

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

Terciarne 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. L a h e e, 1941, 168; M o r e t, 1955, 365; M e t z, 1957, 28; K e t t n e r, 1957, 28; N e v i n, 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. G e i k i e, 1940; T e r m i e r & T e r m i e r, 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 stratigrafski 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 Vrhu 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 skrilačci 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 srednjetriadnih 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 srednjetriadnemu 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 psevdofiljski skladi v debelini nekaj sto metrov. Prav pomanjkanje skrilaavih vložkov v sklenjenih triadnih profilih južno od Save je Bittnerja motilo, da si psevdofiljskih skladov ni upal uvrstiti v triado.

Kasneje, ko je bila določena wengenska starost psevdofiljskih 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 psevdofiljskimi 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 psevdofiljskimi 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 psevdofiljski skladi. To skupno nastopanje schlernskega dolomita in psevdofiljskih 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 psevdofiljski 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 psevdofiljskim skladom v okolici Zagorja. Zato bi bilo najbolj prirodno, da bi jih uvrstili med psevdofiljske 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 ploščastega 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 psevdoziljskih skladov moramo imeti pobočje Celjskega gradu, ki bi ga bilo treba prav za točnejšo definicijo psevdoziljskih skladov ponovno raziskati in opisati ter poiskati v soseščini druge profile, ki bodo segali od podlage do krovnine teh skladov.

Psevdoziljski 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 psevdoziljskih skladov in je debel le 10 do 20 m. Višji deli psevdoziljskih 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.

Psevdoziljski 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. Psevdoziljski 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 luskec 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 diskorcanco. 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 gline 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 gline, 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

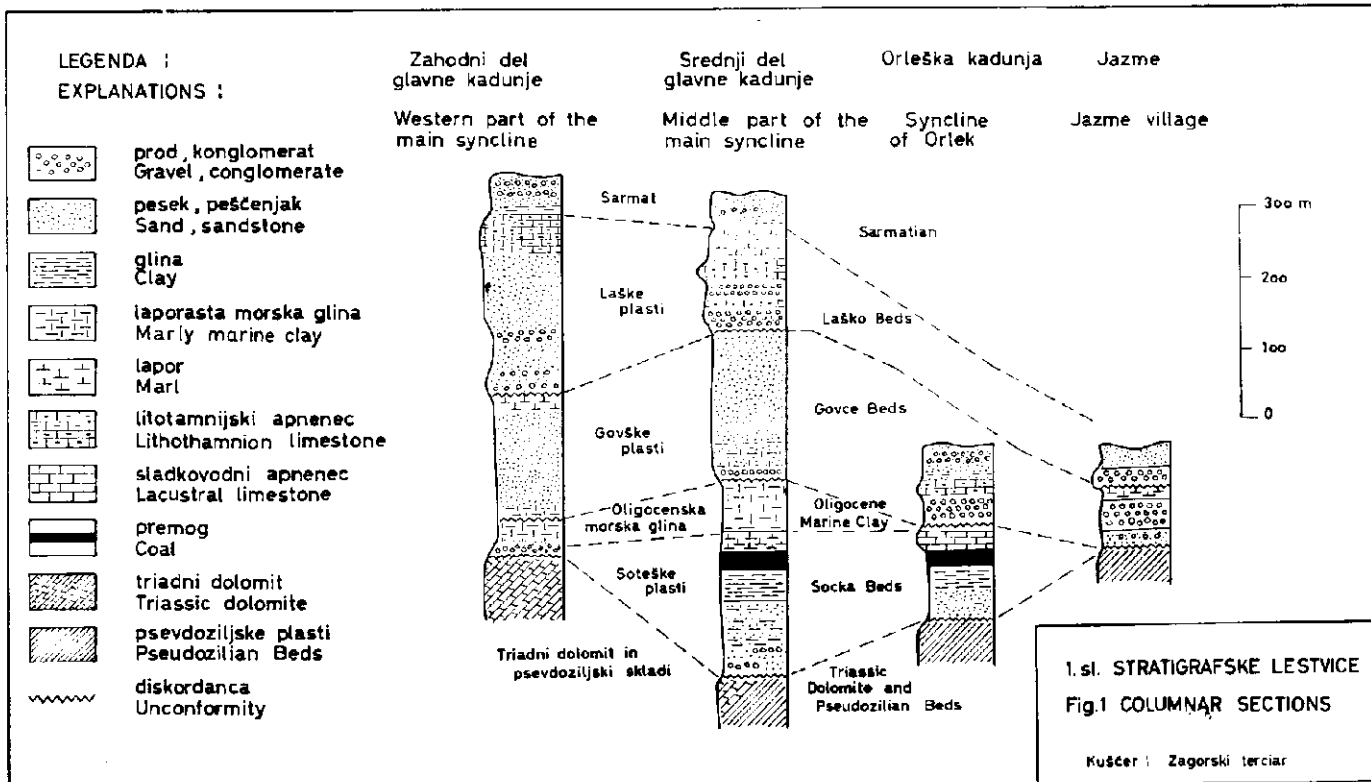
- 2. oligocenska morska glina
- 1. soteške plasti

