

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

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

KROVNA ZGRADBA IDRIJSKO ŽIROVSKEGA OZEMLJA

Ivan Mlakar

z 11 slikami

VSEBINA

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

UVOD

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

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

KRATEK PREGLED DOSEDANJIH RAZISKAV

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

V letih 1963 do 1968 smo ponovno detajlno pregledali okrog 160 km² geološko najbolj zapletenega dela idrijsko žirovskega ozemlja med planoto Vojsko in Rovtami (1. sl.).

STRATIGRAFSKO LITOLOŠKI PODATKI

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

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

Permokarbonske plasti

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

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

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

Permske plasti

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

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

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

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

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

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

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

Triadne plasti

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

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

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

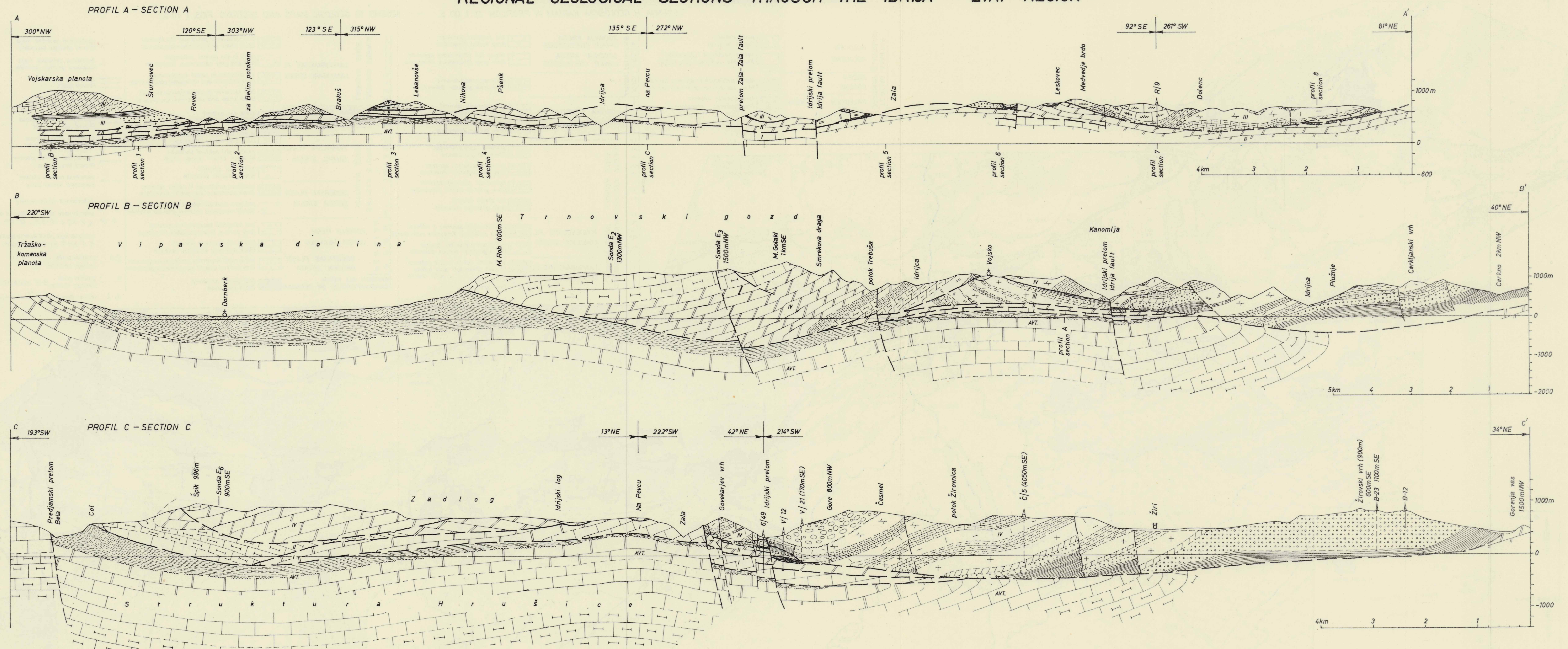
Spodnjeskitske plasti poznamo iz tretjega in četrtega pokrova. Pomembnejše razlike v razvoju teh skladov so le v četrtem pokrovu na območju Kanomlje. Na območju Fežnar-Gantar starejše dolomitne in

