

Foto K. Drebné



mente okolčja, 56 kosti stopal, 22 epifiz k najrazličnejšim kostem, 2 pateli, precej nedoločljivih fragmentov in okruškov kosti. Najbolj zanimive najdbe so oba okla in ostanki glave z zobmi. Okla sta ležala na skrajni desni strani najdišča. Levi je dolg 2,30 m in je ohranjen v celoti, saj je s korenom še tičal v lobanji (sl. 4). Med zdrobljenimi kostmi lobanje smo ob strani odkrili dva zgornja molarja še na primarnem mestu. Ležala sta v kosti z navzdol obrnjenima kronama (sl. 5). V jarku smo našli ob glavi še dva izolirana molarja s tremi že močno obrabljenimi prečnimi grebeni. Vsi drugi skeletni deli s pomembnimi ostanki metapodijev sprednjih in zadnjih okončin so bili razprostranjeni levo od oklov. Zanimivo je, da manjkajo večja vretenca, ki bi pripadala vratnemu, prsnemu ali ledvenemu delu hrbtenice. Izjemo predstavljajo trije fragmentarno ohranjeni trnki. Po legi plasti (55/12) moremo sklepati, da je manjkajoči del skeleta buldozer že odstranil pri površinskih delih. Prvotno pobočje so namreč nad četrtim najdiščem znižali za približno 19 m.

V podolžnih in prečnih profilih je bilo ugotovljenih 12 različnih plasti od mastne gline do grobo zrnatega peska. Ostanki mastodonta so ležali v peščenih in glineno-peščenih usedlinah rumenkaste in zeleno sive barve. Skupno z njimi smo našli mnogo rastlinskih ostankov, predvsem fosilnega lesa, storžev in orehov, plodov drevesa *Carya*.

Z izkopavanjem so prišli na dan pomembni fosilni ostanki mastodonta, ki bodo s kasnejšimi paleontološkimi in stratigrafskimi študijami prispevali k poznavanju razvojnega niza mastodontov.

Da je izkopavanje ostankov mastodonta uspelo v taki meri, smo dolžni predvsem toplo zahvalo Dušanu Pipušu, dipl. rud. inž., in Jožetu Guštinu, dipl. rud. inž. z uprave Rudnika lignita Velenje, ki je omogočila obsežna terenska dela.

THE EXCAVATION OF MASTODON AT ŠKALE

The fault basin of Šalek (Slovenia, Yugoslavia) originated from the beginning of the Middle Pliocene. The depression was at that time filled with water and a lake 12 km long and 4 km wide appeared. The section of the beds deposited in this lake is the following: Clay, lignite up to 115 m thick overlain by the sandy clay with intercalations of sand. In this sandy clay besides lacustrine fauna and flora also numerous terrestrial plants and animal remains occur. Among the mammals, which have been discovered, let us mention the remains of the species *Tapirus hungaricus* H. v. Meyer (Teller, 1888) and the fragment of the Mastodon molar (Rakovec, 1951).

In the year 1964 again some interesting remains of Mastodon were discovered in three small and in one larger finding places at Škale. The findings of the latter were lying 19 m under the surface in sand and in sandy clay of yellow and of greenish-grey colour with a dip of 55/12. Among the numerous bones and their fragments from all four finding places the most important are: 10 long bones, 3 tusks, 10 teeth (2 of them

badly preserved), 16 partly broken ribs, 3 fragments of pelvic girdle, 56 feet and 2 patellas.

The fossils are variously preserved. Immediately beneath the surface the bones were fragile and broken. Deeper in the dry clay beds firmer bones predominated. Together with the remains of *Mastodon* numerous plant remains — chiefly fossil wood, cones and the nuts of a *Carya*, were discovered.

With the paleontological and stratigraphical studies of the teeth found and of the part of the postcranial skeleton we shall be able to contribute much to the knowledge of the development of *Mastodon*.

LITERATURA

Drobne, K., J. Pohar, V. Pohar in M. Prestor, 1964, Izkopavanje mastodonta iz krovnine velenjskega premogovnika. 1—26, T. 1—3, pril. 1—6, arhiv Inštituta za geologijo, Ljubljana.

Hamrla, M., 1955, Geološka karta Šaleške doline: Arhiv Rudnika lignita Velenje, Velenje.

Pohar, V., 1965, Najdba mastodonta v pliocenskih plasteh v Škalah pri Velenju. Varstvo narave 2—3, 211—214, Ljubljana.

Rakovec, I., 1951, O najdbah mastodonta (*Mastodon arvernensis* Croiz. et Job.) na Štajerskem. Razprave Slov. Akad. znan. umet., Cl. IV, 1, 175—202, Ljubljana.

Rakovec, I., 1951, Naši kraji v pliocenski dobi. *Proteus* 14, 10—18, Ljubljana.

Rijavec, J., 1951, Pliocen v Šaleški dolini. Diplomsko delo, rokopis str. 70, T. 1—5, pril. 1—6, arhiv odseka za geologijo FNT, Ljubljana.

Teller, F., 1888, Ein pliocäner Tapir aus Südsteiermark. *Jb. geol. R. A.* 38, 729—770, T. 14—15, Wien.

KLIVAŽA — PREVLAJUJOČ STRUKTURNI ELEMENT V GRÖDENSKEM PEŠČENJAKU ŽIROVSKEGA VRHA

Antonije Antonijević

Z 8 slikami

Ko so sredi leta 1960 odkrili uranovo rudo na Žirovskem vrhu pri Corenji vasi, so opazili, da se orudeni grödenski peščenjak lepo ploščasto kolje in da razkolne ploskve vpadajo proti severovzhodu. V začetku so mislili, da gre za plastovitost. Toda že v prvih razkopih so se pokazali slabi znaki prave plastovitosti z nasprotnim vpadom. Vendar smo v ta podatek dvomili tako dolgo, dokler niso bile v raziskovalnem rovu plasti jasno vidne. Primarna ruda v glavnem nastopa v določenih nivojih sivega grödenskega peščenjaka.

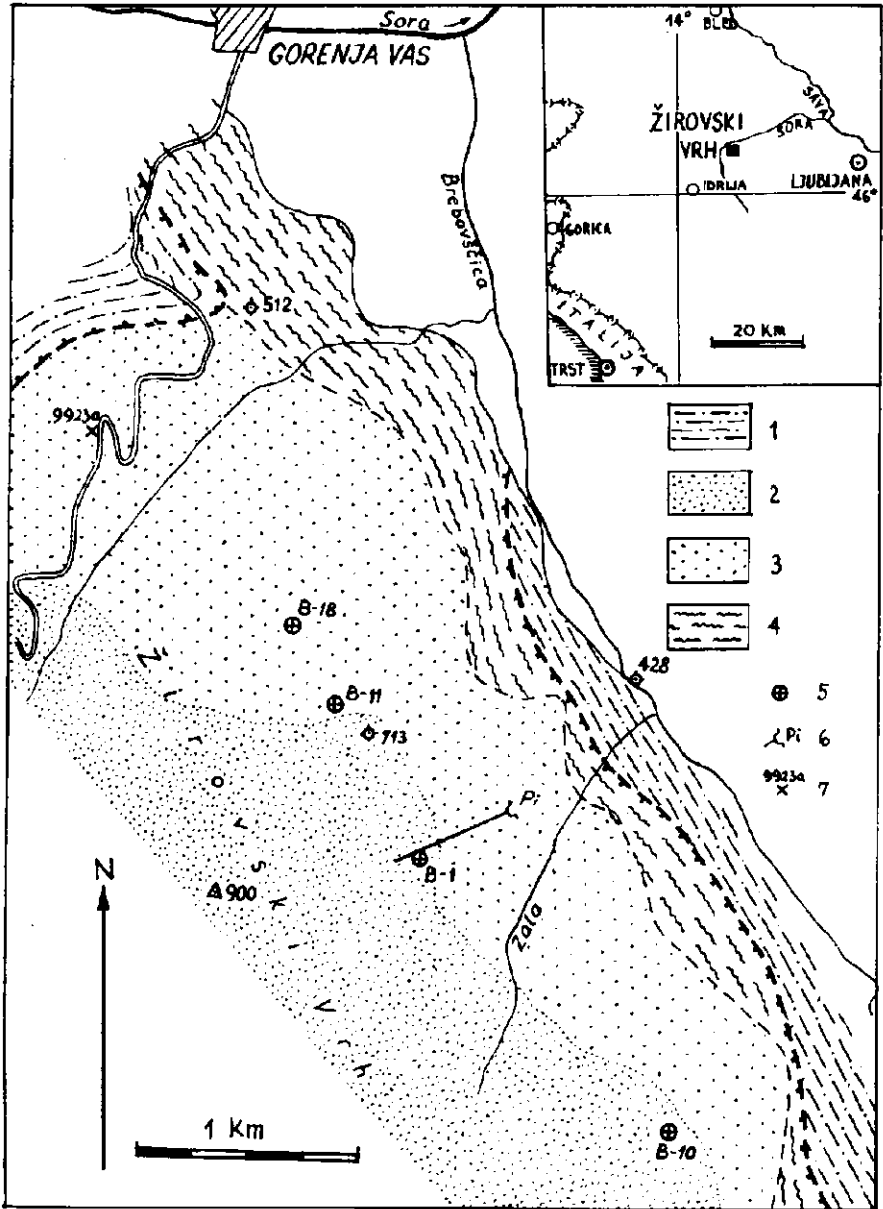
Kratek pregled zgradbe grödenskega peščenjaka

Grödenske plasti Žirovskega vrha so dobro raziskane in o njih je bilo objavljenih že več del. Sestoje iz glinastega skrilavca, meljevca, peščenjaka, konglomerata in breče, ki se v celotnem profilu med seboj menjavajo brez ostrih meja. To zaporedje plasti je debelo več sto metrov. Njegov spodnji del je v glavnem sestavljen iz sivega debelozrnatega kremenovega peščenjaka, ki vsebuje številne tanke in debele vložke konglomerata. V zgornjem delu pa prevladujejo vijoličasto rdeči drobnozrnati in fino-zrnati sedimenti. Na grödenskih plasteh leži belerofonski apnenec. Splošne značilnosti celotnega zaporedja plasti so zelo podobne kot v klasičnem nahajališču Val Gardena (Gröden) v severni Italiji, kjer tudi nastopa uranova ruda.

Raziskovanja mikrostrukture

Pri geološko rudarskih raziskovanjih in pri geološkem kartiranju tega terena smo le redko mogli opazovati plastovitost, ki je zelo slabo izražena in poleg tega maskirana s klivažo. Konec leta 1961 je avtor vzel nekaj orientiranih vzorcev peščenjaka za strukturološka raziskovanja. V zbruskih peščenjaka je bilo vidno, da so sljude kljub precejšnji deformaciji ohranile svojo prvotno orientacijo v ravnini plastovitosti (v francoščini »litage«). Zato po njih lahko sklepamo na plastovitost tam, kjer ni vidna.

Leta 1962 smo vzeli še 17 orientiranih vzorcev v raziskovalnem rovu in na površju, povečini na krajih, kjer je bila plastovitost vidna. Praviloma



Sl. 1. Geološka karta Žirovskega vrha po P. Marinkoviću in S. Isailoviću
 Fig. 1. Geologic map of Žirovski vrh after P. Marinković and S. Isailović

1. Triadni sedimenti
Triassic sediments
2. Rdeči grödenški peščenjak, večidel drobnozrnat
Red Grödenian sandstone, predominantly fine-grained

je plastovitost izražena v centimetrskem ali decimetrskem obsegu z vložki, bogatimi z barvnimi sestavinami (biotit, amfibol in podobno), ki so na ravnih ali poliranih presekih vidni kot temni trakovi (sl. 2). V decimetrskem obsegu je plastovitost izražena s sedimenti različne zrnivosti in barve, ki so se pri usedanju ritmično izmenjevali med seboj. Smeri plastovitosti in klivaže sta si bili v večini primerov zelo blizu, zato smo od vsakega vzorca raziskali samo po en zbrusek, rezan pravokotno na obe ravnini. Iz jeder vrtin smo naredili nekaj zbruskov vzporedno z osjo vrtine; pri tem smo lahko določili samo vpad, ne pa tudi smeri plasti.

Merili smo na teodolitni mizici tako, da smo določili položaj razkolnih ploskev sljud (muskovita in kloritiziranega biotita) in mikrorazpok. Da bi ohranili vzporedni položaj zbruska z glavno horizontalno osjo A_1 , smo na merskem krogu glavne vertikalne osi A_1 označili nekaj črt. Pri naravnem položaju razkolnih ploskev, posebno pa mikrorazpok v vertikalni položaj, je možna napaka do 10° . Na vsakem zbrusku smo zmerili 100 do 120 razkolnih ploskev in okrog 40 klivažnih razpok. Pole teh ploskev smo nanесли na Schmidtovo mrežo, konture pogostnosti polov pa smo z ustrežno rotacijo privedli v pravi položaj glede na vpad pri površinskih vzorcih oziroma glede na os vrtine pri jedrih.

Na diagramih smo prikazali naslednje elemente: konture pogostnosti razkolnih ploskev sljud (brez osnovne konture do 3 ‰), konture pogostnosti ploskev razpok, posamezne pole sljud, označenih na mikrofotografijah in pole ploskev plastovitosti in klivaže, merjenih na krajih vzorčevanja (sl. 3, 4 in 5).

Slike kažejo tri značilne primere. Na sl. 3 je narisana položaja polov posameznih ploskev vzorca iz raziskovalnega rova P_i (na 259 m). Pol plastovitosti se precej dobro ujema z enim od maksimumov; merili smo jo približno deset metrov naprej od kraja, kjer smo vzeli vzorec. Plastovitost predstavlja mejno ploskev med sivim in rdečim peščenjakom. Nasprotni maksimum se ujema tako s konturami razpok kakor tudi s polom klivažne ploskve, merjenim na kraju samem.

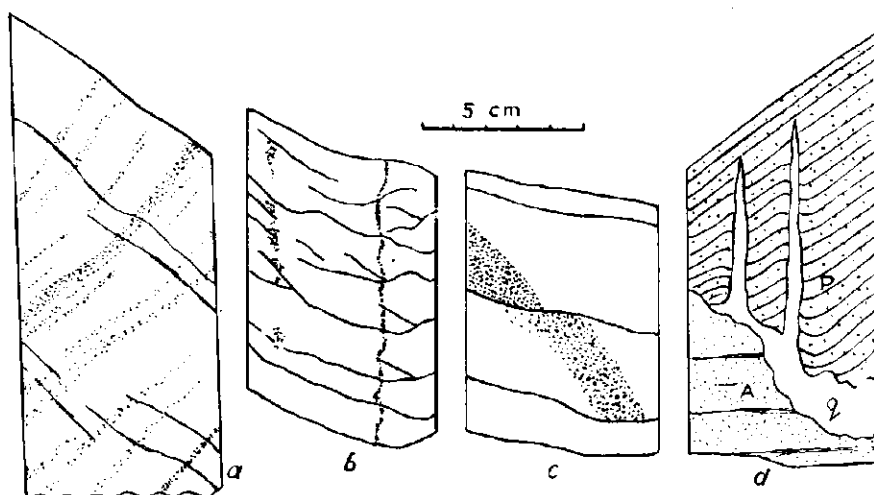
Centralni maksimum s povsem horizontalnim položajem sljud ni zadosti jase in se morda nanaša na neki rezultatni položaj med prvotnim usedanjem sljude in poznejšimi deformacijami. Na vzorcu iz raziskovalnega rova P_i (259 m) sta vidna dva sistema klivažnih razpok, medtem ko klivaža, izmerjena na terenu, predstavlja rezultatno ploskev (sl. 3). Kot vidimo na mikrofotografiji tega vzorca (sl. 6), so sljude močno deformirane

3. Sivi grōdenski peščenjak, večidel debelozrnat
Gray Grōdenian sandstone, predominantly coarse-grained
4. Karbonski skrilavec
Carboniferous shale
5. Vrtina
Borehole
6. Glavni rov
Main adit
7. Lokacija vzorčevanja
Sampling point

in zato so poli precej razpršeni. Na diagramu vzorca iz kamnoloma v severnem delu terena vidimo izrazito spremembo elementov vpada (sl. 5). Plastovitost tu ni vidna, verjetno ima iste elemente vpada kot klivaža. V tej spremembi položaja in medsebojne lege strukturnih elementov se odražajo bolj komplicirana zgradba tega dela ozemlja in močnejše deformacije (sl. 8).