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 Črničcu 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. Temurodu 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 morskoglino. 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 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 konkracije 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 konkordatno 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 izdanek 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, včasih v obliki tankih pol, včasih 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 rudislostia* (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 (akvitànsko) starost te gline, ki je tudi po svoji legi ekvivalent akvitànskega apnenca z *Eulepidina elephantina* (neposredna krovina bazalnih prodnatih plasti).

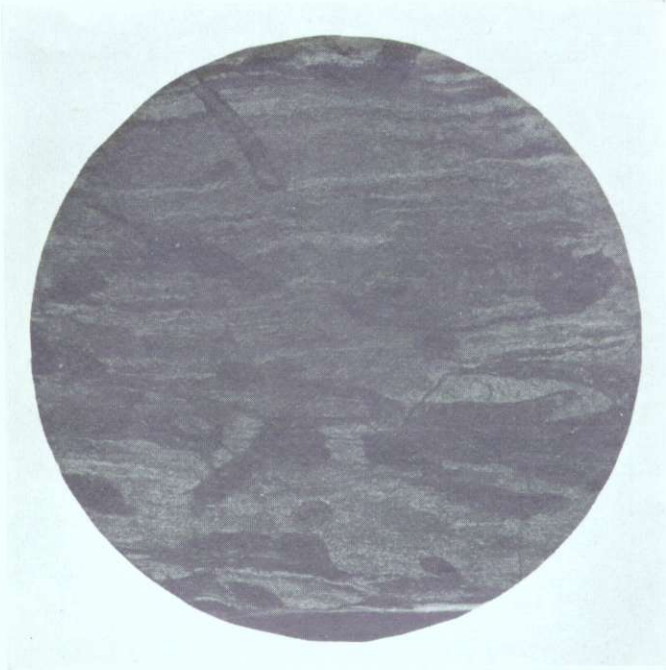
Debelina tega spodnjega dela govške gline je okrog 30 do 40 m. Više postaja glina vedno bolj peščena. Pesek se pojavlja povečini v nepravilnih gnezdih, pogosto pa tudi v obliki nekaj milimetrov do 1 centimeter širokih nepravilnih cevastih zapolnitev. Še više se menjavajo glinaste in peščene plasti, pri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

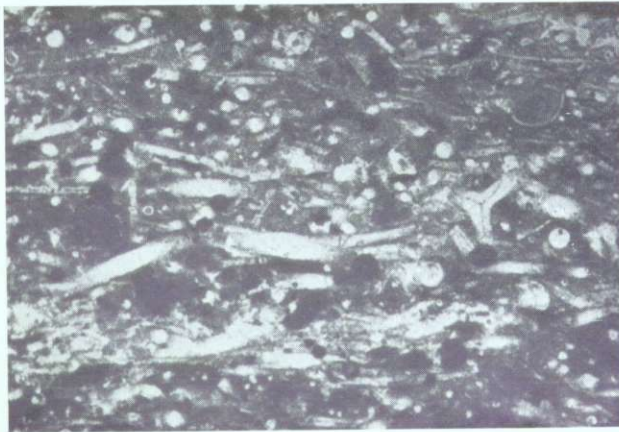
4. cona s *Streblus becarii*,
3. cona z *Nonion commune* in *Virgulina schreibersiana*,
2. cona z *Bulimina elongata*,
1. cona z bogato morskó favno in z ostanki oligocenskih vrst.