1.sl.- Fig.1



REGIONALNI GEOLOŠKI PROFILI SKOZI IDRIJSKO ŽIROVSKO OZEMLJE

REGIONAL GEOLOGICAL SECTIONS THROUGH THE IDRIJA - ŽIRI REGION



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

V konglomeratu in pisanem peščenjaku doslej nismo našli fosilnih ostankov.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Za četrti pokrov sta značilna dolomit in dolomit z grebenskim apnencem. Apneni razvoj s črnim ploščastim apnencem najdemo le v tretjem pokrovu. Dolomitni razvoj je v tretjem pokrovu brez grebenskega apnenca.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Kredne plasti

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

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

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

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

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

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

Eocenske plasti

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

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

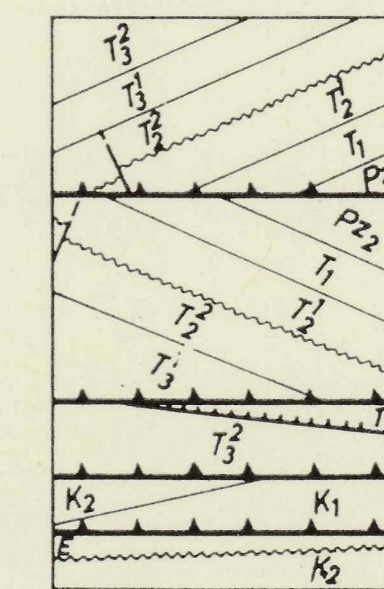
Eocenske plasti so na idrijskem območju debele največ 120 m (3. sl., profil 3, vrtina 3/52), vendar so v krovnini odrezane z naravno ploskvijo. Sodelujejo le pri zgradbi avtohtone podlage.

KROVNA ZGRADBA IDRIJSKEGA OZEMLJA NAPPE STRUCTURE OF THE IDRIJA REGION

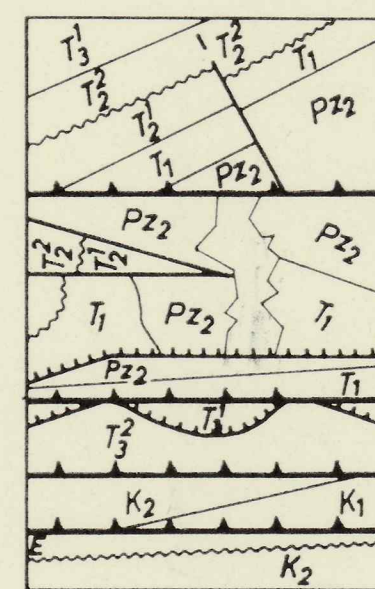


SHEMATSKA RAZČLENITEV KROVNE ZGRADBE - OUTLINE OF NAPPE STRUCTURE

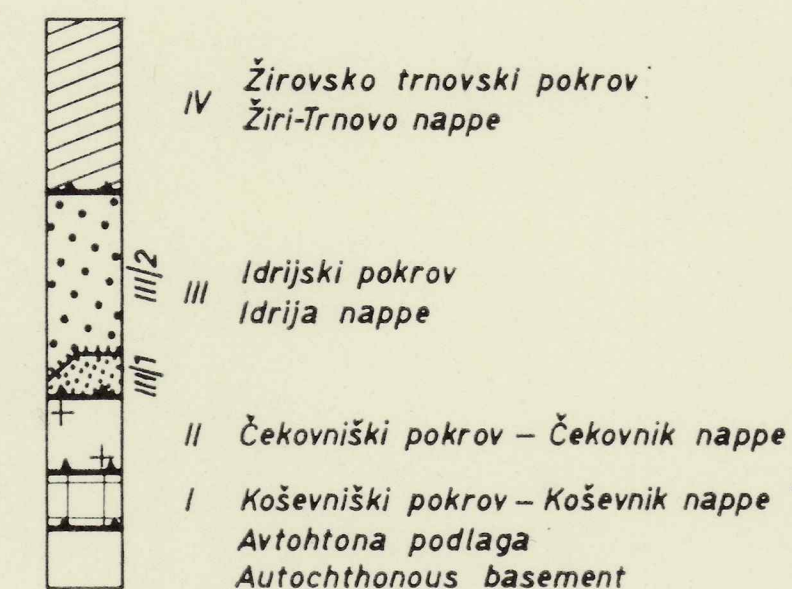
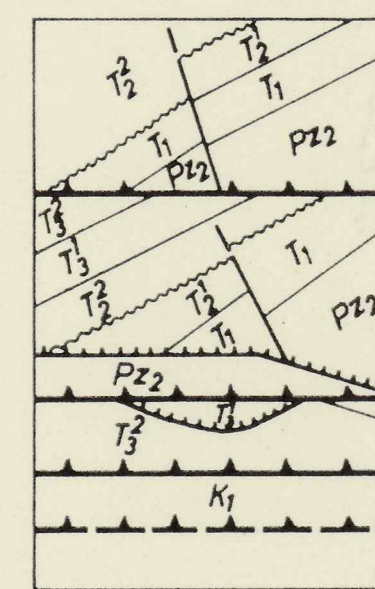
KANOMLJA - NIKOVA