Strukturno kartiranje vrtin

Pri pregledu nekaterih vrtin smo opazili, da z detajlnim kartiranjem jeder kljub njihovi enosmerni orientaciji lahko dobimo mnogo zanimivih podatkov, predvsem o strukturi, ki jih pri prejšnjem čisto litološkem



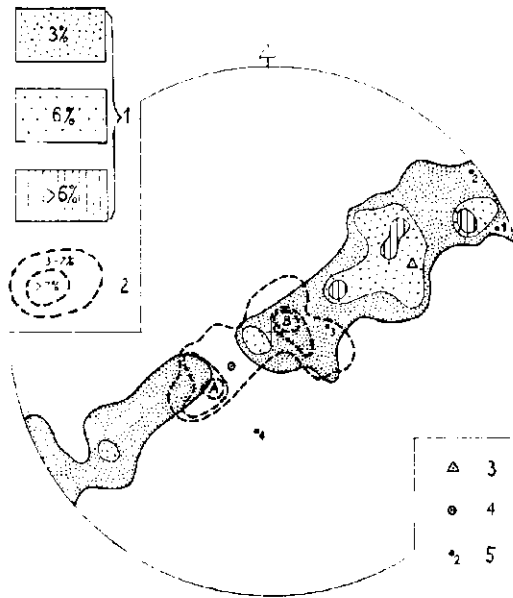
Sl. 2. Vzorci jeder z različnimi oblikami klivaže

Fig. 2. Core samples showing various kinds of cleavage

- a) Redke, pravilne klivažne razpoke niso porušile dobro razvite plastovitosti
a) Rare, regular developed cleavage joints not disturbing the well developed bedding
- b) Dva sistema nepravilnih klivažnih razpok sta blago porušila vertikalno plastovitost
b) Two system of irregular cleavage joints slightly disturbing the vertical bedding
- c) Strig ob klivažni ploskvi v grödenskem peščenjaku. Vrtina B-18, globina 321 m
c) Shearing along the cleavage plane in Grödenian sandstone. Core sample from depth 321 m of the borehole B-18
- d) Razne oblike klivaže v različnih kameninah. P srednjezrnati peščenjak, A meljevec, q kremen. Vrtina B-10, globina 138 m
d) Different kinds of cleavage in various rocks. P medium-grained sandstone, A siltstone, q quartz. Core sample from depth 138 m of the borehole B-10

kartiranju nismo zaznamovali. Zato smo leta 1962 detajlno pregledali jedra vseh vrtin; pri tem smo zbirali naslednje podatke:

1. vpadni kot klivaže in plastovitosti (vse vrtine so bile navpične z odkloni okrog 5°).
2. Medsebojno razmerje in razlika smeri klivaže in plastovitosti.
3. Značaj klivaže (dobro ali slabo izražene, goste ali redke, pravilne ali nepravilne in podobno).



Sl. 3. Diagram usmerjenosti različnih strukturnih mikroelementov, merjenih na vzorcu z 259 m rova Pi.

Fig. 3. Orientation diagram of various microstructure elements measured on the sample from the adit Pi at 259th meter.

106 merjenj measurements	klivaža cleavage	$52^{\circ} . 16^{\circ}$	plastovitost bedding	$245^{\circ} . 50^{\circ}$
-----------------------------	---------------------	---------------------------	-------------------------	----------------------------

1. Pogostnost polov sljudnih lističev
Density of poles to mica cleavage planes
2. Konture pogostnosti polov mikrorazpok. A starejši sistem, B mlajši sistem
Density contours of microjoint poles A 1st system, B 2nd system
3. Pol plastovitosti, merjene na kraju vzorčevanja
Pole of bedding plane measured at sampling point
4. Pol klivažnih razpok, merjenih na terenu
Pole of cleavage joints measured in the field
5. Poli razkolnih ploskev sljud in mikroskopskih razpok, označeni na sl. 6
Poles of mica cleavage and microjoints marked in fig. 6

4. Stopnja spremenjenosti in porušenosti jeder in podobno.

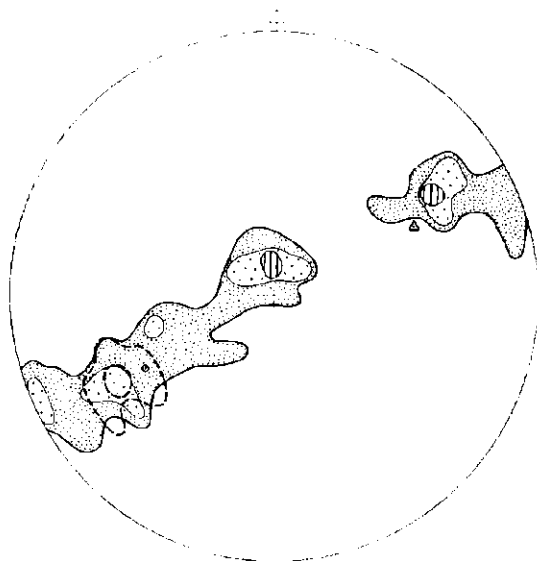
Podatke pod točko 1 smo statistično obdelali in dobili naslednje rezultate:

— Vpadni koti plastovitosti so v vseh vrtinah, tj. na vsem terenu med 40° in 50° .

— Jasno se razlikujeta dve skupini maksimalne pogostnosti vpada klivaže: v vrtinah v južnem delu terena znašajo 35° do 40° , v severnem delu pa 20° do 30° .

Klivaža in spremljajoči pojavi

Pri dopolnilnem kartiranju vrtin smo poskušali klivažne oblike opisati po določenem sistemu. Reducirali smo jih na šest tipov, ki smo jih večidel prikazali na sl. 2. Ta opis temelji na mikroskopsko vidnih oblikah,



Sl. 4. Diagram usmerjenosti mikrostrukturnih elementov, merjenih na vzorcu s 17 m hodnika H-12. Razlaga kot na sl. 3.

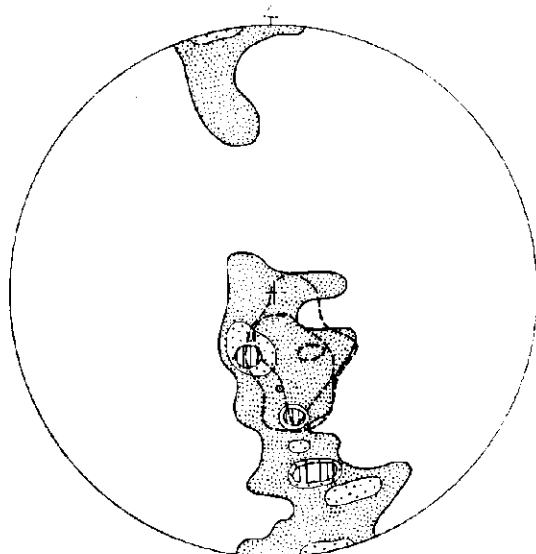
Fig. 4. Orientation diagram of microstructure elements for the sample from the gallery H-12 at 17th meter. Explanation as in Fig. 3.

118	merjenj	klivaža	$60^\circ . 47''$	plastovitost	$243^\circ . 50''$
	measurements	cleavage		bedding	

ki se očitno menjavajo glede na mnoge lokalne činitelje. Najvažnejša je pri tem litološka sestava, ki krepko vpliva na obliko in elemente vpada klivaže (sl. 2 d). Zelo verjetno je razpored napetosti v celotni zgradbi vplival na raznovrstnost klivažnih oblik. Zato opisna klasifikacija po makroskopsko vidnih oblikah ne more biti povsem smotrna. Takšen sklep opravičuje mikroskopska slika klivaže, na kateri se ta navidezna razno-

likost precej izenači. Makroskopska slika klivaže je dejansko posledica drugih procesov, nastalih po formiranju klivaže; o tem bomo govorili pozneje. Šele z mikroskopskim raziskovanjem moremo dobiti jasnejšo sliko o teh deformacijah in njihovih posledicah.

V geološki literaturi so razlomne deformacijske oblike zelo različno sistemizirane, kar vidimo tudi iz rokopisne izdaje Dimitrijevičeve (1964) strukturne geologije. Ta avtor je poskušal v celoti sistemizirati



Sl. 5. Diagram usmerjenosti mikrostrukturnih elementov merjenih na vzorcu št. 9923. Kraj vzorčevanja je označen na sl. 1. Razlaga kot na sl. 3.

Fig. 5. Orientation diagram of microstructure elements for the sample No. 9923. Sampling point shown in fig. 1. Explanation in fig. 3.

114	merjenj measurements	klivaža cleavage	$354^{\circ} . 30^{\circ}$
-----	-------------------------	---------------------	----------------------------

razne vrste deformacij. Pri tem je vzel najosnovnejše geometrijske oblike kot bazo za raziskovanje bistva različnih procesov (Dimitrijevič, 1966). Za nas so zanimivi prikazi in definicije klivaže, skrilavosti in foliacije. Klivaža in skrilavost predstavljata površine mehaničnih prekinitev skladov centimetrске in decimetrске velikosti.

Tu obravnavamo deformacijske oblike v peščenjaku Žirovskega vrha glede na dinamiko ustreznih procesov in njihove prave slike v raznih velikostnih področjih.

V submilimetrskem področju opazujemo naslednje deformacije:

1. Mikroskopske ploskve mehaničnih prekinitev (mikrorazpoke); razporejene povečini planparalelno v medsebojni razdalji 0,1 mm do 0,5 mm (sl. 6, 7 in 8).

2. Deformacijo (fleksijo) listastih mineralov v mikrolitonu med dvema klivažnima ploskvama.

3. Pojave sericitnih snopov in sekundarnega kremenca v severnem delu terena.

Mikroskopska slika klivaže kaže, da je premikanje, čeprav minimalno, v celoti zajelo peščenjak Žirovskega vrha in da so ponekod nastale kamenine, ki so že zelo blizu metamorfnim kameninam.

V centimetrsko-decimetrskem področju so sistemi razpok jasno vidni na oko in kažejo precej večjo raznovrstnost. Premaknitve pa niso povsod vidne. V primerih vidnih premaknitev gre za blage deformacije plastovitosti (sl. 2 b) ali večje strige (sl. 2 c), ki imajo v večjem obsegu pomemben učinek (strižno nabrane plasti).

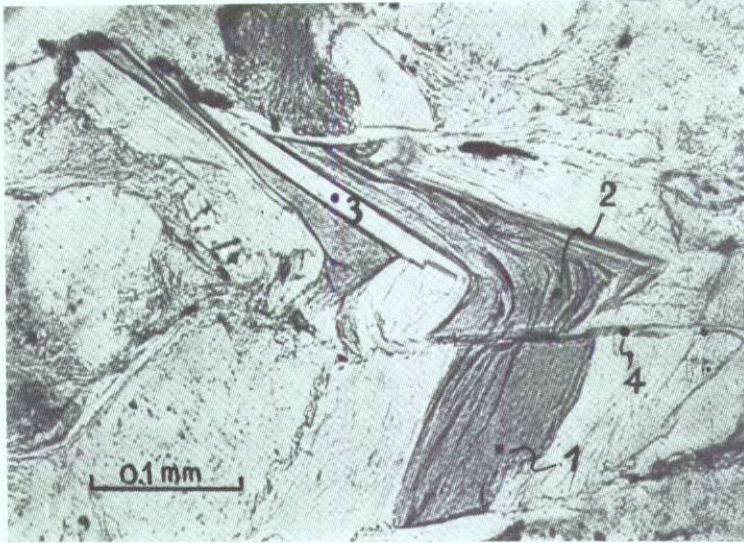
Po opisanih pojavih sklepamo, da gre na Žirovskem vrhu predvsem za klivažo. Na podlagi določenih podatkov, zbranih pri vrtnanju in rudarskih delih, je O m a l j e v, rudarski geolog na Žirovskem vrhu, rekonstruiral poleglo, oziroma tako imenovano potopljeno gubo. Na podlagi tega in po značilnostih tektonskih premaknitev na tem območju lahko z gotovostjo govorimo o klivaži aksialne ploskve. Sistem klivažnih ploskev, tj. mehaničnih prekinitev (Sk) se jasno razlikuje od plastovitosti, tj. od ploskev litoloških prekinitev (ss). Toda vzdolž klivažnih ploskev, vsaj ob posameznih, je prišlo do večjih premaknitev, verjetno med formiranjem osnovnih nagubanih struktur in po njem; zato so postale kamenine skrilave (S₂). To velja zlasti za makroskopsko vidne ploskve v centimetrsko-decimetrskem področju. Treba je pripomniti, da nastajajo vzdolž teh ploskev pravi prelomi v decimetrskem področju. Končno ima del peščenjaka določene lastnosti metamorfne kamenine, ker vsebuje sericit kot sekundarno nastali mineral; zato govorimo o nadaljnjem preoblikovanju klivaže v foliacijo (Sf). Položaj vseh mikroskopskih geoloških ploskev se tod ujema z elementi vpada določenih narivnih ploskev, najdenih v ožji in širši okolici. Vsekakor kaže klivaža take intenzitete na procese močnega gubanja in transporta na večje daljave.

Lahko sklepamo, da se je klivaža razvila v fazi gubanja peščenjaka, seveda v plastičnem stanju, verjetno v začetku diageneze. Skrilavost pa je nastala po konsolidaciji usedlin, medtem ko je foliacija posledica velikih napetosti, nastalih pri ponovnih premaknitvah, zaradi katerih je prišlo do narivov.

Moje delo predstavlja samo eno izmed osnov za nadaljnja preučevanja različnih deformacij v grödenskem peščenjaku Žirovskega vrha in širšega območja ter tektonskih premaknitev kot njihovega vzroka.

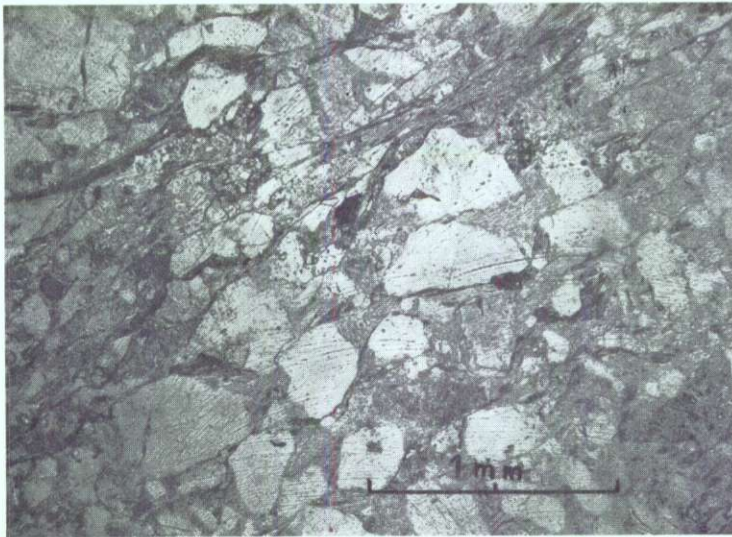
CLEAVAGE — PREDOMINANT STRUCTURAL ELEMENT IN GRÖDEN SANDSTONES OF ŽIROVSKI VRH (SLOVENIA)

In the uranium bearing assemblage of Gröden sandstones in Žirovski Vrh two main sequences can be distinguished. Gray, coarse-grained sandstone and conglomerate are the prevalent rocks in the lower part of this Permian formation. They are overlain by violet and red fine-



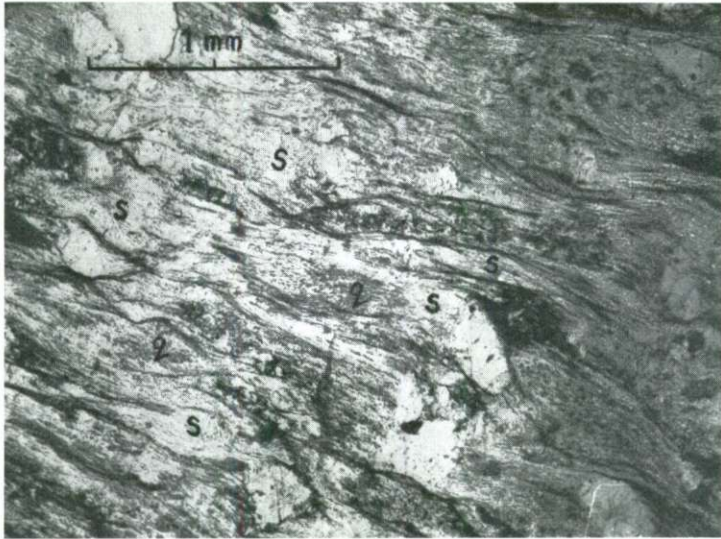
Sl. 6. Mikroskopska fotografija detajla vzorca s sl. 3. Številke pomenijo razkolne ploskve sljud, označene tudi na sl. 3.

Fig. 6. Microphotograph showing a detail of the sample presented in fig. 3. The numbers show the mica cleavage plotted in fig. 3.



Sl. 7. Klivažne razpoke v grödenskem peščenjaku. Mikroskopska fotografija jedra iz vrtine B-11 na globini 404 m.

Fig. 7. Cleavage joints in Grödenian sandstone. Microphotograph of the core sample from depth 404 meters of the borehole B-11.



Sl. 8. Mikroskopska fotografija grödenkega peščenjaka. Dobro izražena klivaža z novimi minerali. *S* sericit, *q* kremen. Vzorec No. 9923 iz kamnoloma ob cesti na Žirovski vrh.

Fig. 8. Microphotograph of Grödenian sandstone showing well developed cleavage characterized by a certain amount of new minerals. *S* sericite, *q* quartz. Sample No. 9923 taken from the quarry near the road to Žirovski Vrh.

grained sandstone and mudstone interstratified by some layers of coarse-grained sandstone and conglomerate. The sandstone has undergone a penetrative shearing represented as a system of parallel planes in the manner of bedding planes, dipping to NE. Real stratification appears very rarely as thin belts of concentrated dark-colored minerals (amphibole, biotite) dipping toward SW. In a larger scale, bedding is evident by different layers of generally uniform grain size (conglomerate, sandstone, mudstone), alternating in the whole sequence.

The effects of the shearing were observed and measured in the oriented thin sections by the use of the universal stage. It was found that the rock is permeated by myriads of cleavage joints, forming a regular pattern of segments. The grains of muscovite and biotite show the flexion and different deformations. They are also cut and tilted along the cleavage joints. Poles of the cleavage planes of mica minerals show two trends: one to the real bedding, second to the cleavage joints (Figs. 3, 4, 5).