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



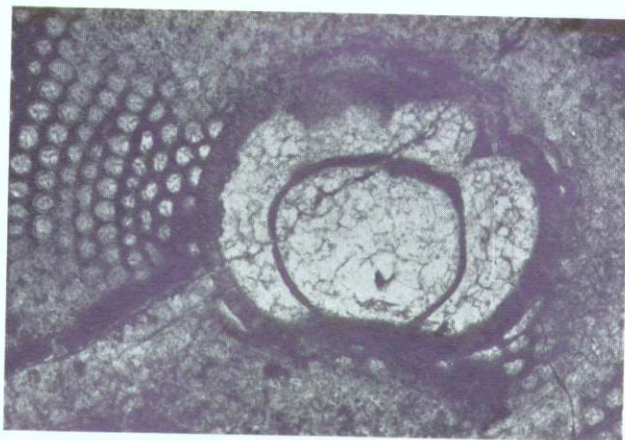
Sl. 2. Jedro zgornjesoteškega laporja s temnimi kanali, ki so izpolnjeni z oligocensko morskno glino, $0,8 \times$

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



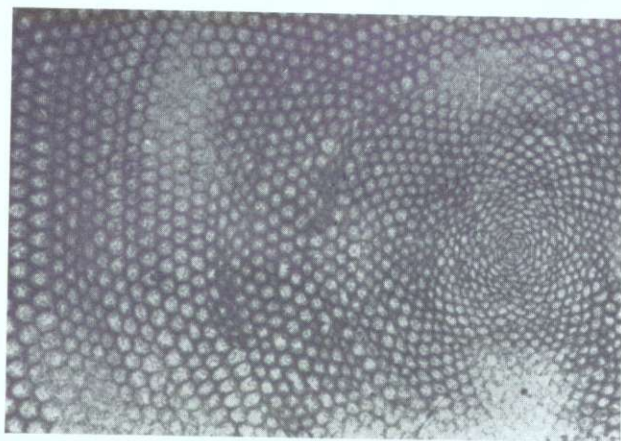
Sl. 3. Spongilit iz spodnjih govških plasti, Žvarulje, $25 \times$

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



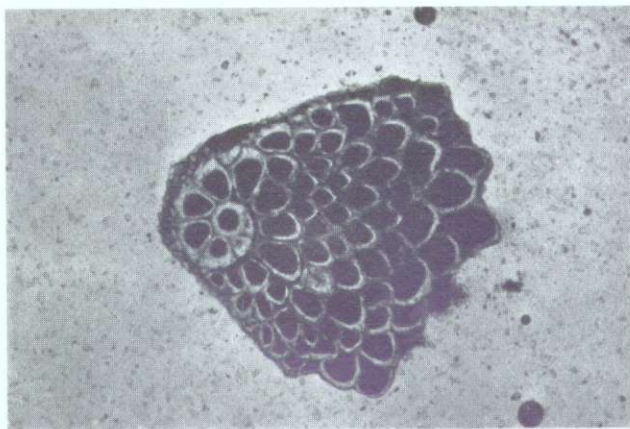
Sl. 4. *Lepidocyclina (Eulepidina) elephantina* (Munier-Chalmas), megalosferična generacija, Orlek, 30 ×

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 sličijo zgornjesoteškemu 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 prekopih 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 soteškemu. 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 zrnici 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 gline; zato postane apnenec nekoliko laporast. Više so te kožice vedno debelejšje, 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 recenten 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 akvitski in za ekvivalent govških plasti.

Po drugi strani pa na terenu ni mogoče najti ostre meje med soteškimi plastmi in dobrnskimi foraminifernimi 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 klanškemu 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 Kinkel 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 (gлина, 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, spodnjeseoteški 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 krovlini in talnini 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 vzporejamo 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*.