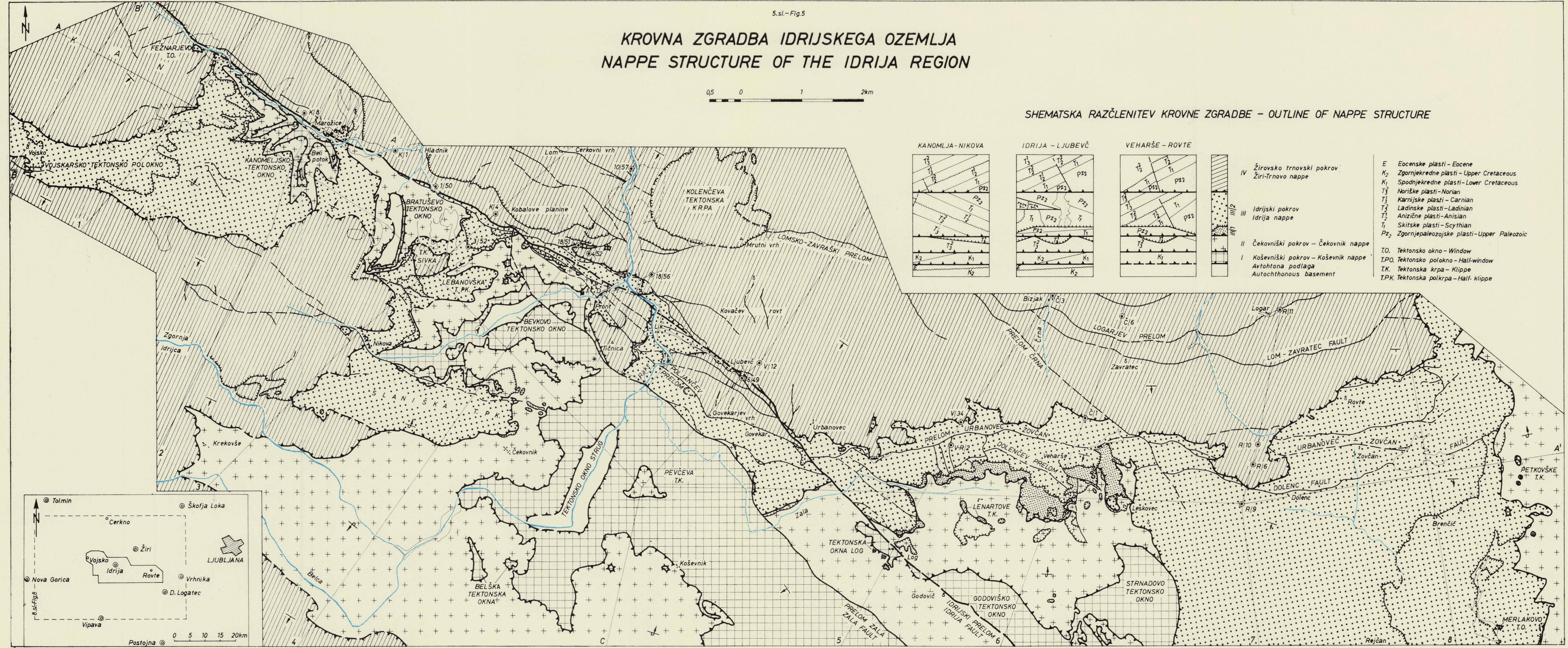