On the basis of certain results of the drilling and mining research work, geologist Omaljev has accomplished the reconstruction of a recumbent and plunged fold in the area of the Žirovski Vrh uranium deposit. According to this fact, and the characteristic tectonic pattern of the region, it was possible to establish with certainty the presence of the axial plane cleavage. The system of the cleavage planes, i. e. of the mechanical discontinuities (S_k) can well be distinguished of the bedding, i. e. the planes of lithological discontinuities (ss.). However, along certain of the cleavage planes displacements of larger extent have occurred. This happened most probably during the main folding period and after it. Therefore, the rocks became schistose (S_s). This holds true especially for the macroscopic planes in the centimeter-decimeter range. It has to be remarked that along these planes faults occur in the decimeter range. Finally, a part of the sandstone displays by containing sericite as the secondary formed mineral, also some similarities with the metamorphic rocks. This can be regarded as a proof of the transition of cleavage into the foliation (S_f). The position of all the microplanes corresponds with the dipping of certain overthrust planes in the region. Anyway, the cleavage of such intensity clearly indicates the processes of intense folding and long-distance transports.

LITERATURA

Antonović A., 1963, Odnos slojevitosti i strukturnih deformacija na Žirovskom vrhu (S. R. Slovenija). Fond stručnih dokum. Institut. za geol. rud. istr. mineral. sirov. Beograd.

Dimitrijević M. D., 1964, Strukturna geologija. Skripta RGF. Beograd.

Dimitrijević M. D., 1966, O sistematici planarnih i linearnih sklopova. VI Savetovanje geologa, Ohrid.

Omaljev V., 1965, Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu Žirovski vrh. Radovi Institut. za geol. rud. istr. nuklear. i drugih mineral. sirov., br. 3, 1967.

Protić M., Radošević S., 1963, Proučavanje gredenskih pešćara u Posavskim borama, Žirovskom vrhu i Pohorju. Fond stručnih dokum. Institut. za geol. rud. istr. mineral. sirov. Beograd.

TRASE IN IZOSTRATE NA GEOLOŠKI KARTI

Nikola Drakulić

Z 12 slikami med tekstem

Vzporedno z napredkom na različnih geoloških področjih in z razvojem znanosti vobče je potrebno izpopolnjevati načine za ponazarjanje dejstev in elementov novih ugotovitev.

V primerjavi z drugimi naravoslovnimi vedami je ta potreba za geologijo še posebno pomembna, ker se sinteza znanja o geološki zgradbi določenega območja zrcali v prvi vrsti v geološki karti, geoloških profilih in drugih grafičnih ponazoritvah.

Geološka karta je najustreznejša slika geoloških razmer določenega območja, ker vsebuje vse tri komponente geološke zgradbe: sestavo — kot materialno, zlog — kot prostorsko in starost (relativno starost formacij in zaporedje geoloških dogajanj) — kot časovno komponento. Sestava, zlog in čas so popolnoma enakovredni elementi geološke zgradbe. Zato jim moramo pri regionalnih geoloških študijah posvetiti enako pozornost tako pri terenskih raziskovanjih kakor tudi pri obdelavi zbranih podatkov in vzorcev ter pri končni ponazoritvi. O njihovi večji ali manjši važnosti moremo govoriti le v primerih, kadar gre za raziskave v čisto določene namene, kot npr. v praktični geologiji, kjer je vprašanje starosti povečini manjšega pomena. Vsakega od navedenih treh elementov vrisujemo na geološko karto z ustrezno kombinacijo barv, označb in simbolov po predpisih, prvotno določenih z JUS, pozneje pa z navodilom za izdelavo osnovne geološke karte. Grafično ponazarjanje sestave in starosti geoloških formacij je že povečini tradicionalno, ker so pri nas tudi v preteklosti skrbno gojili znanstvene discipline kot so mineralogija, petrografija, stratigrafija in paleontologija. Zato se dajo vsa nova odkritja na teh geoloških področjih lahko in hitro vključiti v ustrezno geološko vejo.

Nasprotno sestavi in starosti pa v detajlnem raziskovanju zloga nimamo omembe vredne tradicije. Tako rekoč vse izkušnje so novejšega datuma, ker je tudi sama veda o zlogu relativno mlada. Zato so se pri sestavljanju JUS in navodila za izdelavo osnovne geološke karte posebej trudili, da bi našli označbe, ki bi ustrezale dosedanjemu znanju o zlogu. Vzporedno kot narašča raven znanja in se razširjajo površine, ki jih je treba preučiti za osnovno geološko karto SFRJ, se kaže tudi potreba po popolnejših in sodobnejših načinih ponazarjanja različnih tektonskih elementov. Pri tem imajo vidno vlogo trase in izostrate.

Do nedavnega smo se pri nas pri preučevanju geološke zgradbe povečini omejevali na določevanje starosti in sestave različnih geoloških

enot, zlogu pa smo posvečali daleč manjšo pozornost. Opis zloga je bil povečini omejen na kratke pripombe ali premalo utemeljene in često samovoljne regionalne sklepe, na geoloških kartah pa so bile strukturne značilnosti označene z nekaj znaki vpadov plasti in z nekaterimi prelomnicami. Vzrokov za to je več, glavni pa je v napačnem pojmovanju geološke zgradbe (nerazumevanje za enakovrednost njenih komponent) in v pomanjkanju znanja o zlogu, kar se da za preteklo dobo opravičiti. Pa tudi danes se še pri regionalnih geoloških preučevanjih zlog tu in tam zapostavlja, čeprav je bil v zadnjem času dosežen določen napredek.

Definicija trase in klasifikacija geoloških ploskev

Presečnico dveh ploskev, ki jo opazujemo z ene izmed njiju, na splošno imenujemo traso; to ime velja, v širšem pomenu, tudi za projekcijo presečnice, če obenem z njo rišemo samo eno izmed ploskev, ki se sekata. Potek trase je odvisen od oblike in položaja obeh ploskev, ki jo določata.

Kadar govorimo o trasah na geološki karti, mislimo na presečnice terenskega površja z geološkimi ploskvami, tj. z različnimi površinami, ki obstajajo v kompleksu kamenin. Presečnice vedno opazujemo s površja terena, na geološki karti pa jih rišemo kot pravokotne projekcije, enako kot vse druge geološke podatke, ki jim za podlago uporabljamo topografsko karto. Tako upodobljene trase so ali premice ali krive črte; premica nastane v primerih, ko sta geološka ploskev in terensko površje ravnini, ali ko je ena od njiju vertikalna ravnina, v splošnem torej takrat, ko njuna presečnica leži v vertikalni ravnini, v vseh drugih primerih pa dobimo krive črte. Po tej definiciji ima svojo traso vsaka geološka ploskev, ki pride na površje zemlje. Zaradi skladnosti terena in karte bi morali vsako traso vnesti v karto, vendar je to včasih težko včasih pa celo nemogoče. Na večini geoloških kart so običajno vrisane le trase geoloških meja in prelomov, pa še te ne vedno tako, da bi po svojem položaju in obliki ustrezale geometrijski zakonitosti. Da bi mogli oceniti, katere geološke ploskve je možno izraziti s trasami, na kakšen način in pod kakšnimi pogoji, moramo poznati njihove posebnosti in jih klasificirati. Med geološke ploskve štejemo meje geoloških enot, prelome, plastovitost, foliacijo, razpoke, klivažo in aksialne ploskve gub. Njihova klasifikacija je odvisna od različnih kriterijev, predvsem od dimenzije, pogostnosti, oblike in geološkega pomena.

Po dimenziji razlikujemo na določenem raziskovalnem prostoru, ne glede na njegovo velikost, majhne in velike geološke ploskve. Majhne imajo lokalni pomen in jih na geološki karti ne moremo vrisati skladno z njenim merilom kot trase, temveč le s standardnimi znaki za označevanje vektorjev vpadov. Velike geološke ploskve pa moramo nanesti na karto kot trase. To zahtevo je treba izpolniti, kadar je to le možno (npr. plastne površine sedimentov je bolje prenesti na karto v obliki tras ustrezno izbranih plasti kot pa s standardnimi znaki).

Po pogostnosti ločimo dve skupini geoloških ploskev; prve nastopajo na določenem prostoru le posamezno ali v omejenem številu (geološke

ploskve omejene pogostnosti), medtem ko so druge zastopane množično (geološke ploskve neomejene pogostnosti). Vse geološke ploskve prve skupine, kamor štejemo meje geoloških enot, dislokacije in aksialne ploskve večjih nagubanih struktur, kakor tudi večje razpoke, bi morali vnesti na geološko karto s posameznimi trasami (to se v glavnem tudi izvaja, z izjemo aksialne ploskve gub). V drugi skupini, kamor spadajo plastovitost, foliacija razpoke in klivaža, pa je s terenskim raziskovanjem možno določiti samo del geoloških ploskev, pa še teh zaradi prostora ne moremo vseh označiti na karti. Zato je treba izmed njih izbrati primere, ki prostorsko in morfološko ustrezajo srednjim vrednostim množice, in samo te posamezne predstavnike vnesti na karto kot trase (tako imenovane izbrane trase). Tega načina prenašanja geoloških ploskev neomejene pogostnosti na karto doslej pri nas nismo uporabljali, temveč smo plastovitost in foliacijo usedlin in metamorfnih kamenin označevali s standardnimi znaki za posamezne merjene vpade ali za lokalne statistične vrednosti.

Kljub raznovrstnosti geoloških ploskev in njihovim različnim medsebojnim prehodom jih lahko razdelimo na dva osnovna tipa: enostavnega in sestavljenega. Pripadnost prvemu ali drugemu tipu je odvisna od tega, ali imajo geološke ploskve pravilne geometrijske oblike ali ne, oziroma, ali jih po metodah opisne geometrije lahko prikažemo s trasami ali ne. To ima za posledico, da sta pri izdelavi geoloških kart potrebna dva postopka in ustrezen kriterij za interpretacijo struktur, označenih na kartah.

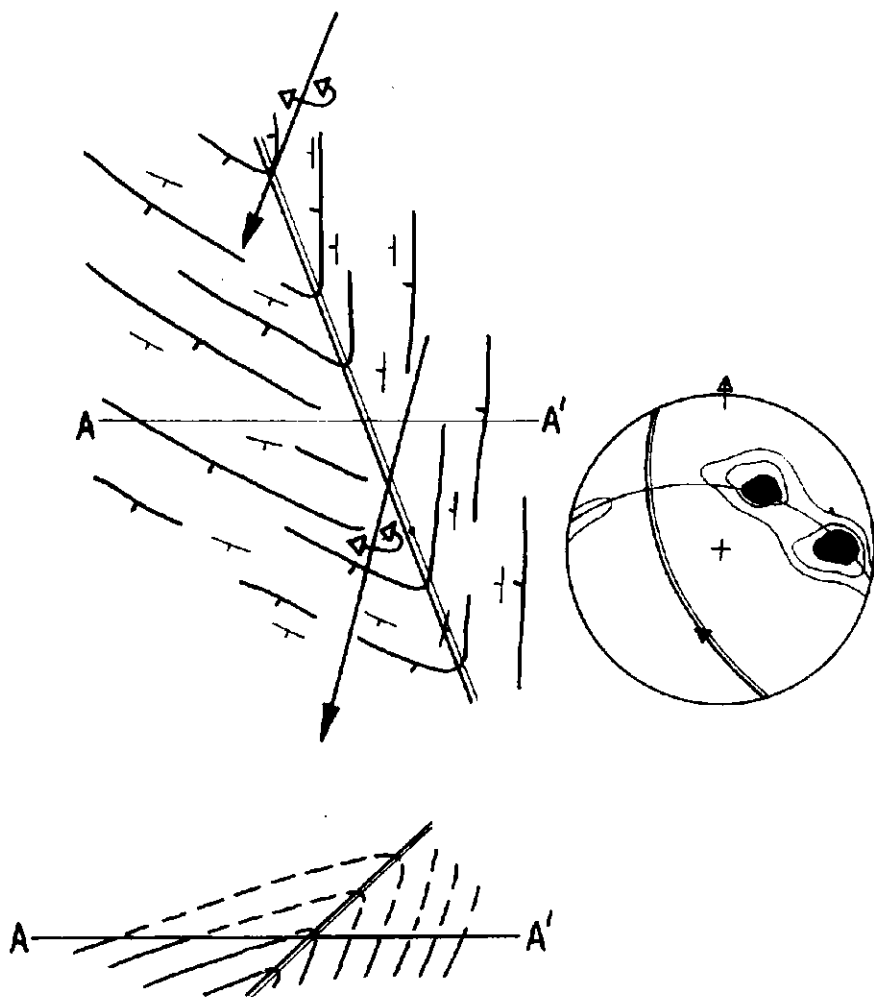
Večino geoloških ploskev lahko približamo ravninam, tj. najenostavnejšim ploskvam, bodisi da gre za geološko ploskev v celoti ali vsaj za njen tako velik del, da ga na geološki karti lahko podamo v pravi velikosti. V tem pogledu so najidealnejše aksialne ploskve gub, pa tudi dislokacije, razpoke in klivaža. Ploskve plastovitosti in foliacije so po večini valovite, vendar jih kljub temu lahko v mnogih primerih delno nadomestimo z ravninami in prikažemo s trasami; tudi če predstavljajo nagubane strukture višjih simetrij (rombične in monoklinske), je čisto možno s trasami označiti njihovo pravo obliko, tj. brez aproksimacije sistemom ravnin. Kadar torej gre za presečnice ravnin ali enostavnih, pravilnih geoloških ploskev s površinskim reliefom, velja za trase na geološki karti geometrijska zakonitost, ki se da kontrolirati. To nam daje naslednji dve možnosti (pod pogojem, da za ustrezne geološke ploskve imamo vse potrebne podatke):

1. da kontroliramo položaj in obliko tistih tras, ki smo jih dobili z neposrednim terenskim opazovanjem (konkordantne meje zaporedja plasti, večji prelomi in razpoke),

2. da po ustrezni metodi opisne geometrije vnesemo nove trase, ki smo jih v naravi opazili, vendar jih nismo mogli kontinuirno spremljati (aksialne ploskve gub, plastovitost, foliacija, klivaža; konkordantne meje zaporedja plasti, večji prelomi in razpoke na krajih, kjer so pokriti ali jih le domnevamo).

Erozijsko diskordantne površine (prek izrazitega reliefa), meje med različnimi vrstami kamenin v magmatskih masivih ter plastovitost in

foliacija v triklinso nagubanih zaporedjih plasti so povečini nepravilno ukrivljene ploskve, morfološko tako komplicirane konstrukcije, da jih tudi z najbolj grobim približevanjem ne moremo nadomestiti z ravninami, niti z drugimi enostavnimi ploskvami. Zato jih s trasami ne moremo označiti po metodah opisne geometrije, temveč le z neposrednim opazovanjem terena. Za tako določene trase sicer tudi velja geometrijska zakonitost, ki je pa praktično kabinetsko ni mogoče kontrolirati. Z na-

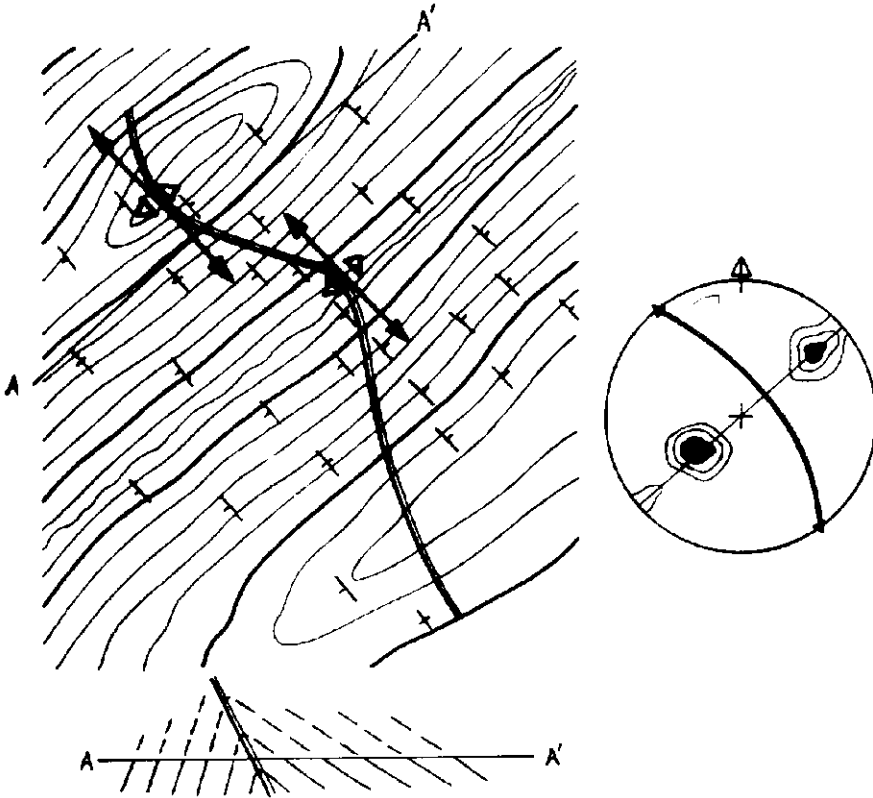


Sl. 1. Prevrnjena antiklinala na horizontalnem terenu; njena os vpada pod večjim kotom. Na skici je struktura prikazana z znaki za vpad plasti, s trasami plasti, s traso aksialne ploskve in z osmi gub dveh plasti, na profilu s trasami plasti in s traso aksialne ploskve ter na diagramu z očrtano koncentracijo polov ploskev plastovitosti, s polom osi B, s krogom x in s traso aksialne ploskve.

knadno analizo položaja trase glede na površinski relief lahko dobimo le približno predstavo o prostorski sliki ustrezne geološke ploskve ali o obliki določenega magmatskega telesa.