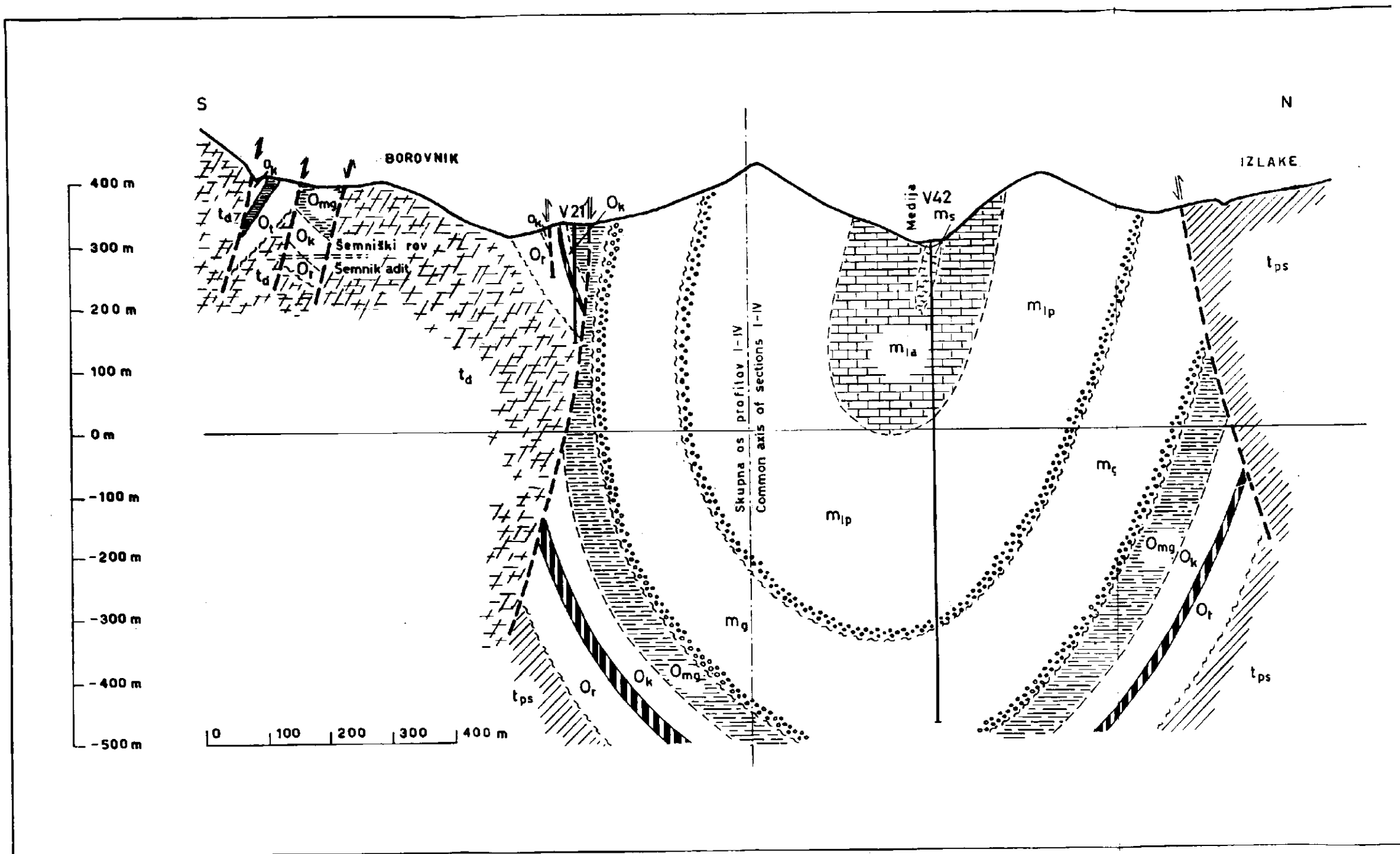
7. Severna Italija. Med klasična terciarna ozemlja spada tudi Vicentinsko, kjer je dobro razvit ves terciar od paleocena do miocena. V oligocenu tu sicer ni podobnih tvorb kot je kiscellska glina na Madžarskem, pač pa je v zgornjem eocenu siv lapor z bogato foraminiferno favno, ki je precej podobna favni 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 *Anthracotheium 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 novejšem 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 vgubani 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 redkokoje 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 apnenecem 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. Zgornjeseoteški 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 pognil.

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 psevdoziljskih 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 psevdoziljskimi 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 Zavunami 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 apnenc 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 spodnjesoteški 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 Bevskega 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 spodnjesoteški 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 psevdofiljskimi 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 psevdofiljski 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 psevdofiljskega 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 spodnjesoteški skladi. Kljub strmemu dvigu pa v nadaljevanju proti vzhodu ni psevdofiljskih 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.