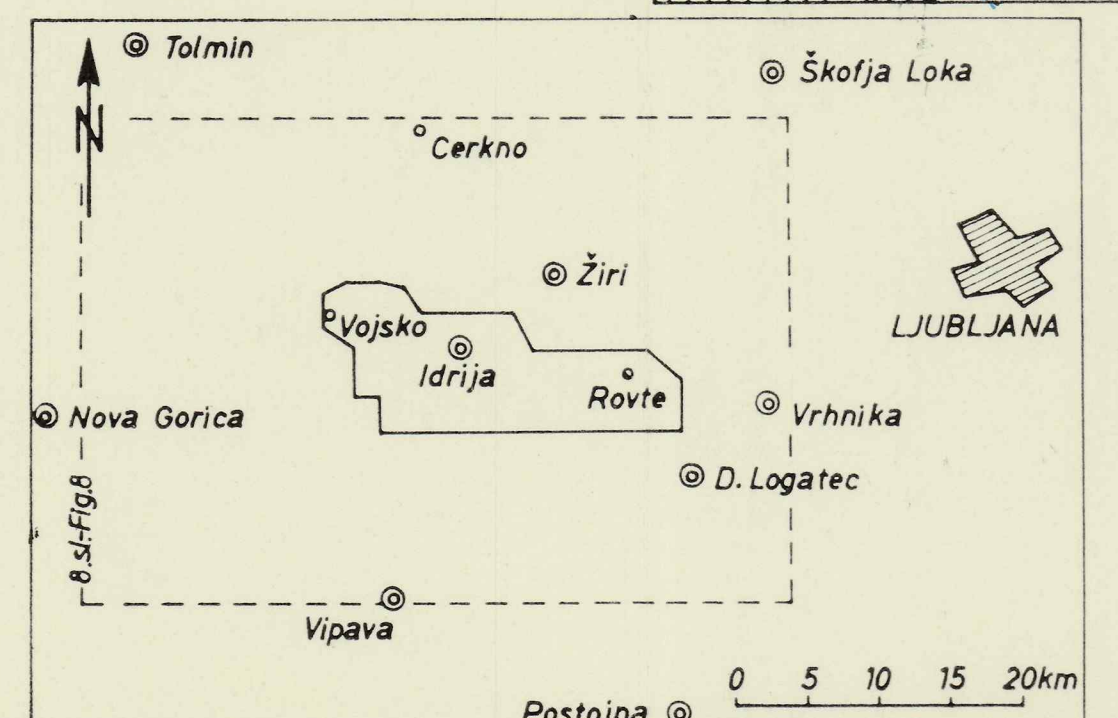
IDRIJA - LJUBEVČ