Če upoštevamo, kar smo prej napisali o obliki geoloških ploskev in njihovem vplivu na geološko karto, moramo opozoriti, da morfološke značilnosti določene geološke ploskve lahko razberemo edino le s preučevanjem trase na geološki karti (npr. s preučevanjem erozijsko diskordantne geološke meje, določene z neposrednim kartiranjem), medtem ko se v drugačnih razmerah trasa vnese samo v primeru, če je znana oblika geološke ploskve (npr. oblika geoloških ploskev neomejene pogostnosti, ki se vnašajo na karto z izbranimi trasami), kar je zelo pomembno tako za pravilno izdelavo geološke karte kakor tudi za njeno smotrno uporabo.

Določene geološke ploskve imajo pri nanašanju na geološko karto prednost pred drugimi zaradi svojega pomena za razlago zloga. Prvo



Sl. 2. Poševna antiklinala s horizontalno osjo, odkrita v erozijskem useku, pravokotnem na smer plasti. Struktura je na skici prikazana z znaki za vpad plasti, s traso aksialne ploskve in z osmi gub dveh plasti, na profilu s trasami plasti in s traso aksialne ploskve ter na diagramu z očitano koncentracijo polov ploskev plastovitosti, s polji osi B, krogom π in s traso aksialne ploskve.

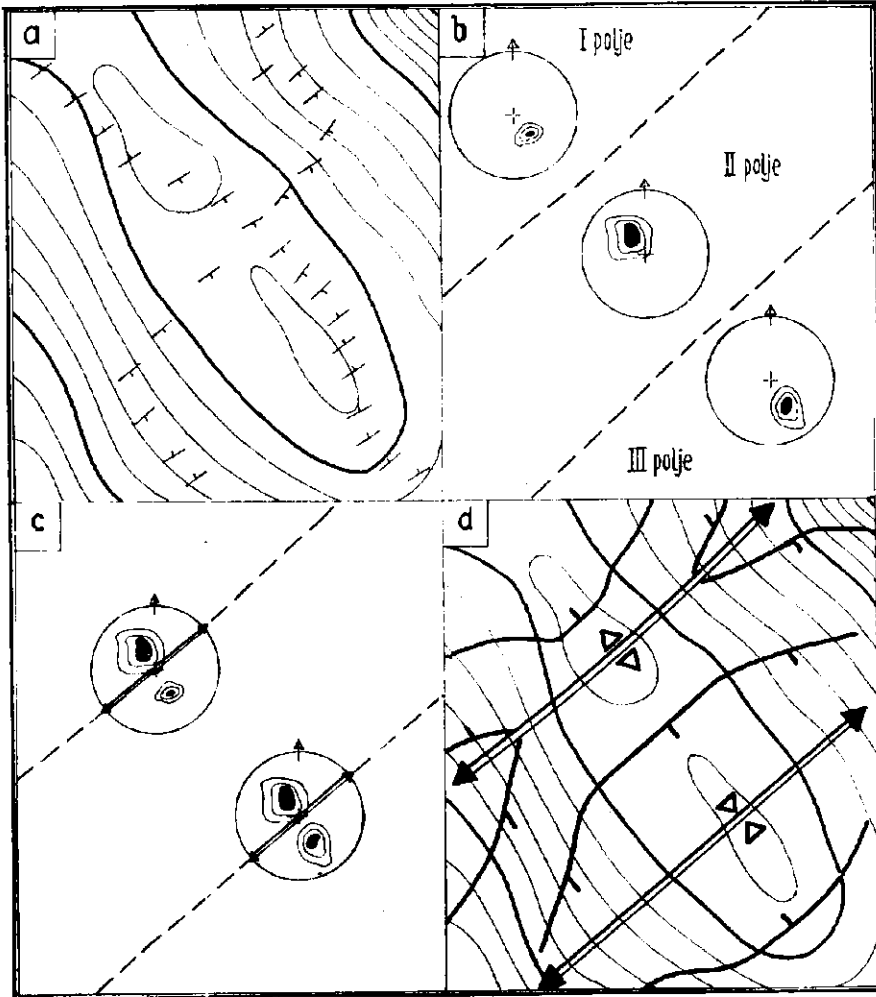
mesto gre vsekakor geološkim mejam, ki ločijo kartirane litološke enote, določajo njihovo obliko, položaj in medsebojno razmerje, poleg tega pa nam omogočajo, da vidimo osnovne obrise zloga. Prvenstveno vlogo imajo tudi druge geološke ploskve z omejeno pogostnostjo, oziroma dislokacije in aksialne ploskve velikih gub, ker se v njih odražajo najpomembnejše disjunktivne in plikativne oblike litokronoloških enot. Po pomembnosti pridejo nato geološke ploskve z neomejeno pogostnostjo, in sicer za usedline in metamorfne kamenine najprej plastovitost in foliacija ter nato klivaža in razpoke, za magmatske kamenine pa foliacija, klivaža in razpoke. Te geološke ploskve lahko mnogo pripomorejo k popolnejši sliki zloga, če so prikazane kot trase.

Posebej se moramo ukvarjati z aksialnimi ploskvami gub in z njihovim pomenom za pojasnitev zloga. Dejstvo je, da aksialnih ploskev doslej skoraj nikoli nismo označevali na geoloških kartah. Plikativne oblike smo označevali samo z osmi B (pa še to ne vedno) in s standardnimi znaki za označevanje vpadov plasti na krilih (v glavnem). Na ta način je bila aksialna ploskev zanemarjena v primerjavi z osjo B, kar seveda ni prav, ker vsak od teh elementov označuje posebne lastnosti določene strukture in posebne značilnosti zloga sploh. Aksialna ploskev ima kot ravnina celo določene prednosti pred osjo B kot linearnim elementom zloga, kar se na geološki karti lahko različno odraža (sl. 1 in 2). V vsaki polovici gube je samo ena aksialna ploskev, ki ima svoje stalno mesto in položaj v prirodi (kjer se pojavlja kot trasa) in zato tudi na geološki karti (kjer je tudi označena kot trasa), medtem ko serija plasti, nagubanih v isti polovici gube, vsebuje toliko osi, vzporednih med seboj, kolikor je plasti (osi se v prirodi povečini pojavljajo kot preboji skozi površino reliefa). Vseh osi ne vnašamo na karto (v obliki projekcij), temveč le nekatere, običajno pa samo eno. Aksialna ploskev vsebuje vse te osi in obenem predstavlja simetrijsko ploskev kril gube. Njena trasa na geološki karti kaže vergenco gube in razmejuje krilna območja; pri tem je ali vzporedna s trasami nagubanih plasti (pod izjemnim pogojem, da je os B vzporedna s površino terena), ali pa jih seče v slemenu gube. Nasprotno ima lahko os B zelo različne položaje napram trasam plasti in trasi aksialne ploskve; često pa ji povsem nepravilno pripisujejo vlogo trase aksialne ploskve, in jo označujejo na geološki karti tako, da spaja slemena nagubanih plasti tudi v primerih, ko to geometrijsko ni opravičljivo. Glede na pomen, ki ga imata za interpretacijo zloga os B in aksialna ploskev, je potrebno na geološki karti označiti oba ta elementa.

Geološke ploskve lahko klasificiramo tudi po drugih kriterijih, npr. po genetskem razmerju do matičnih kamenin (primarne geološke ploskve so nastale istočasno kot kamenine, sekundarne pa kot posledica različnih deformacij) in po njihovem materialnem bistvu (resnične in imaginarne).

Nanašanje tras na geološko karto

Geološka karta je vsota vseh podatkov, tako tistih, ki smo jih zbrali neposredno na terenu in po njegovih slikah (fotogramih), kakor tistih, ki smo jih dobili posredno z raznimi analizami (strukturno statističnimi,



Sl. 3. Postopno določevanje izbranih tras:

a) terenska geološka karta litološko in stratigrafsko enostavne formacije; označene so posamezne meritve vpadov plasti, po katerih se območje deli na tri homogena polja,

b) konturni diagrami ploskev plastovitosti za posamezna polja, ki dajejo srednje elemente vpadov plasti v vsakem polju,

c) konturna diagrama plastovitosti za po dve sosednji polji, ki določata elemente vpadov aksialnih ploskev in osi B strukture,

d) končna geološka karta, na kateri so strukture prikazane z izbranimi trasami, s trasami aksialne ploskve in s projekcijami osi B gub.

petrografskimi, kemijskimi, paleontološkimi idr.). Isto velja za vsak posamezen del geološke zgradbe. Tudi trase geoloških ploskev nanašamo na karto neposredno s prenašanjem terenskih opazovalnih točk ali s prerisavanjem tras, vidnih na aeroposnetkih, in posredno po metodah opisne geometrije.

Geometrijske metode posrednega prenašanja na geološko karto lahko uporabimo v primerih, ko geološke ploskve ustrezajo naslednjim pogojem:

1. po velikosti morajo ustrezati merilu geološke karte, da jih lahko realno prikažemo,
2. morajo imeti enostavne, geometrijsko pravilne oblike ali nasploh oblike, ki jih je možno določiti,
3. imeti morajo odločilno ali zelo pomembno vlogo v zlogu,
4. za določitev njihovega položaja v prostoru moramo imeti dovolj podatkov.

Če geološke ploskve z omejeno pogostnostjo ustrezajo vsem navedenim pogojem, potem že znane ploskve geometrijsko kontroliramo, nove pa izrišemo. V primeru, da določeno traso kontinuirno vidimo na aeroposnetku ali smo jo na terenu detajlno določili po »metodi sledenja kontakta«, je njena označba na geološki karti tako natančna, da jo je treba geometrijsko le še kontrolirati (npr. prelome in konkordantne geološke meje).

V primeru pa, da določene geološke ploskve na terenu ne moremo opazovati kontinuirno, ali jo samo kabinetsko lahko v celoti določimo (kar velja posebno za aksialne ploskve gub), njeno traso lahko pravilno izrišemo samo po metodah opisne geometrije.

Pod ugodnimi pogoji glede velikosti, oblike in položaja lahko geološke ploskve z neomejeno pogostnostjo prikažemo na geološki karti po metodah opisne geometrije z izbranimi trasami namesto s standardnimi znaki za merjene elemente vpada. V praksi pri izbiri tras običajno ni težav, treba pa je paziti pri določitvi lokacij in srednjih vrednosti izbranih tras (sl. 3). Najprej razdelimo celotno raziskovalno območje na homogena polja, tj. na dele, kjer se merjeni elementi vpada le malo razlikujejo drug od drugega. Nato za vsako polje določimo srednje (statistične) elemente vpadov geoloških ploskev; najprimernejša metoda zato je odbiranje maksimumov polov na Schmidtovi mreži. Na ta način orientiramo geološke ploskve, ki predstavljajo posamezne dele območja. Končno izberemo najugodnejše lokacije geoloških ploskev, oziroma njihovih tras. Te lokacije so lahko vnaprej določene z litološkimi in drugačnimi značilnostmi polj in z vidljivostjo tras na aeroposnetkih ali pa jih je treba določiti v odvisnosti od oblike in površine polj. Priporočljivo je s trasami označiti tiste »vnaprej določene«
plasti, ki se od drugih členov zaporedja razlikujejo po določeni značilnosti (sestava, barva, favna idr.), a jih zaradi premajhne debeline ni mogoče vrisati na geološki karti kot posebej kartirane enote. Če polje fotogeološko ni enotno, temveč se na posnetkih posebej odražajo le posamezne plasti (odpornejše proti eroziji, z bujnejšo ali siromašnejšo vegetacijo idr.), tedaj njihove trase določajo lokacije izbranih tras. Če

lokacija izbrane trase geološko ni vnaprej določena, ker je zaporedje plasti enolično, je najprimerneje postaviti eno traso po sredini polja, poleg nje pa še dve ali več tras v enakih razdaljah (če je površina polja velika). Pri tem je dolžina vsake trase odvisna od obsega polja in zato vsebuje geološka karta, izdelana po teh načelih, več relativno kratkih nezveznih tras (če bi bile zvezne, bi bil izpolnjen eden izmed glavnih pogojev, da se izbrane trase nadomeste z izostratami). Pri izbiranju tras se je seveda treba izogibati subjektivnega ocenjevanja in pretiranega posploševanja, ki vodi do shematiziranih in netočnih geoloških kart.

Geoloških ploskev z neomejeno pogostnostjo ne moremo vedno prikazati z izbranimi trasami. Vzrokov za to je več; najpogostnejši pa je v tem, da ne poznamo zadosti strukture, in zato tudi ne morfologije geoloških ploskev. Vzrok za to pa je v pomanjkanju podatkov o tektoniki bodisi zaradi pokritega terena ali zaradi prereditih opazovalnih točk. Zato moramo na strukturno kompliciranih terenih podrobneje raziskovati in zbrati mnogo več podatkov kakor v tektonsko enostavnih območjih. V pokritih terenih niti ne moremo pričakovati nadrobnih podatkov o zlogu in vobče o geološki zgradbi in je zato pogosto težko opredeliti tektonske deformacije, zlasti še konkretne disjunktivne in plikativne oblike. Izjemoma se primeri, da zaradi zelo kompliciranih oblik niti precizno določenih geoloških ploskev ne moremo prikazati v obliki tras po metodah opisne geometrije, ali pa je to možno le približno. V takem primeru situacijo označimo na drug način — z ustrežno kombinacijo različnih tektonskih znakov.

V vsakem primeru je zelo priporočljivo, da geološke ploskve neomejene pogostnosti nanesimo na geološko karto z izbranimi trasami, če je to le mogoče. S tem bo geološka karta pridobila raznovrstne prednosti v primerjavi z dosedanjimi kartami:

1. Bo mnogo bolj slikovita in pregledna, tako da bo že na prvi pogled možno opaziti posamezne strukturne oblike, vsaj v osnovnih črtah. Medsebojno razmerje tektonskih elementov bo mnogo bolj razumljivo, ker bo možno spremljati položaj in orientacijo geoloških ploskev, ki oblikujejo plikativne strukture plastovitih formacij in karakterizirajo položaj in razpored razpok (npr. na krasu in v magmatskih masivih). Deformacijske oblike se gotovo mnogo bolj plastično izražajo, če jih prikazemo z izbranimi trasami, kakor če jih označimo z znaki za posamezne merjene elemente vpada geoloških ploskev.

2. Z izbranimi trasami dosežemo najvišjo stopnjo integracije zbranih podatkov. Vse geološke ploskve, merjene posamezno, se posredno vključijo v splošno sliko zloga, ker dobimo elemente vpada izbrane geološke ploskve statistično kot srednje vrednosti skupin. Na ta način je možno najbolj popolno ostvariti cilj, da obsežemo čim več znanih podatkov na čim eksaktnejši način. Nasprotno pa s standardnimi znaki zaradi pomanjkanja prostora pogosto ni mogoče vnesti na karto vseh merjenih vpadov geoloških ploskev.

3. Na takšni karti je mnogo bolj izražena prava slika geoloških razmer. Izbrane trase ustrezajo resničnemu stanju geoloških razmer do tiste

stopnje, ki je možna po sedanjem poznavanju geološke zgradbe, oziroma ustrezajo položaju izbranih geoloških ploskev, kot zastopnikov skupin geoloških ploskev, med seboj vzporednih in dovolj blizu druga drugi. Na ta način je možno določiti spremembo smeri in zavoje katerekoli geološke ploskve na območju, ki je strukturno nadrobno raziskano, ker po potrebi lahko interpoliramo ali ekstrapoliramo nove izbrane trase med stare ali poleg njih. Na ta način je na reliefu možno določiti vse točke, v katerih se pojavljajo posebno značilne in zanimive geološke ploskve, in sicer ne glede na odkritost terena vzdolž trase, kar je možno zelo dobro uporabiti pri reševanju praktičnih problemov v ekonomski geologiji (npr. pri kontinuirnem sledenju rudne žile ali sloja, ki sta le delno odkrita, pa četudi samo v enem edinem izdanku. Vseh teh možnosti in prednosti nam geološka karta ne nudi, če so na njej geološke ploskve neomejene pogostnosti označene s standardnimi znaki vektorjev vpadov; vsak znak označuje lokacijo (kjer je narisana) in orientacijo (grafično in številčno) le enega delca samo ene od mnogih geoloških ploskev. Znaki so torej le simbolično narisani, imajo standardne dimenzije, ki so v primerjavi z resničnim stanjem povečini zelo pretirane, tj. na geološki karti zavzemajo mnogo večjo površino, kot znaša velikost neposredno merjenih delov. Zato je jasno, da izbrane trase bolj ustrezajo resničnemu stanju v prirodi.