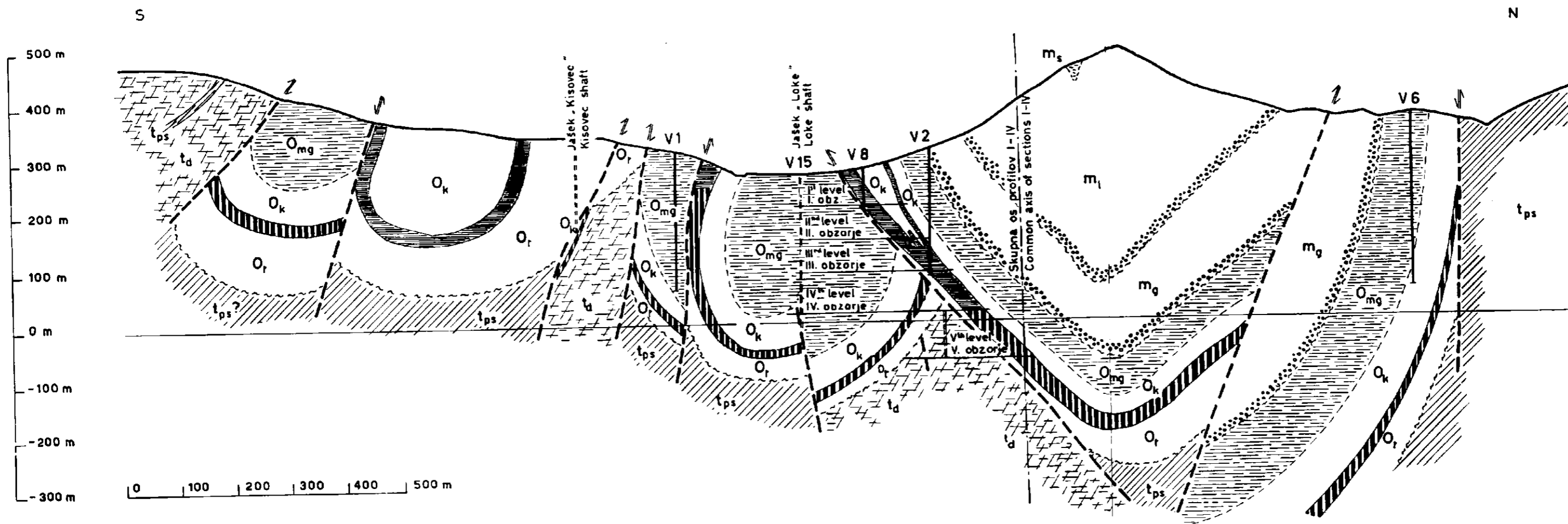
Vzhodno od Jazem poteka meja s triado skoraj v ravni črti, kar kaže na strmo dislokacijo. Pod Jazmami ob tej dislokaciji ni opaziti nobenih soteških plasti. V majhni oddaljenosti od triade so tu golice rjavega laporja, ki je zelo podoben laškemu laporju na Vaslah. Šele v bližini Vasel se pojavi ob triadi 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.