VEHARŠE - ROVTE

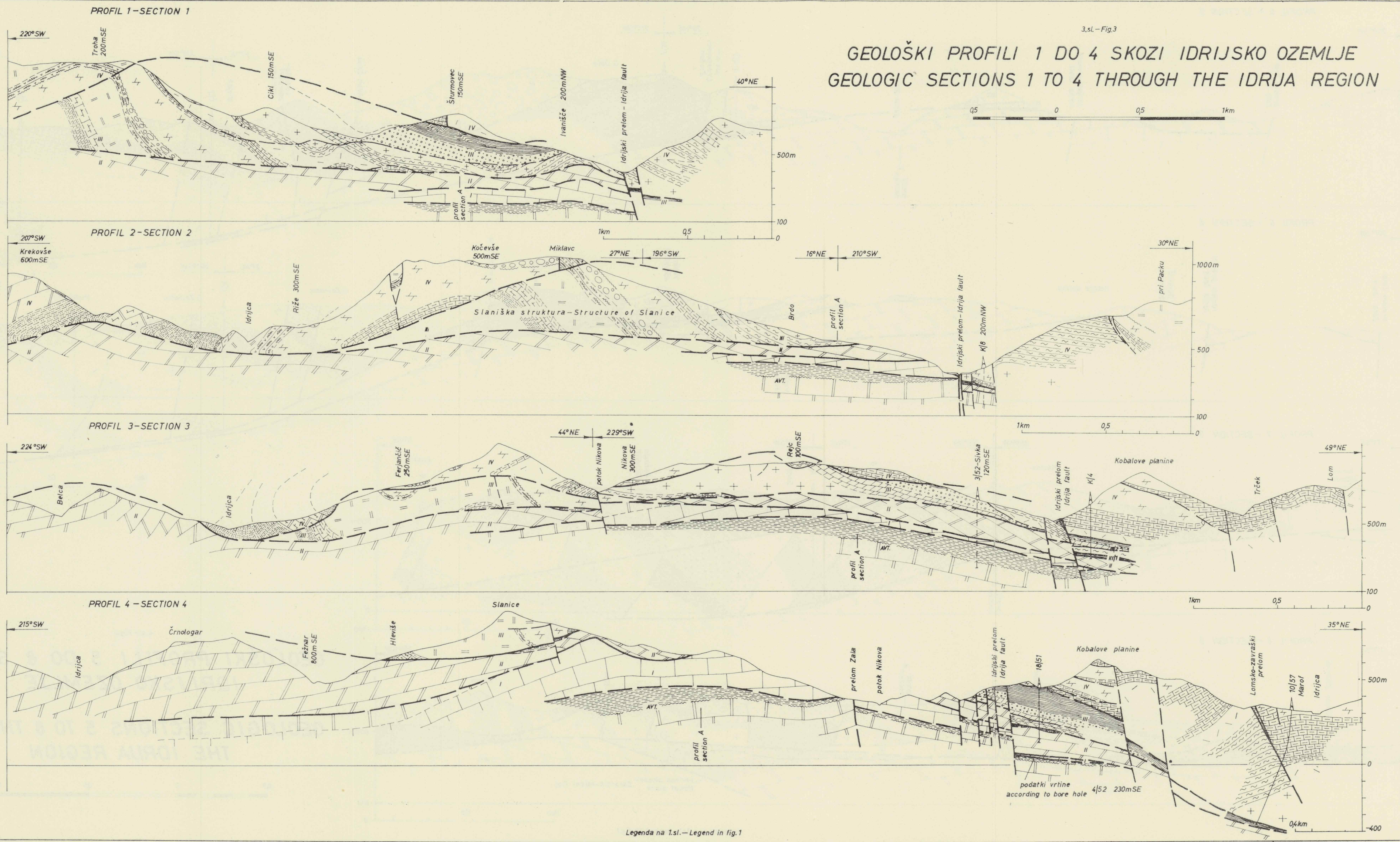


- E Eocenske plasti - Eocene
- K₂ Zgornjekredne plasti - Upper Cretaceous
- K₁ Spodnjekredne plasti - Lower Cretaceous
- T₃ Norijske plasti - Norian
- T₂ Karnijske plasti - Carnian
- T₁ Ladinjske plasti - Ladinian
- T₁ Anizične plasti - Anisian
- T₁ Skitske plasti - Scythian
- Pz₂ Zgornjepaleozojske plasti - Upper Paleozoic
- T.O. Tektonsko okno - Window
- T.P.O. Tektonsko polokno - Half-window
- T.K. Tektonska krpa - Klippe
- T.P.K. Tektonska polkrpa - Half-klippe