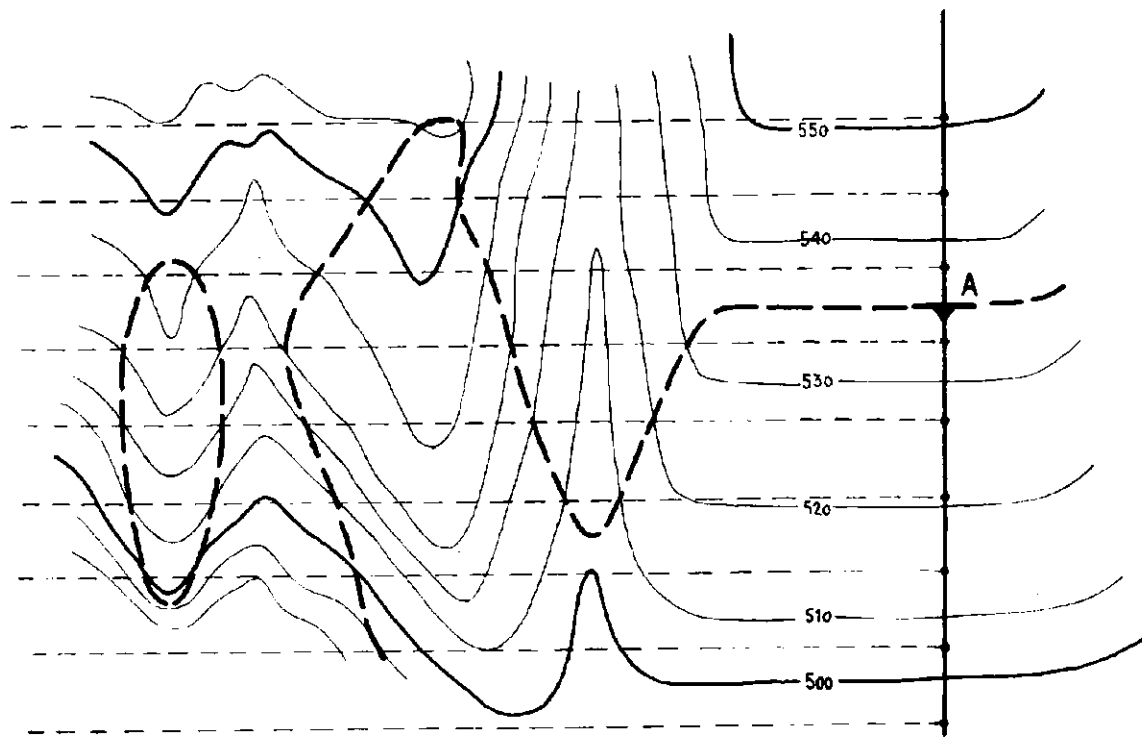
4. Po izbranih trasah lahko na geološki karti ločimo tiste dele določenega območja, katerih zlog je znan, od delov z neznano strukturo, kjer so geološke ploskve neomejene pogostnosti označene le z določenim številom raztresenih znakov za vpade. Razločevanje dobro preučeni delov od pokritih in premalo raziskanih je zelo pomembno med drugim tudi zato, ker nam kaže, kje moremo osredotočiti nadaljnja raziskovanja.

Po navodilih za izdelavo osnovne geološke karte označevanje plastovitih formacij z izbranimi trasami ni obvezno, kar pa ne pomeni, da te metode ne bi mogli uporabljati pri nadaljnjem kartiranju za osnovno geološko karto SFRJ.

Naj tu pripomnim, da predpisi nimajo namena preprečevati uvedbo novih elementov, če pomenijo napredek, temveč administrativno predpisujejo le minimum enotnih označb, barv in simbolov. Današnje zahteve bodo v doglednem času itak spremenjene in dopolnjene zaradi vedno boljšega načina dela in novih izkušenj.

Postopek pri indirektnem nanašanju tras na geološko karto

Problem določevanja presečnih geoloških ploskev s površjem zemlje, oziroma problem indirektnega nanašanja tras na geološko karto (na topografsko podlago) spada v področje opisne geometrije in se rešuje po metodi kotirane projekcije. Ta metoda zahteva, da obe presečni ploskvi izrazimo z istoimenskima izohipsama. Ker je relief površja že prikazan z izohipsami na topografski podlagi, je potrebno določiti le še stratoizohipse (izohipse geoloških ploskev); pri tem moramo poznati obliko geološke ploskve in njeno lego, tj. njene elemente vpada in eno točko na terenu, skozi katero poteka — če gre za ravnino, in dve ali več točk z enakim številom linij največjega vpada geološke ploskve — če gre za krivo ploskev. Rešitev



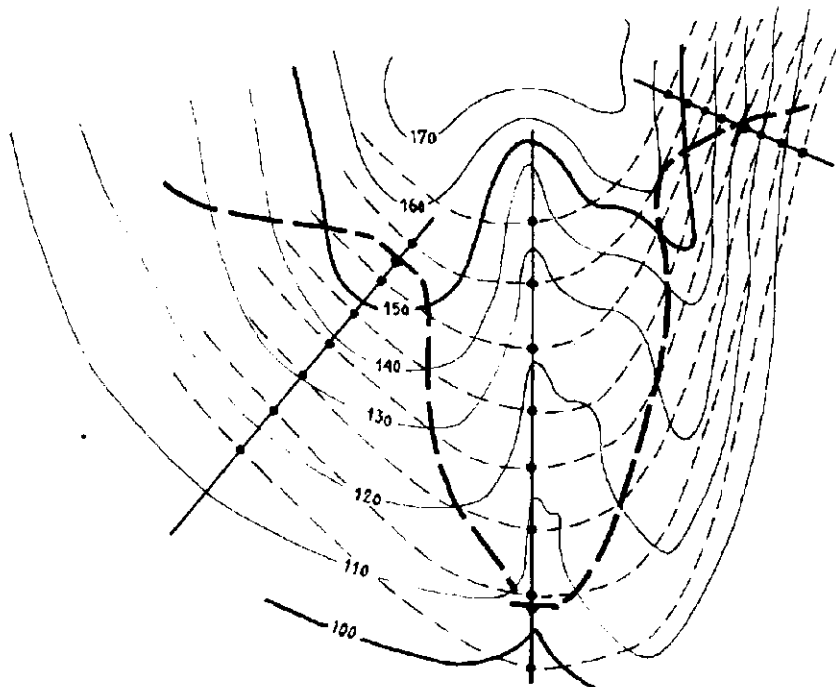
Sl. 4. Trasa ravnine na površju razčlenjenega terena.

te naloge je sorazmerno enostavna in v glavnem znana vsakemu tehniško izobraženemu geologu. Zato naj zadostuje, da postopek le na kratko ponovimo, in sicer na primeru, ko ravnina seka površje terena z razčlenjenim reliefom.

Poznati moramo elemente vpada ravnine in cno točko na terenu, kjer se ta ravnina pojavlja (sl. 4):

— skozi znano točko polegemo vpadnico;

— če se znana točka ne nahaja na izohipsi terena, določimo na vpadnici točko s celo koto, katere absolutna višina se ujema z višino določene izohipse terena; najlažje najdemo tisto točko s celo koto, ki je znani



Sl. 5. Trasa krive geološke ploskve na površju razčlenjenega terena.

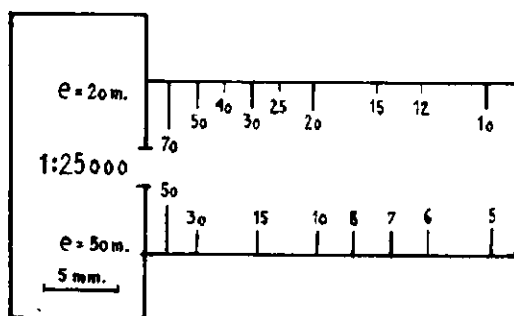
točki najbližja, kar naredimo grafično ali analitično ($i' = h' \cotg \alpha$, kjer sta i' in h' horizontalna projekcija razdalje in višinska razlika med znano točko in prvo naslednjo točko, ki ima koto izohipse, α je vpadni kot ravnine);

— izračunamo vrednost intervala vpadnice glede na merilo karte, ekvidistanco in vpadni kot ravnine, interval lahko dobimo tudi grafično in analitično; v drugem primeru je njegova vrednost pri ekvidistanci 20 m in merilu karte 1 : 25.000 naslednja:

$$i = \frac{20 \cotg \alpha}{25} = \frac{4 \cotg \alpha}{5} \text{ (mm);}$$

— od reporne točke (s koto najbližje izohipse terena, ki smo jo vnaprej določili) glede na dolžino intervala razdelimo vpadnico, tj. določimo točke, ki ustrezajo kotam izohips terena; nato izvlečemo skozi te točke stratoizohipse kot pravokotnice na vpadnico;

— spojimo točke, v katerih se sekajo istoimenske izohipse ravnine in površja terena, in dobimo traso.



SL 6. Enostaven merilnik razdalj.

Kot smo že omenili, metoda kotirane projekcije omogoča, da na geološki karti prikazemo tudi krive geološke ploskve v njihovi pravi obliki in ne le kot aproksimacije ravninam.

Pri tem se postavlja pogoj, da morata biti znani za vsako krivo geološko ploskev vsaj dve vpadnici (na različnih delih ukrivljene ploskve) in po ena točka na vsaki vpadnici. Trase izvlečemo po podobnem postopku kot prej, s tem da dobimo stratoizohipse z interpolacijo, tj. s spajanjem istoimenskih točk, ki se nahajajo na sosednjih vpadnicah krive geološke ploskve (in imajo obliko krivulj — sl. 5). Kolikor več podatkov imamo (npr. da poznamo eno traso, več točk ene geološke ploskve, več točk nekaj geoloških ploskev itd.) toliko enostavnejši je postopek risanja tras.

Največja težava pri risanju tras je, da moramo vedno znova izračunavati dolžino intervala, ki se od primera do primera menjava v odvisnosti od vpadnega kota geološke ploskve, medsebojne razdalje izohips in merila karte. Da bi se temu izognili, podajamo v tabeli 1 vrednosti intervalov za različne vpadne kote pri medsebojnih razdaljah izohips 100 m, 50 m in 20 m in pri merilu karte 1 : 25.000. Intervali so podani v milimetrih z natančnostjo $\pm 0,25$.

Risanje tras po metodi kotirane projekcije lahko zelo poenostavimo in olajšamo z uporabo ustrezne grafične priprave — intervalnega merilnika; z njim hitro in enostavno vrisujemo intervale in izvlečemo stratoizohipse. Merilnik intervala si lahko izdelamo iz milimetrskega papirja, celuloida ali kakšnega drugega materiala, na katerem označimo dolžine intervalov za vse vpadne kote (na skali od 0 do 90) pri določeni medsebojni razdalji izohips in določenem merilu karte; merilniki so lahko različni, ker dolžino intervalov lahko grafično prikazemo na več načinov (sl. 6, 7 in 8).

TABELA INTERVALOV

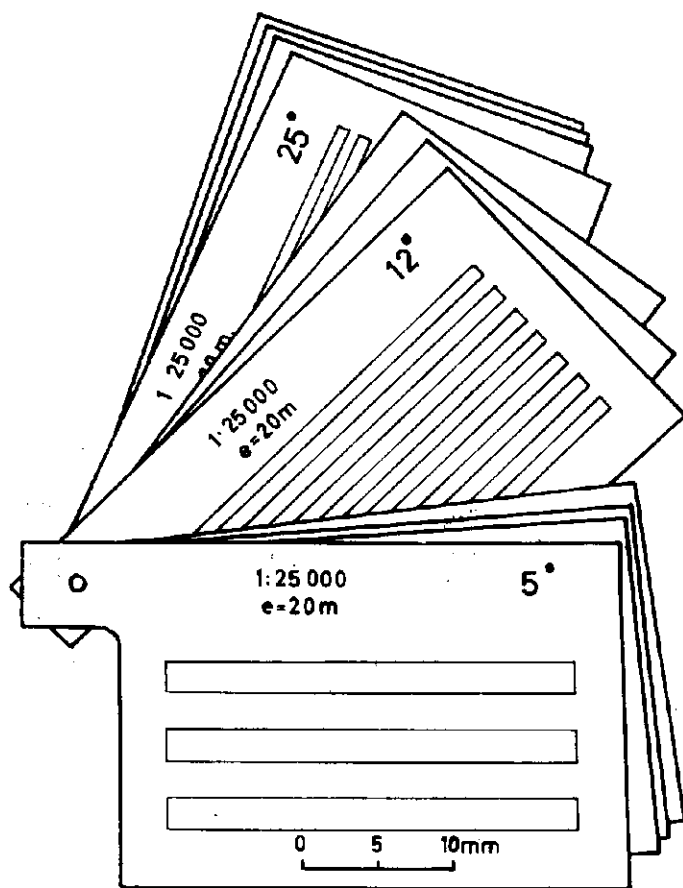
(za vpadne kote ravnine od 1 do 87, merilo karte 1:25 000 in medsebojne razdalje izohips 100, 50 in 20 metrov)

Tabela 1

Vpadni kot ravnine (°)	Interval za e = 100 m (mm)	Interval za c = 50 m (mm)	Interval za e = 20 m (mm)	Vpadni kot ravnine (°)	Interval za e = 100 m (mm)	Interval za e = 50 m (mm)	Interval za e = 20 m (mm)
1	229,0	114,5	46,0	44	4,0	2,0	1,0
2	114,5	57,5	23,0	45	4,0	2,0	1,0
3	76,5	38,0	15,5	46	4,0	2,0	1,0
4	57,0	28,5	11,5	47	3,5	2,0	0,5
5	45,5	23,0	9,0	48	3,5	2,0	0,5
6	38,0	19,0	7,5	49	3,5	1,5	0,5
7	32,5	16,5	6,5	50	3,5	1,5	0,5
8	28,5	14,0	5,5	51	3,0	1,5	0,5
9	25,5	12,5	5,0	52	3,0	1,5	0,5
10	22,5	11,5	4,5	53	3,0	1,5	0,5
11	20,5	10,5	4,0	54	3,0	1,5	0,5
12	19,0	9,5	4,0	55	3,0	1,5	0,5
13	17,5	8,5	3,5	56	2,5	1,5	0,5
14	16,0	8,0	3,0	57	2,5	1,5	0,5
15	15,0	7,5	3,0	58	2,5	1,0	0,5
16	14,0	7,0	3,0	59	2,5	1,0	0,5
17	13,0	6,5	2,5	60	2,5	1,0	0,5
18	12,5	6,0	2,5	61	2,0	1,0	0,5
19	11,5	6,0	2,5	62	2,0	1,0	0,5
20	11,0	5,5	2,0	63	2,0	1,0	0,5
21	10,5	5,0	2,0	64	2,0	1,0	0,5
22	10,0	5,0	2,0	65	2,0	1,0	0,5
23	9,5	4,5	2,0	66	2,0	1,0	0,5
24	9,0	4,5	2,0	67	1,5	1,0	0,5
25	8,5	4,5	1,5	68	1,5	1,0	0,5
26	8,0	4,0	1,5	69	1,5	1,0	0,5
27	8,0	4,0	1,5	70	1,5	0,5	0,5
28	7,5	4,0	1,5	71	1,5	0,5	0,5
29	7,0	3,5	1,5	72	1,5	0,5	0,5
30	7,0	3,5	1,5	73	1,0	0,5	0,0
31	6,5	3,5	1,5	74	1,0	0,5	
32	6,5	3,0	1,5	75	1,0	0,5	
33	6,0	3,0	1,0	76	1,0	0,5	
34	6,0	3,0	1,0	77	1,0	0,5	
35	5,5	3,0	1,0	78	1,0	0,5	
36	5,5	3,0	1,0	79	1,0	0,5	
37	5,5	2,5	1,0	80	0,5	0,5	
38	5,0	2,5	1,0	81	0,5	0,5	
39	5,0	2,5	1,0	82	0,5	0,5	
40	5,0	2,5	1,0	83	0,5	0,0	
41	4,5	2,5	1,0	84	0,5		
42	4,5	2,0	1,0	85	0,5		
43	4,5	2,0	1,0	86	0,5		
				87	0,5		