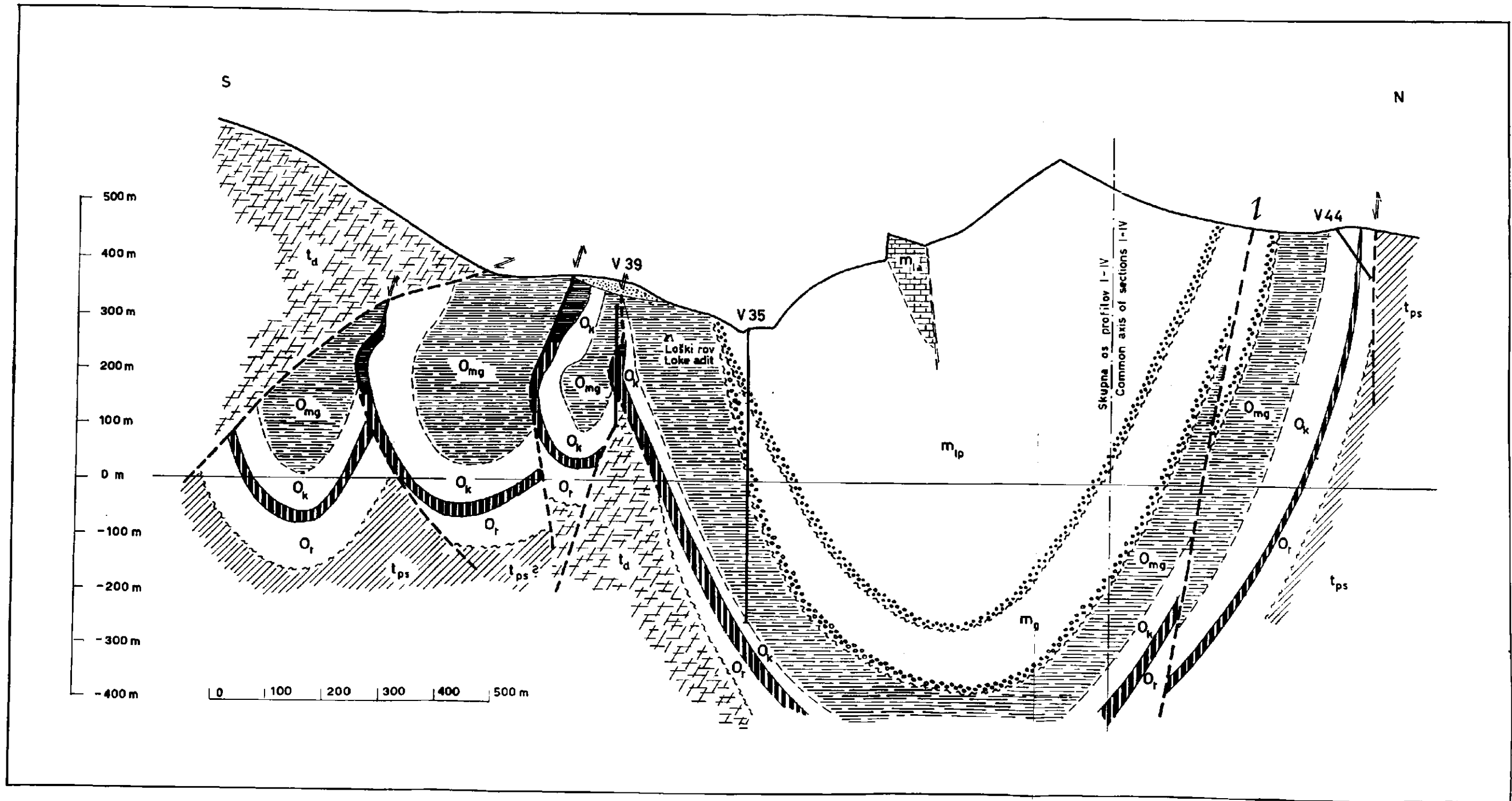
Orleška kadunja se na površini ne konča tako lepo kot orleška vijuga. Šele v globini so na odkopnih etažah pod 1. obzorjem ugotovili, da tvori premogov sloj sklenjen lok iz južnega krila prek osi v severno krilo. Na višjih etažah so premogov sloj zasledovali še precej daleč proti vzhodu; obe krili potekata 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', Kisevec-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 peščenici 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 apnenecem ter keratofirskim prodom. Bazalni prod nastopa tudi v globljih delih kadunj, vendar je mnogokrat tako tanek, da ga pri kartiranju prezremo. Na tem bazalnemrodu ležijo glin e 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 apnenecem in sarmatskimi glinami. Nad spodnjesarmatskimi glinami sledijo peščene in prodnate plasti, s katerimi se v zagorskem sinklinoriju konča sedimentacija terciarnih plasti.

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 skrila vci, ki leže na gornjegrajskih skladih. Ribji skrila vcec 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 spodnjesoteškemu skladom zagorskega sinklinorija. Ker nam foraminiferna favna oligocenske morske glin e 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 Synclitorium. 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 Synclitorium 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 *Anthracoherium*, 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 Eittingshausen (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 Tuffera, 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 psevdofiljskih 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. Prèver, 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.
- Žlebničnik, L., 1958, Prispevek k stratigrafiji velikotrnskih skladov. Geologija 4, Ljubljana.