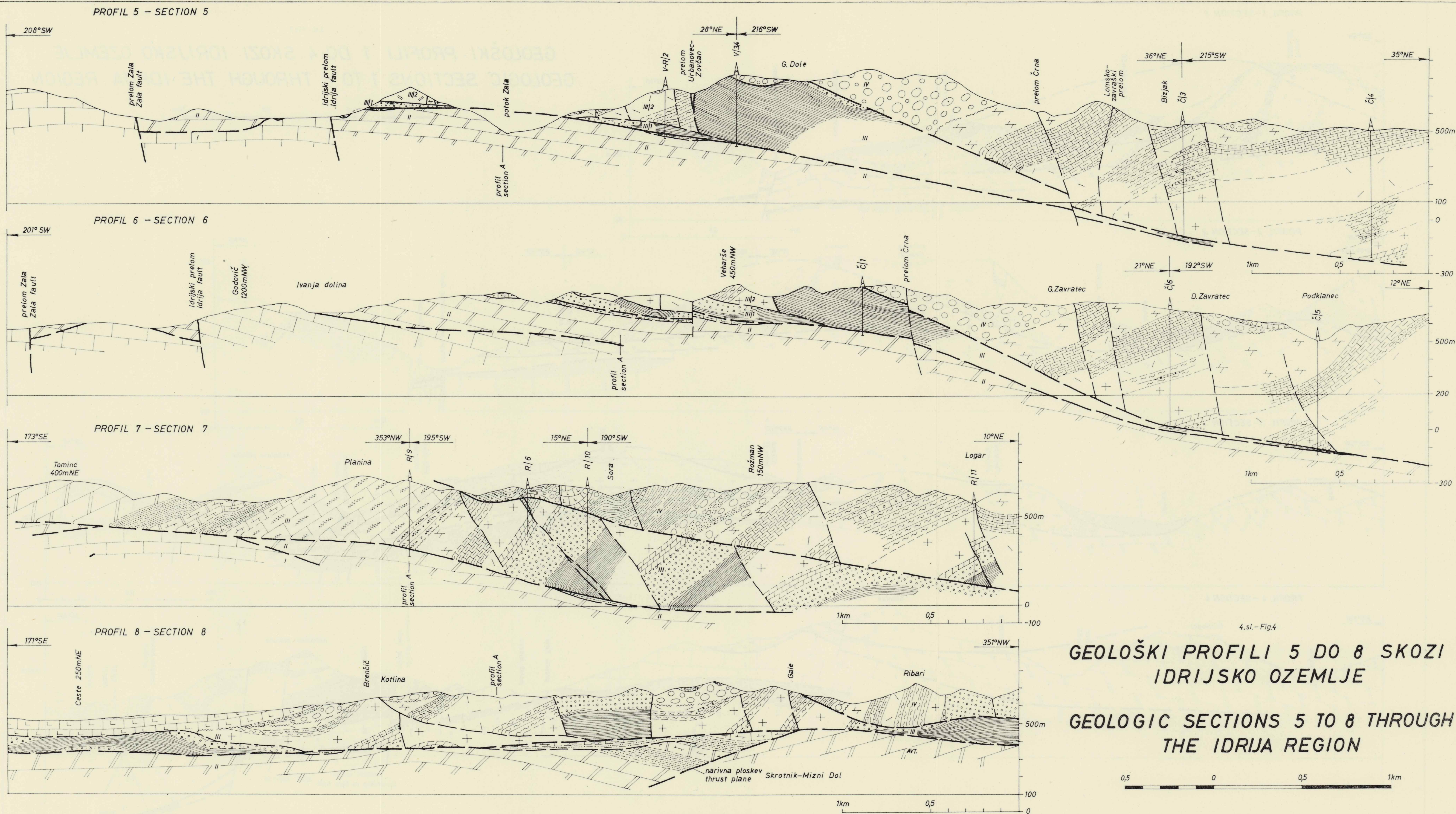


3.sl. - Fig.3

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



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



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

Kvartarne usedline

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

RAZČLENITEV IN OPIS KROVNE ZGRADBE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Avtohtona podlaga

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

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

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

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

Največji izdanek eocenskih skladov (0,25 km²) je v Bratuševi grapi. Neznatne krpe eocenskega fliša pa najdemo še severozahodno od tod v grapi nasproti Šinkovca in v grapi za Belim potokom.

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

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

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

Vrtina 3/52 dokazuje, da so eocenske plasti Bratuševe grape v neprekinjeni zvezi pod starejšimi kameninami z izdanki fliša v dolini Nikove. Če upoštevamo še podatke vrtin 1/50, 4/52, K/2 in K/3 na severovzhodni strani idrijskega preloma, lahko trdimo, da imajo te plasti pod starejšimi kameninami površino vsaj 22 km². Ploskev erozijske diskordance zelo položno vpada proti severovzhodu, jugozahodu ali pa leži horizontalno (2. sl., profili A, B in C ter 3. sl., profila 3 in 4).