Primer geološke karte z izbranimi trasami

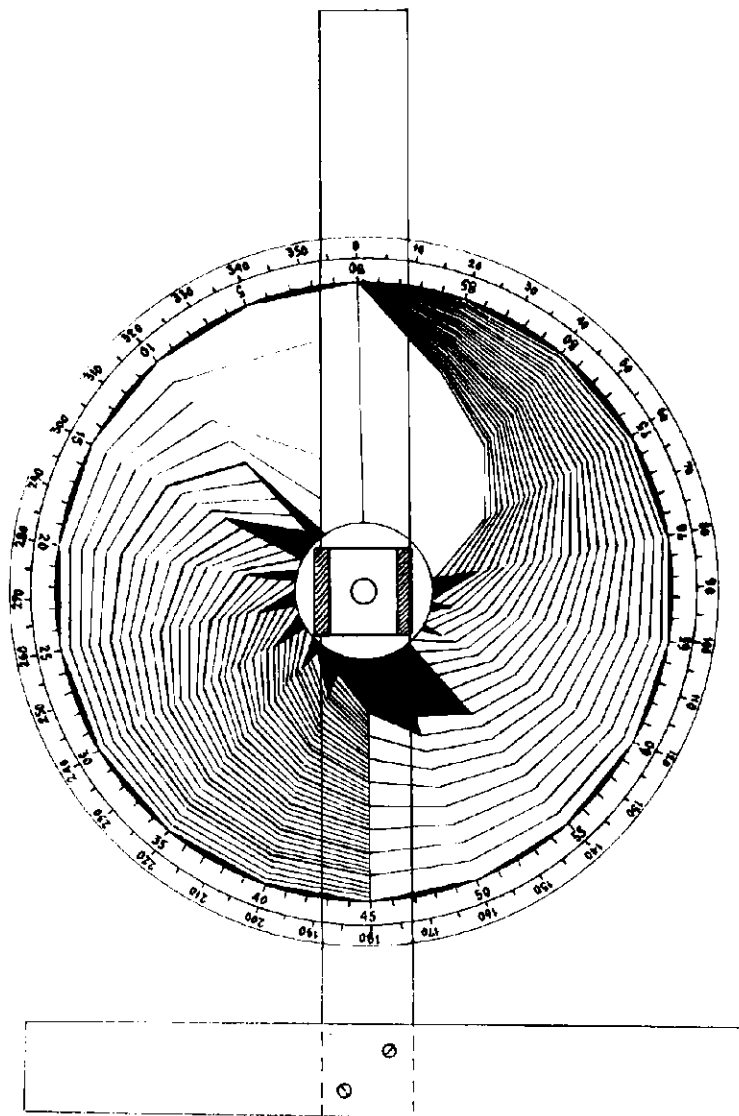
Prva geološka karta, ki je na njej zlog prikazan z izbranimi trasami (enakomerno razporejenimi na celotnem območju) je bila pri nas izdelana leta 1960 po navodilih avtorja in z njegovim delnim sodelovanjem. Gre za list ORAHOVAC 54, kjer je kartirala ekipa zavoda za geološka in geofizikalna raziskovanja v Beogradu. V njej so sodelovali Smilja Palinka-



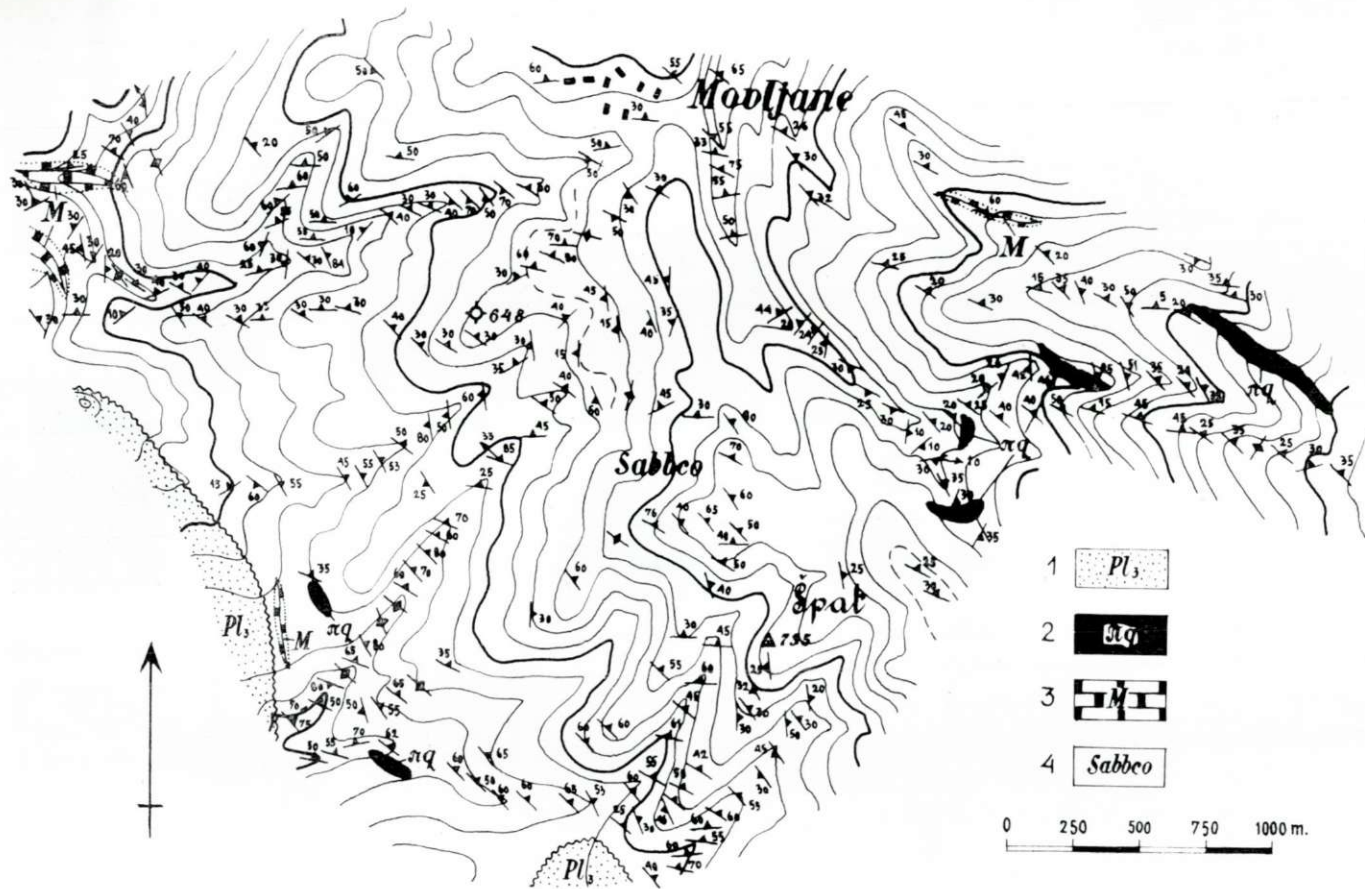
Sl. 7. Serija merilnikov razdalj, izdelanih na principu prerezanih šablon (konstrukcija M. Dimitrijevića)

šević, Ljubomir Dedić in Jovan Andjelković. Na izkušnjah, pridobljenih pri tem delu, temelje nekatere izmed trditev, postavljenih v tem članku in delno tudi primer in metodika risanja geoloških ploskev neomejene pogostnosti z izbranimi trasami (in izostratami).

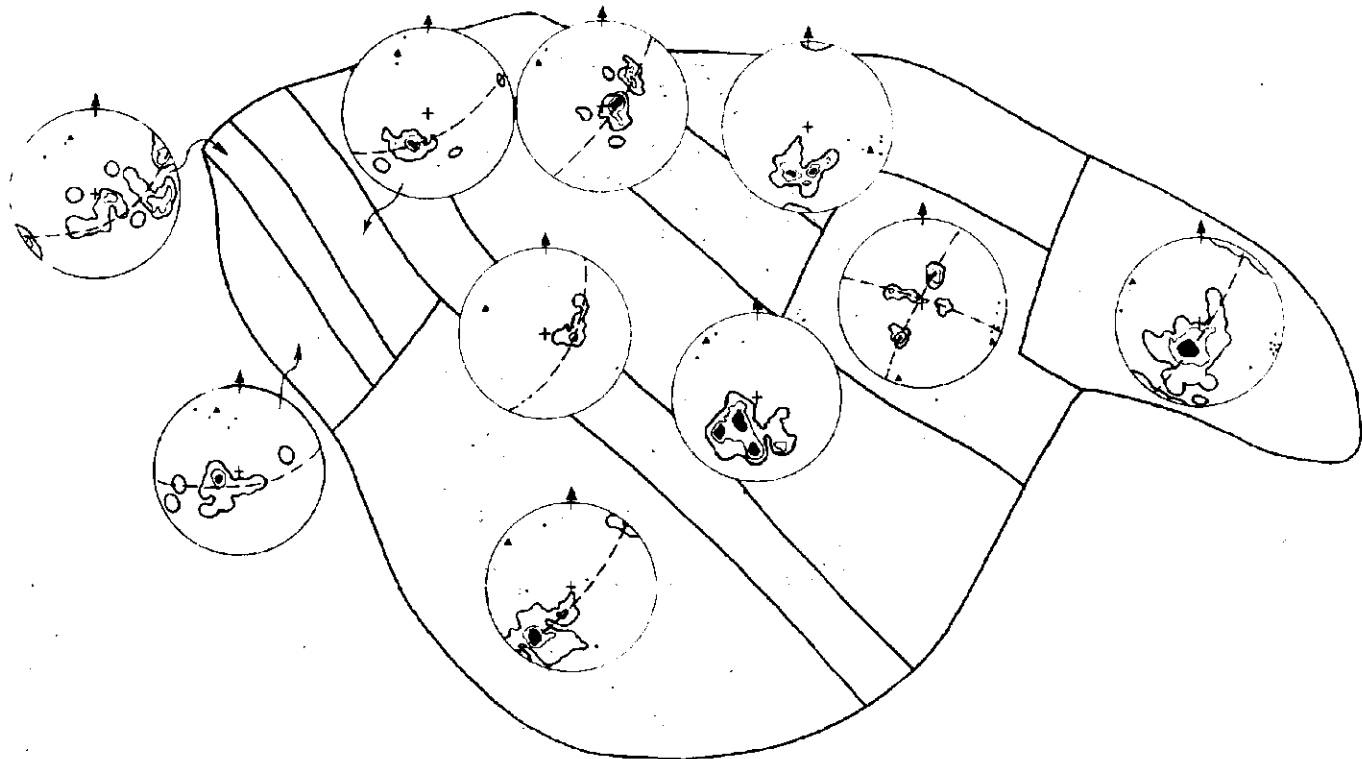
Južno od reke Crnojleve sestavlja teren na območju tega lista paleozojski skrilavec z zelo enolično litološko sestavo in z zlogom rombične simetrije. Skrilavec je deformiran v sistem vzporednih plikativnih struktur s subvertikalnimi aksialnimi ploskvami in s sorazmerno majhnim indeksom nagubanosti. Zlog tega območja je bil določen na podlagi navedene analize in integracije vseh tektonskih elementov. Zlog je na geo-



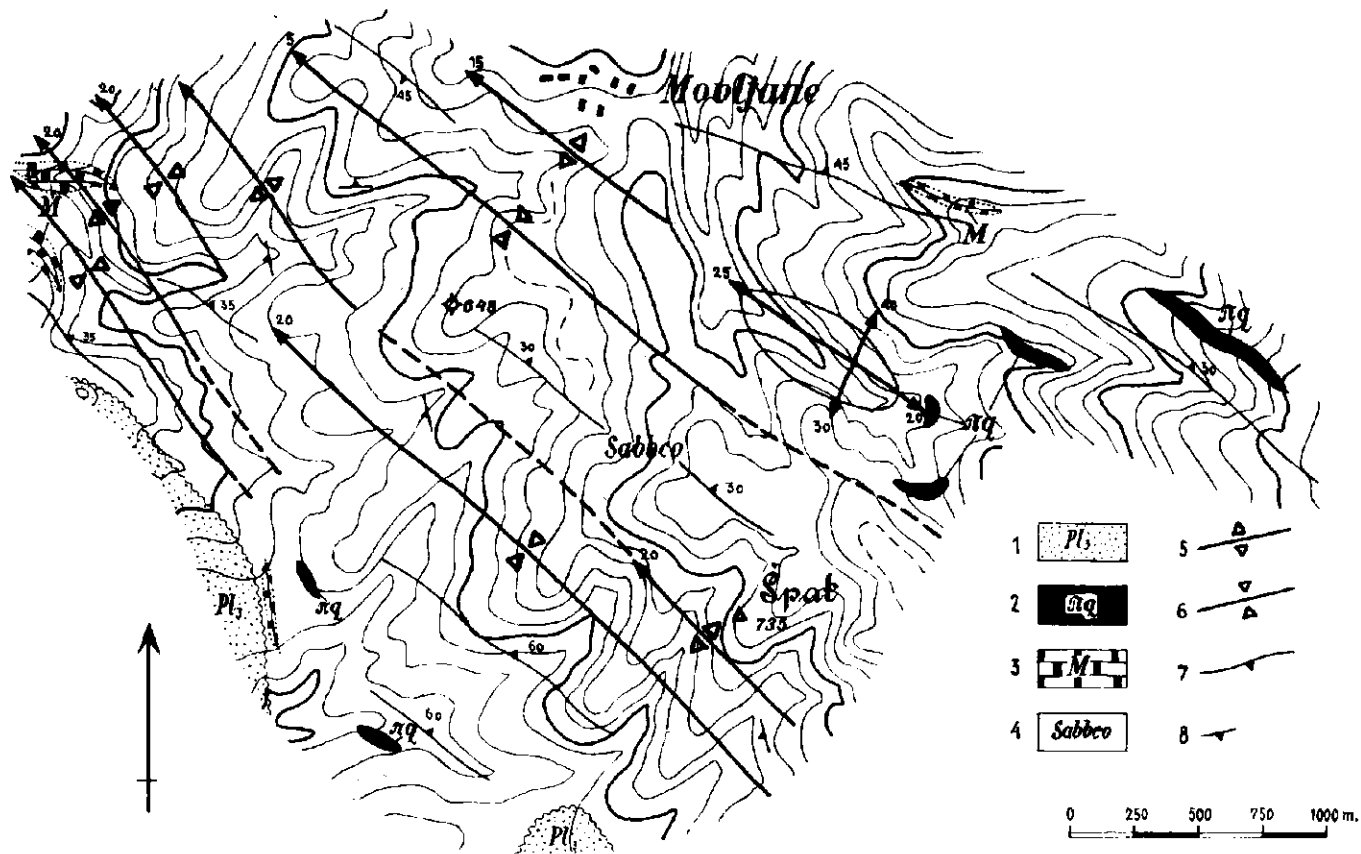
Sl. 8. Krožni merilnik razdalj, izdelan na principu prenosno vrtilnega merilca (konstrukcija D. Bodića)



Sl. 9. Detajl klasične geološke karte (list ORAHOVAC 54); na njem je paleozojska formacija prikazana samo z znaki za vpad foliacije. 1. zgornjepliocenski sedimenti, 2. kremenov porfir, 3. marmor, 4. albitno-biotitno-kloritni skrilavec.



Sl. 10. Isto območje kot na sl. 9. Konturni diagrami foliacije za homogena polja s poli statistične osi B in lineacije.



Sl. 11. Isto območje kot na sl. 9. Geološka karta, na kateri so strukture prikazane z osmi B gub in z izbranimi trasami. 1. zgornjepliocenski sedimenti, 2. kremenov porfir, 3. marmor, 4. albitno-biotitno-kloritni skrilavec, 5. os antiklinale, 6. os sinklinale, 7. izbrana trasa foliacije, 8. vpad foliacije, posamezna meritev.

loški karti podan z osmi B (vendar bi bilo bolje nanesti trase aksialnih ploskev, kar smo videli šele pozneje) in z izbranimi trasami foliacije. Postopek pri izdelavi končne oblike geološke karte smo principialno opisali že prej (sl. 3), rešitev v določenem primeru pa vsebujejo slike 9, 10 in 11, ki kažejo isti del terena v raznih fazah izdelave in z različnimi podatki. Že na prvi pogled lahko ugotovimo prednosti geološke karte, na kateri je zlog izražen z izbranimi trasami foliacije (in osmi gub — sl. 11), če jo primerjamo z geološko karto, na kateri je zlog označen le s standardnimi znaki vpadnih vektorjev foliacije (sl. 9).

Izostrate in postopek za njihovo nanašanje na geološko karto

Med izbranimi trasami nekaterih geoloških ploskev z neomejeno pogostnostjo (kar velja predvsem za plastovitost in foliacijo) imajo poseben pomen izostrate. V ožjem pomenu bi morali razumeti pod izostratami več vzporednih tras geoloških ploskev s konstantno vertikalno medsebojno razdaljo.

Izraz izostrata je geološka literatura sprejela, čeprav se navadno ne uporablja čisto v tistem pomenu, kar dejansko predstavlja. Po pomenu same besede (grško *ισος* = isti, enak; latinsko *stratum* = plast), bi izostrate bolj ustrezale izbranim trasam, tj. trasam istih ali enakih plasti. Zato bi bil bolj primeren izraz ekvidistančne trase ali ekvidistančne izostrate.

Že to, kako je definicija formulirana, kaže, da bi mogli z izostratami prikazovati v glavnem le enostavne strukture tistih formacij ali njihovih delov, katerih plasti so enako debele (čeprav litološko niso identične), kar pa v prirodi redko najdemo. Pri teh pogojih bi bila uporaba izostrat precej omejena, ker je pač sam pojem preveč ozko določen. Da bi povečali možnost označevanja struktur in debeline plasti, ta pojem lahko razširimo na izbrane kontinuirne trase geoloških ploskev, približno vzporednih, ki imajo vsaj v enem vertikalnem profilu enako medsebojno razdaljo; tako definirane izostrate ne bi označevale le strukture in debeline formacij (tudi magmatitov, če imajo foliacijo), temveč tudi spremembo debeline kartiranih skupin plasti.

Praktično dobimo izostrate le pod posebno ugodnimi pogoji: zlog nam mora biti zelo dobro znan, struktura ne sme biti komplicirana, in plasti oziroma geološke ploskve neomejene pogostnosti morajo imeti veliko razsežnost. Uporaba izbranih tras je torej mnogo širša, ker z njihovo pomočjo laže vsaj približno označimo zlog vseh usedlin in metamorfnih kamenin. Toda izostrate imajo vse prednosti, značilne za izbrane trase, poleg tega nam nudijo še en podatek — debelino plastovitih formacij, in sicer zelo natančno in ilustrativno. Zato lahko trdimo, da dosežemo najvišjo stopnjo slikovitosti v prikazovanju zloga na geološki karti, če uspešno določimo izostrate določenega območja.

Ko so izpolnjeni vsi geološki pogoji, da se debelina in struktura plastovitih formacij na določenem terenu lahko prikažeta z ekvidistančnimi ali subekvidistančnimi geološkimi ploskvami, se lotimo določevanja in risanja njihovih tras (izostrat), kar je tehnično precej komplicirano. Glavni problem je, najti na geološki karti kraj z nizom točk, skozi katere po-

tekajo izostrate. Ko so te točke znane, je nadaljnji postopek precej lažji, ker se skozi nje enostavno potegnejo trase po metodi kotirane projekcije.

Medsebojno razdaljo izostrat, začenši od reperne izostrate, ki se navadno ujema s spodnjo mejo zaporedja plasti, računamo analitično ali grafično.

Analitični račun je teoretična podlaga za grafični postopek in je mnogo težji in bolj kompliciran, včasih pa je vendarle praktično uporabljiv. Podlaga računa, s katerim se natančno formulirajo medsebojne odvisnosti spremenljivk, je najlažje razumljiva na primeru konstantnega naklona terena v smeri vpada geološke ploskve. V tem primeru je razdalja

med sosednjima izostratama izražena s splošno formulo $r = \frac{e_s \cos \beta}{\sin (\alpha - \beta)}$, tj.

je funkcija naklona terena in vpadnega kota geološke ploskve, za katero določamo lokacijo trase (r = pravokotna razdalja med sosednjima izostratama na karti, e_s = stratoekvidistanca kot konstanta, α = vpadni kot ravnine (ekvidistančne geološke ploskve), β = naklon terena v smeri vpada geološke ploskve; kota α in β sta v isti profilni ravnini in privzamemo, da imata en skupen krak — horizontalno premico; lahko sta pozitivna ali negativna, kar določamo na naslednji način: pri pogledu pravokotno na profil je kot negativen, če se meri od horizontalne premice proti drugemu kraku v smeri urnega kazalca, pozitiven pa, če se meri v obratni smeri; pri tem je vseeno, s katere strani profilne ravnine gledamo, ker se cosinus in sinus računata od absolutnih vrednosti kotov oziroma njihovih algebrajskih vsot).

V posebnih primerih razmerja kotov α in β ima splošna formula za medsebojno razdaljo izostrat še drugačne, povečini poenostavljene oblike, v katerih kote predstavljajo njihove absolutne vrednosti brez predznakov + ali —. Takšnih primerov je devet, izmed katerih so trije osnovni:

1. ekvidistančne ravnine vpadajo v nasprotni smeri kot naklon terena.

$$\text{a) } r = - \frac{e_s \cos \beta}{\sin (180 - [\alpha + \beta])} \text{ za } \alpha + \beta > 90^\circ$$

$$\text{b) } r = e_s \cos \beta \text{ za } \alpha + \beta = 90^\circ$$

$$\text{c) } r = \frac{e_s \cos \beta}{\sin (\alpha + \beta)} \text{ za } \alpha + \beta < 90^\circ$$

2. ekvidistančne ravnine vpadajo v isto smer kot teren

$$\text{č) } r = \frac{e_s \cos \beta}{\sin (\alpha - \beta)} \text{ za } \alpha > \beta$$

$$\text{d) } r = \infty \text{ za } \alpha = \beta$$

$$\text{e) } r = - \frac{e_s \cos \beta}{\sin (\beta - \alpha)} \text{ za } \alpha < \beta$$

3. ekvidistančne geološke ploskve ali teren so horizontalni

$$f) r = e_s \cotg \beta \quad \text{za } \alpha = 0, \quad 0 < \beta < 90^\circ$$

$$g) r = \frac{e_s}{\sin \alpha} \quad \text{za } \beta = 0, \quad 0 < \alpha < 90^\circ$$

$$h) r = e_s \quad \text{za } \alpha = 90^\circ, \quad \beta = 0$$

Ne smemo pozabiti, da veljajo vse te formule v idealnem primeru konstantnega naklona terena in je zato njihova uporaba omejena. Če gre za razčlenjen teren med ekvidistančnimi geološkimi ploskvami, je analitično računanje razdalj med izostratami preveč komplicirano in nepraktično.

Postopek nanašanja izostrat oziroma določevanja točk, skozi katere izostrate potekajo, lahko zelo poenostavimo in pospešimo z uporabo grafičnih metod, najenostavnejša je naslednja:

— na podlagi obstoječih podatkov narišemo več pomožnih geoloških profilov v smeri vpada plasti: pri tem uporabimo srednje — statistične vrednosti elementov vpada, dobljene na Schmidtovi mreži za vnaprej izbrano homogeno polje;

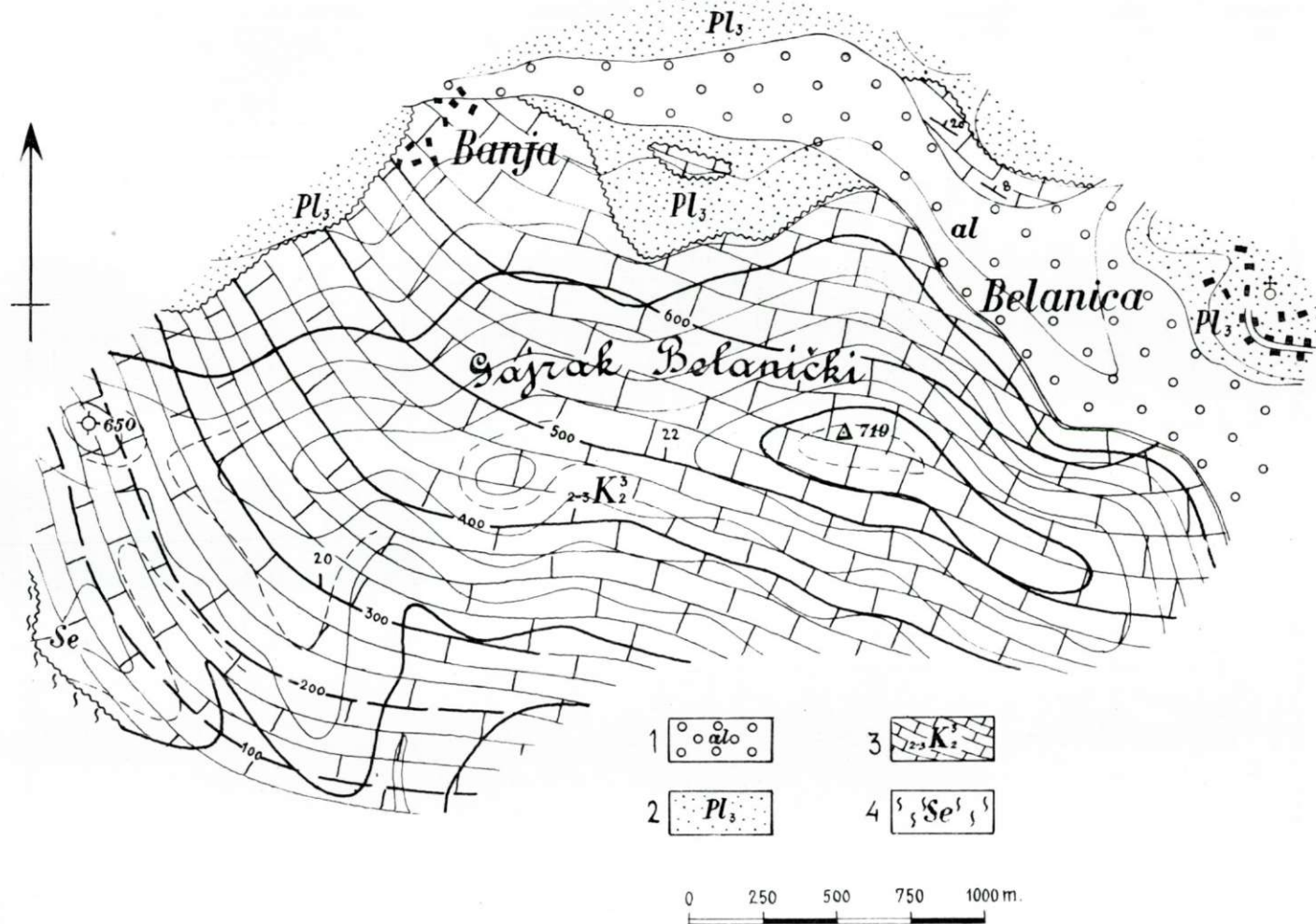
— na vsakem profilu odmerimo stratoekvidistance od reporne ploskve (pravzaprav od njene trase na profilu) naprej; na ta način na profilih najprej določimo in narišemo vse ekvidistančne ali subekvidistančne geološke ploskve, ki jih je treba prikazati na karti z izostratami;

— vse točke, v katerih geološke ploskve prihajajo na profilih na površje terena, prenesemo na geološko karto in nato skozi nje po metodi kotirane projekcije narišemo trase (izostrate).

Razdaljo med repornim (začetnim) horizontom in vsako naslednjo geološko ploskvijo, ki jo podajamo z izostrato, moramo na geološki karti označiti s številčnimi vrednostmi (na sami izostrati). Pri vzporednih geoloških ploskvah označena vrednost stratoekvidistance velja za določeno izostrato na vsej njeni dolžini, medtem ko se v primeru različne debeline plasti ta vrednost spreminja in je zato potrebno vse pomembnejše (spremenljive) vrednosti označiti v ustreznih točkah vsake posamezne izostrate.

Primer geološke karte z izostratami

Pri izdelavi geološke karte za list ORAHOVAC 54 smo poskusili prikazati geološke ploskve neomejene pogostnosti tudi z izostratami (sl. 12). Poleg izbranih tras, s katerimi je prikazan zlog paleozojskega metamorfnega skrilavca, sta struktura in debelina plastovitega senonskega apnenca v severozahodnem delu terena nakazani z izostratami s stratoekvidistance 100 metrov. Teh sedimentov sicer nismo mogli popolnoma razčleniti z ekvidistančnimi geološkimi ploskvami, ker so prelomi ponekod precej porušili primarne nagubane strukture, jih razdelili na bloke in prekinili kontinuirnost posameznih horizontov. Kljub temu smo uspešno določili izostrate za večji del apnenca, ki sestavlja enostavne brahiformne struk-



Sl. 12. Detajl geološke karte lista ORAHOVAC 54.1; tektonska struktura in debelina senonskega plastovitega apnenca sta prikazani z izostratami.

1. aluvij; 2. zgornjepliocenski sedimenti, 3. senonski plastoviti apnenec, 4. serpentinit

ture. Pri tem smo ugotovili, da znaša debelina plastovitega senonskega apnenca prek 800 m.

Potrebno je pripomniti, da so pri nanašanju tras in izostrat dobro rabili aeroposnetki, ker je teren tega območja precej odkrit, posebno tisti del, ki je sestavljen iz apnenca.

TRACES AND ISOSTRATA ON A GEOLOGICAL MAP

The trace can be defined as an intersection of two surfaces observed on either of them. On a geological map with a topographic base the trace represents the intersection of the geological surface with the earth surface. According to definition, all geological planes appear on the terrain with their traces; hence, they ought to be thus plotted on a geological map. Sometimes this is not feasible, but it is incontestable that the present possibilities are much wider than those practically used hitherto. In order to estimate more easily which planes can be shown by traces, in which way, and under which conditions, it is necessary to perform their classification and to get acquainted with their various types. In relation to this problem, the planes are distinguished according to their dimensions, number, shape, and geological importance.

As to the dimensions, in each area under investigation, regardless of its extent, one can always distinguish the comparatively small planes from the comparatively big ones, depending on the possibility of presentation to scale. The former ones cannot be represented by traces on account of small dimensions on the map scale, while the latter ones just require the representation by traces.

According to their number, one can distinguish planes of a limited number, which occur in a given area individually or in a limited number (geological boundaries, faults, axial surfaces of folds, and larger joints), and planes of a practically limitless or, shorter, limitless number which are represented in nature by an unmeasurable immensity (stratification, foliation, joints and cleavage). With the exception of axial surfaces, the planes of limited number have always be shown on geological maps by traces. The planes of limitless number have so far been represented chiefly by symbols for individual measurements of dip elements, although there are often conditions for a rational selection of representatives which could then be shown by traces (selected traces).

Analyzing shapes, two fundamental types can be noticed: one assembles the planes with geometrically regular and simple forms so that applying methods of descriptive geometry they can be easily plotted as traces. The other type comprises irregularly curved surfaces the traces of which can be practically established only by direct field inspection.

Plotting planes on a geological map in the order of their importance and their significance for the explanation of the geological structures is a logical consequence of the diversity of their nature and origin. The first place in this scale is occupied by geological boundaries, for they separate the mapping units, determine their position, form and mutual relation,

and, at the same time, make it possible to establish the fundamental outlines of the fabric. They are followed by other planes of the limited number (Figs. 1—3) then by stratification, resp. foliation, and, in the end, by cleavage and joints.

The traces can be plotted on a geological map directly — by immediate transfer of field points or by photogeological analysis, and indirectly — by the methods of descriptive geometry. The latter way requires for the planes to fulfill the following conditions: their dimensions have to be large enough in relation to the scale of the geological map; they have to show geometrically regular and simple forms, or such forms in general which can be determined to a sufficient degree. Besides, according to their significance, they must be indispensable for the explanation of the fabric, and distinctly fixed according to the site occurrence and orientation.

The individual traces of the plane of limited number are chiefly plotted directly, either by copying them, from the aerial photographs, or by the field method of following contacts. However, when they occur in nature only in some places, they can be correctly drawn only by interpolation applying the methods of descriptive geometry.

If all required conditions are fulfilled, the geological surfaces of limitless number can be shown on a geological map by selected traces, mainly applying the methods of the descriptive geometry. In principle, the procedure is as follows: firstly, the investigated area is divided into homogeneous fields, i. e. into parts in which the dip elements of the planes differ only slightly; secondly, for each field the mean (statistical) dip elements are determined by the Schmidt's net; thirdly, the most appropriate places of traces are selected, which may be predetermined by lithological characteristics of the field, by the visibility of the traces on aerial photographs, or by shapes and the extent of the field; fourthly, the trace is drawn by the methods of the descriptive geometry (Fig. 3).

If the geological planes of limitless number were represented by selected traces wherever it proves feasible, the geological map would gain manifold advantages over its former physiognomy. Above all, it would become much more illustrative and legible so that the whole tectonic relationship would be uncomparably more comprehensive. Besides, a geological map would more truly reflect the nature relations where the planes occur on the terrain as traces, too. Furthermore, through selected traces the maximum degree of integration of the collected data would be gained, for all individual measurements would be directly included into the selected traces which are determined statistically. Finally, one would achieve the distinction of those parts of an area whose fabric is known and is represented by selected traces, from the parts of an incompletely solved structure on which the planes of limitless number are represented in fragments by dispersed symbols for marking the vectors of the dip.

The problem of the indirect plotting of traces on a geological map is within the domain of the descriptive geometry, and it is solved by the method of the plotted projection. These methods make it necessary

that both surfaces are expressed by homonymous contour lines. The relief of the terrain being already represented by contour lines on the topographic map, the task consists in determining the strato-contour lines. Here it is indispensable to know the form of the geological plane, and its position, i. e. its dip elements and a point on the terrain through which it passes, if a plane is in question, or two and more such points with the same number of dip lines of the plane, if a curved surface is in question. Solution of this task is relatively simple and well known. (Figs. 4—5).

In the practical work at drawing traces by the plotted projection the greatest difficulty would be in the permanent computation of the length of intervals, for it changes according to the angle of the dip line, the contour interval and the map scale. Therefore, in the enclosed table (page 336) the values of the intervals for different dip angles at contour intervals of 100 m, 50 m, and 20 m and a map scale of 1:25.000 are given. The values of the intervals are expressed in millimeters with an accuracy of $\pm 0,25$ mm. The plotting of traces can be considerably facilitated by using special graphic accessories — interval measurers by means of which intervals can be quickly and easily drawn and strato-contour lines constructed (Figs. 6—8).

Among selected traces of some planes of limitless number, isostrata are of special great importance. Strictly talking, this term refers only to traces of equidistant planes. However, in order to enlarge the possibility of representing the structures and the thickness of series, this definition ought to be widened so as to comprise with the isostrata all continuous traces of approximately parallel planes which, at least, in one normal section have an equal mutual distance.

The process of work in determining and drawing isostrata is more complex than that of drawing the ordinary selected traces. The main difficulty lies in finding out a series of points through which passes the system of isostrata. The computation of the distance from one isostratum to the other, starting from the key-point which normally coincides with the lower boundary of the series, is performed either analytically or graphically. The analytic estimate represents the basis of graphic method. The former is more difficult and more complicated, but sometimes it is also applicable in the practical work. The distance between the neighbouring isostrata in case of a constant terrain inclination is given by the

$$\text{general expression: } r = \frac{e_s \cos \beta}{\sin (\alpha - \beta)}$$

where: r = normal distance between the isostrata on a map

e_s = strato-equidistance

α = dip angle of the equidistant plane

β = inclination of the terrain towards the dip of the plane

The graphical method is much quicker and easier, considering that auxiliary profiles, placed in the direction of the dip of the geological plane, are used to find out the points through which the isostrata pass.

The principles and the methods of representing geological planes of limitless number by selected traces and isostrata were practically applied on the terrains of the sheet Orahovac 54 which was mapped in 1960. Many of the theories dealt with have resulted from experiences gained on that occasion. Besides the selected traces illustrating the spatial position of the Paleozoic series of crystalline schists, structures and thickness of Senonian limestone are represented by isostrata with a strato-equidistance of 100 m. Some details of the geological map of the sheet Orahovac 54 are given on figures 9—12.

LITERATURA

- Ažgirej G. D., 1956, *Strukturnaja geologija*, Moskva.
- Badley P. C., 1959, *Structural methods for the exploration geologist*, New York.
- Bujalov N. I., 1957, *Strukturnaja geologija*, Moskva.
- Djurović V., 1950, *Nacrtna geometrija*, Beograd.
- Milovanović B. i Dimitrijević M., 1953, *Geološko kartiranje*, Beograd.
- Palinkašević S., Dedić Lj. i Andjelković J., 1960, *Tumač za geološku kartu lista Orahovac 54*. — *Fond str. dok. Zavoda za geol. i geof. istraživanja*, Beograd.

POROČILO O DELOVANJU SLOVENSKEGA GEOLOŠKEGA DRUŠTVA V LETU 1965

Rajko Pavlovec

Člani Slovenskega geološkega društva so imeli 23. aprila 1966 izredni občni zbor, na katerem so sprejeli spremenjena društvena pravila, ki jih objavljamo na koncu poročila.

Poleg 120 rednih članov ima društvo dva častna člana (prof. I. R a - k o v e c in prof. O. K ü h n), izvoljena pa sta bila še dva dopisna člana (prof. V. K o c h a n s k y - D e v i d é in prof. H. H a g n).

Društvo je delovalo v treh smereh: 1. strokovno delo in sodelovanje med geologi; 2. popularizacija geologije; 3. geologija v šolah.

Od zadnjega občnega zbora do aprila 1966 je bilo 12 predavanj, 7 diskusijskih večerov in 4 ekskurzije.

Društvo izdaja ciklostilno razmnožena »Obvestila« o svojih prireditvah.

Pregled prireditev

A. Ekskurzije — Excursions

- 17. 10. 1965: Sv. Katarina—Toško čelo—Podutik (A. R a m o v š).
- 13. 3. 1966: Črnuče—Rašica—Dobeno (A. R a m o v š).
- 3. 4. 1966: Škofja Loka—Lubnik (A. R a m o v š).
- 24. 4. 1966: Moste—Vintgar—Bled (D. K u š č e r).

B. Predavanja — Lectures

- 13. 4. 1965. Anton Grimšičar: Geološki razvoj in tektonske razmere na območju Ljubljane — Geological development and the tectonic conditions in the area of Ljubljana.
- 24. 4. 1965. Sonja Tovornik & Franc Drobne: O mehanskih lastnostih sedimentov in hidrogeoloških problemih na območju Ljubljane — Mechanical nature of sediments and hydrogeological problems in the area of Ljubljana.
- 4. 5. 1965. Alojz Šercelj: Mikrotektonski razvoj območja mesta Ljubljane na osnovi pelodnih analiz — Microtectonical development of the Ljubljana area on the basis of pollen analyses.

11. 5. 1965. Anton Grimšičar: Osnove za geotehnično in potresno rajonizacijo Ljubljane — The elements of the geotechnic and earthquake partition of Ljubljana.
26. 5. 1965. Herbert Hagn (München): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihrer Vorlandes — Starejši terciar bavarskih Alp in njihovega predgorja.
1. 2. 1966. Emilijan Cevc: Umetnost v paleolitiku — The art of Palaeolithic.
22. 2. 1966. Stanko Buser: Razvoj jurskih skladov v južni Sloveniji — Development of the Jurassic strata in southern Slovenia.
8. 3. 1966. Stanko Buser: Geologija zahodne Dolenjske — Geology of the western part of Lowland Slovenia.
22. 3. 1966. Mario Pleničar: O krednih skladih na Dolenjskem — On the Cretaceous beds in Lowland Slovenia.
12. 4. 1966. Vera Gregorič: Nastanek tal na triadnih dolomitih — The origin of soils on Triassic dolomites.
23. 4. 1966. Ljubo Žlebnik: Geologija in hidrogeologija pleistocenskih plasti na Kranjsko-sorškem polju — Geology and hydrogeology of Pleistocene deposits in the area of Kranjsko-Sorško polje.
23. 4. 1966. Dušan Kuščer: Uvod v ekskurzijo Moste—Vintgar—Bled — An introduction to the excursion Moste—Vintgar—Bled.

C. Diskusijski večeri — Discussion meetings

22. 6. 1965: O reorganizaciji Prirodoslovnega društva Slovenije — On a reorganisation of the Slovene Society of Natural History (R. Pavlovec).
16. 11. 1965: Uvod v diskusijske večere o delovanju geoloških ustanov v Sloveniji — An introduction to the discussion on the activity of the geological institutions in Slovenia (R. Pavlovec).
Geološki zavod, 1. del — Geological survey, part 1. (A. Čebulj, D. Ravnik, S. Gadjič).
23. 11. 1965: Slovenska akademija znanosti in umetnosti — Slovene Academy of Sciences and Arts (R. Pavlovec).
Prirodoslovni muzej v Ljubljani — Museum of Natural History in Ljubljana (F. Cimerman).
7. 12. 1965: Rudnik Idrija — The mine of Idrija (J. Mlakar).
Podjetje »Kremen« Novo mesto — The enterprise »Kremen« from Novo mesto (F. Moretti).
Tovarna Anhovo — The factory Anhovo (N. Krošl).

14. 12. 1965: Geološki zavod, 2. del — Geological Survey, part 2. (A. No-
san, M. Pleničar).
21. 12. 1965: Univerza v Ljubljani — University of Ljubljana (S. Gra-
fenaUER).
11. 1. 1966: Rudnik Mežica — The mine Mežica (I. Štručl).
Zaključni razgovor — The final discussion (R. Pavlovec).

PRAVILA SLOVENSKEGA GEOLOŠKEGA DRUŠTVA

1. člen

Ime, sedež in delovno področje društva

Društvo se imenuje Slovensko geološko društvo. Sedež (naslov) društva je v Ljubljani, če občni zbor tega ne določi drugače. Delovanje društva obsega vse slovensko ozemlje.

2. člen

Naloge društva

Namen društva je, da pospešuje geološko vedo in njeno uporabo v gospodarstvu ter skrbi za njeno popularizacijo.

Ta namen dosega s tem, da:

1. skrbi za strokovno izpopolnjevanje članov;
2. podpira vsa stremljenja, ki služijo razvoju geologije;
3. izdaja publikacije ali sodeluje pri izdajah;
4. v okviru svojih možnosti podpira delo geoloških ustanov;
5. zastopa strokovne interese članov v javnosti;
6. prireja predavanja, sestanke, ekskurzije, tečaje in podobno;
7. pomaga pri izpopolnjevanju zbirk in knjižnic geoloških ustanov;
8. vzdržuje zveze s sorodnimi društvi in ustanovami doma in na tujem; zlasti tesno sodeluje s Prirodoslovnim društvom Slovenije, kolikor bi to organiziralo poljudno-znanstveno in drugo delo za vse naravoslovne panoge.

3. člen

Sredstva

Sredstva društva so: članarina, darila, podpora, subvencija in dohodki od prireditve ali uslug. Višino članarine določa občni zbor.

Članarino plačujejo samo redni člani.

4. člen

Člani društva

Člani društva so častni, redni, dopisni in izredni.

Častne člane voli občni zbor na utemeljen predlog odbora. Redne člane sprejema odbor na predlog dveh članov. Dopisne člane sprejema na predlog dveh članov občni zbor.

Redni člani morejo postati geologi, geofiziki, rudarski, gradbeni in kemični inženirji ter znanstveni delavci, katerih dejavnost sega v geološko stroko, profesorji geologije na srednjih šolah in geološki tehniki. Redni člani pa lahko postanejo tudi drugi, ki pokažejo sposobnost in zanimanje za geologijo.

Izredni člani so študentje geologije.

Dopisni člani so geologi iz drugih republik in inozemski geologi, ki so se odlikovali v geoloških raziskovanjih na slovenskem ozemlju ali so kako drugače povezani z geološkimi raziskavami v Sloveniji.

Za častne člane izvoli društvo tiste domače ali tuje geologe, ki so si pridobili posebne zasluge za geološko vedo oziroma za njeno uporabo v gospodarstvu.

Članstvo preneha s smrtjo, izstopom ali izključitvijo. Predlog za izključitev da častno razsodišče občnemu zboru, ki o tem odloča. Članstvo preneha avtomatično, če član kljub opominom tri leta zapored ne plača članarine.

5. člen

Pravice članov

Častni in redni člani imajo aktivno in pasivno volilno pravico na občnih zbora, pravico udeleževati se vseh društvenih prireditev, uporabljati društveno knjižnico ter tudi med letom imeti vpogled v delo odbora. Dopisni in izredni člani imajo posvetovalni glas na občnih zbora, pravico udeleževati se vseh društvenih prireditev in uporabljati društveno knjižnico.

6. člen

Dolžnosti članov

Vsi člani so dolžni pospeševati društveno dejavnost, ravnati se po društvenih pravilih ter plačevati članarino.

7. člen

Organi društva

Občni zbor, odbor, nadzorni odbor, častno razsodišče, referati in komisije.

8. člen

Redni in izredni občni zbor

Redni občni zbor je v prvem trimesečju vsako drugo leto. Naloge občnega zbora so:

1. da sklepa o odobritvi poročil odbora in nadzornega odbora;
2. da voli predsednika in do 10 odbornikov, študentje pa med seboj izvolijo svojega zastopnika;
3. da voli nadzorni odbor;
4. da voli častno razsodišče;
5. da voli častne in dopisne člane;

6. da sklepa o predlogih odbora in članov, o spremembi društvenih pravil in o prenehanju društva. Predloge za občni zbor morajo člani predložiti odboru vsaj 5 dni pred občnim zborom. Če predlogov ne pošljejo v določenem roku, sklepa o njih občni zbor le, če jim prizna nujnost večina prisotnih članov;
7. da določa višino članarine;
8. da odloča o izključitvi članov.

Kraj in čas občnega zbora objavi odbor najmanj 14 dni poprej. Občni zbor je sklepčen, če se zbere ob določeni uri vsaj polovica članov. Če tega ni, se začne občni zbor pol ure pozneje in je sklepčen ob vsakem številu članov.

Odbor sme sklicati izredni občni zbor, kadarkoli se mu zdi potrebno. Na pismeno zahtevo najmanj 10 rednih ali častnih članov je odbor dolžan sklicati izredni občni zbor najkasneje v 14 dneh.

9. člen

Zborovanje

V tistem letu, ko ni rednega ali izrednega občnega zbora, mora biti zborovanje slovenskih geologov. Na zborovanju se obravnavajo tekoči društveni in splošni geološki problemi.

10. člen

Način volitev

Kandidate lahko predlagajo častni in redni člani. Volitve so tajne, in sicer z listki, če občni zbor izrecno ne določi volitev z dviganjem rok. Volitve vodi in ugotavlja rezultate tričlanska volilna komisija, ki jo določi občni zbor.

11. člen

Odbor

Odbor sestavljajo: predsednik, podpredsednik, prvi in drugi tajnik, blagajnik, referent za predavanja, referent za tisk, referent za šolsko geologijo, gospodar, dva odbornika in zastopnik študentov, ki ima samo posvetovalni glas.

Oborniki volijo iz svoje srede vse funkcionarje razen predsednika, ki ga volijo člani na občnem zboru neposredno.

Odbor sklepa in odloča o vseh važnejših društvenih zadevah, ki niso pridržane občnemu zboru, vendar je neposredno odgovoren vsem članom. O svojem delu poroča na občnem zboru in na zborovanju ali na drug način, ki ga zahteva vsaj 10 članov društva.

Odbor je sklepčen, če je prisotna vsaj polovica odbornikov. Pri sklepanju odloča navadna večina. Pri enakem številu glasov odloča predsednik ali njegov namestnik.

Odbor ima pravico kooptirati enega ali kvečjemu dva nova odbornika, če kateri od izvoljenih iz tehtnih vzrokov ne more več opravljati svoje funkcije.

Važne društvene in blagajniške listine podpisujeta dva odbornika in sicer društvene listine predsednik ali podpredsednik in tajnik, blagajniške pa predsednik ali podpredsednik in blagajnik.

12. člen

Referati in komisije

V okviru društva delujejo referati, ki jih po potrebi ustanavlja in razpušča odbor. Referenti poročajo o delu referatov na občnem zboru in na zborovanju.

Komisije ustanavlja odbor. Razpušča jih takrat, ko izpolnijo poverjeno jim nalogo.

13. člen

Nadzorni odbor

Dvočlanski nadzorni odbor ima pravico dobiti vsak čas vpogled v delo odbora, posebno blagajnika. Pred rednim občnim zborom mora pregledati račune za preteklo poslovno obdobje ter društveno knjižnico. O tem poroča na občnem zboru.

14. člen

Častno razsodišče

Častno razsodišče sestavljata dva člana, ki rešujeta spore v društvu in dajeta predloge, o katerih sklepa občni zbor.

15. člen

Zastopanje društva

Na zunaj zastopa društvo predsednik, če je ta zadržan, pa odbornik, ki ga določi predsednik.

16. člen

Pečat

Društveni pečat je okrogel in vsebuje ime društva, sedež in geološki znak (prekrižani kladivi).

17. člen

Prenehanje društva

Društvo preneha delovati po nalogu pristojnih oblasti ali s sklepom občnega zbora v smislu člena 8, točke 6 teh pravil. V prvem primeru postane lastnik premoženja Geološki zavod v Ljubljani ali ustanova z enakimi nalogami, v drugem pa odloča o imovini občni zbor. Če se

geološko ali podobno društvo v treh letih ponovno ne ustanovi, postane trajni lastnik premoženja tisti, ki je premoženje prevzel ob prenehanju društva.

*

Ta pravila je sprejel izredni občni zbor Slovenskega geološkega društva v Ljubljani dne 23. aprila 1966.

*

Socialistična republika Slovenija
Republiški sekretariat za notranje zadeve
Ljubljana
Štev. 11/11-S-024/1-91
Dne 1. 6. 1966

Ta pravila so v skladu s temeljnim zakonom o društvih. Sprememba pravil je zabeležena v tukajšnjem registru društev pod zaporedno številko 59.

Načelnik oddelka:
Vinko Železnik

PREJETE KNJIGE

Helmut von Philipsborn: TAFELN ZUM BESTIMMEN DER MINERALE NACH ÄUSSEREN KENNZEICHEN. 2. na novo predelana in razširjena izdaja. Zal. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart. Obseg: XXVI + 319 strani, 289 slik kristalov na 10 tabelah in 1 slika med tekstom, 19 × 26 cm. V platno vezano DM 48,80.

Pred nami je že 2. na novo obdelana in razširjena izdaja te knjige, ki ne služi samo kot prvovrsten priročnik za določevanje mineralov, temveč obenem tudi nudi obilico podatkov o posameznih rudninah, tako da se da knjiga s pridom uporabljati v praksi kot tudi pri pouku mineralogije. Pri vseh mineralih najdemo za mineraloga važne fizikalne konstante kot so npr. gostota, trdota, raza in barva, nadalje še zvermo o načinu kristalizacije in nastanku, nahajališčih, paragenezi in kemični formuli. Posebnost knjige je tudi obširna mineraloška terminologija, ki poleg nemškega, angleškega, francoskega, italijanskega in španskega jezika upošteva tudi rusko izrazoslovje.

Osnova knjige oziroma določevanja mineralov so 3 glavne in 3 stranske tabele. Med glavne tabele so rudnine razvrščene na podlagi njihovega sijaja (kovinski ali polkovinski sijaj) in raze (barvna ali brezbarvna), podrobnejša razdelitev v posameznih tabelah pa sloni na podlagi barve mineralov, barve raze, in trdote.

V stranskih tabelah lahko določujemo minerale s pomočjo morfoloških znakov (kristalne oblike, različne oblike trdnega agregatnega stanja) ter kemičnih in optičnih lastnosti. Tabela o optičnih podatkih temelji na različnosti lomnih količnikov, ki jih določujemo s pomočjo imerzijske metode.

Knjiga še vsebuje razporeditev mineralov na podlagi tipov prostorskih mrež ter preglednico o uranovih mineralih.

E. Faninger

GEOLOGIJA — Razprave in poročila — Geological Transactions and Reports / Izdajajo: Geološki zavod v Ljubljani, Inštitut za geologijo univerze v Ljubljani in Slovensko geološko društvo — Published by Geological Survey Ljubljana, Institute of Geology, and Slovene Geological Society / Uredniški odbor — Editorial Committee: Marjan DOLENC, Geološki zavod Ljubljana; Jože DUHOVNIK, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani; Karel GRAD, Geološki zavod Ljubljana; Stefan KOLENKO, Geološki zavod v Ljubljani; Dušan KUSCER, Inštitut za geologijo univerze v Ljubljani; Ivan MLAKAR, Rudnik živega srebra Idrija; Slavko PAPLER, Geološki zavod Ljubljana; Mario PLENIČAR, Geološki zavod Ljubljana / Glavni urednik — Editor in chief: Stefan KOLENKO, Ljubljana, Parmova cesta 33 / Natisnila — Printed by Tiskarna Ljudske pravice Ljubljana