Prvi pokrov

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

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

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

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

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

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



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



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

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

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

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

Površinska geološka karta, rudarska dela in vrtine dokazujejo, da zavzemajo kredni skladi prvega pokrova samo na idrijskem območju površino 60 km². Najdemo jih pod starejšimi plastmi od Zgornje Kanomlje do Medvedjega brda. Vrtina 3/52-Sivka potrjuje zveznost med krednimi plastmi potoka Nikove in Bratuševe grape.

Drugi pokrov

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Vrtanje in rudarska dela dokazujejo, da imajo zgornjetriadne plasti drugega pokrova pod starejšimi kameninami površino 70 km². Če upoštevamo še območja Čekovnika, Koševnika in Godoviča, kjer sta tretji in četrti pokrov že erodirana, se dimenzije drugega pokrova le na območju priložene karte povečajo na 120 km².

Tretji pokrov

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Geološki podatki s površja, iz vrtin in rudarskih del dokazujejo, da je pas prvega dela tretjega pokrova med Idrijo in Medvedjim brdom širok skoraj 2 km in ima površino 15 km². Erozijski ostanki grödenskega peščenjaka pri Lenartu pa kažejo, da je ta struktura nekaj zavzemala še večji obseg.

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

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

Gornjepaleozojski glinasti skrilavec zavzema največjo površino na območju Šturmovca (0,4 km²). Pod njim leže grödenski peščenjak in gornjepermski skladi. Kot ozek pas sežejo permske plasti skoraj do Vojskega. Na levem bregu Revenove grape (območje Cikla) najdemo pod njimi v inverzni stratigrafski legi še vse skitske kamenine.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

podatkih vrtnja prekriva gornjepermske in spodnjetriadne plasti v normalni superpoziciji.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Prav tu je našel Kossmat (1898, 89) najboljše dokaze za izrazito diskordanco sredi triade, Berce (1963, sl. 2) pa je območje izbral za ilustracijo srednjetriadne tektonike na idrijsko žirovskem ozemlju.

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

Serijo langobardskih skladov območja Kuhu—Kotlina zaključí proti jugu sivi langobardski apnenec. Okoli Židanka in Cest zavzema površino več km². Proti jugu njegova debelina hitro narašča, kar dokazujejo erozijski ostanki langobardskih tufov na severnem obrobju apnenca.

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

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

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

Sivi gornjepermski luknjičavi apnenec pri Petkovcu je Kossmat označil kot gyroporelni in ga uvrstil v anizično stopnjo triade (Kossmat, 1898, 89; 1905, 17).

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

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

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

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

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

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

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

Geološka karta, vrtine in rudarska dela dokazujejo, da ima drugi del tretjega pokrova samo na idrijskem ozemlju površino 87 km². Ker pripadajo tej strukturi še gornjetriadni skladi Žiberš in Logatca ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti jugozahodno od Prezida, je razsežnost te narivne enote še večja. Brez dvoma je drugi del tretjega pokrova ohranjen tudi pod skladi četrtega pokrova planote Vojsko.

Zahodno od Idrije so skladi drugega dela tretjega pokrova v inverzni stratigrafski legi v coni, dolgi 8 km in široki okrog 3,5 km. Imajo torej površino 28 km². Če upoštevamo še severovzhodno stran idrijskega preloma v coni Kobal—Urbanovec, se površina, kjer smo v drugem delu tretjega pokrova ugotovili inverzne geološke strukture, poveča še za 3 km².

Četrty pokrov

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Obrat skladov omenjajo na tem območju že Kossmat (1898, 97), Limanovsky (1910, 141), Kropač (1912, 24, Fig. 1) in Iskra (1961b).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

V podlagi srednjetriadnih kamenin Gor najdemo ob Idrijci zgornjeskitske plasti (M l a k a r , 1967, 5. sl.), v desnem pobočju Ljubevškega potoka pa še spodnjeskitske kamenine.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Z vrtinami in rudarskimi deli smo dokazali, da leži četrti pokrov na idrijskem območju vsaj na površini 35 km² na tuji podlagi.

POIMENOVANJE TEKTONSKIH ELEMENTOV

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

V dveh belških tektonskih oknih se pokaže zgornjekredni apnenec koševniškega pokrova pod noriškimi dolomiti čekovniškega pokrova.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

NASTANEK KROVNE ZGRADBE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

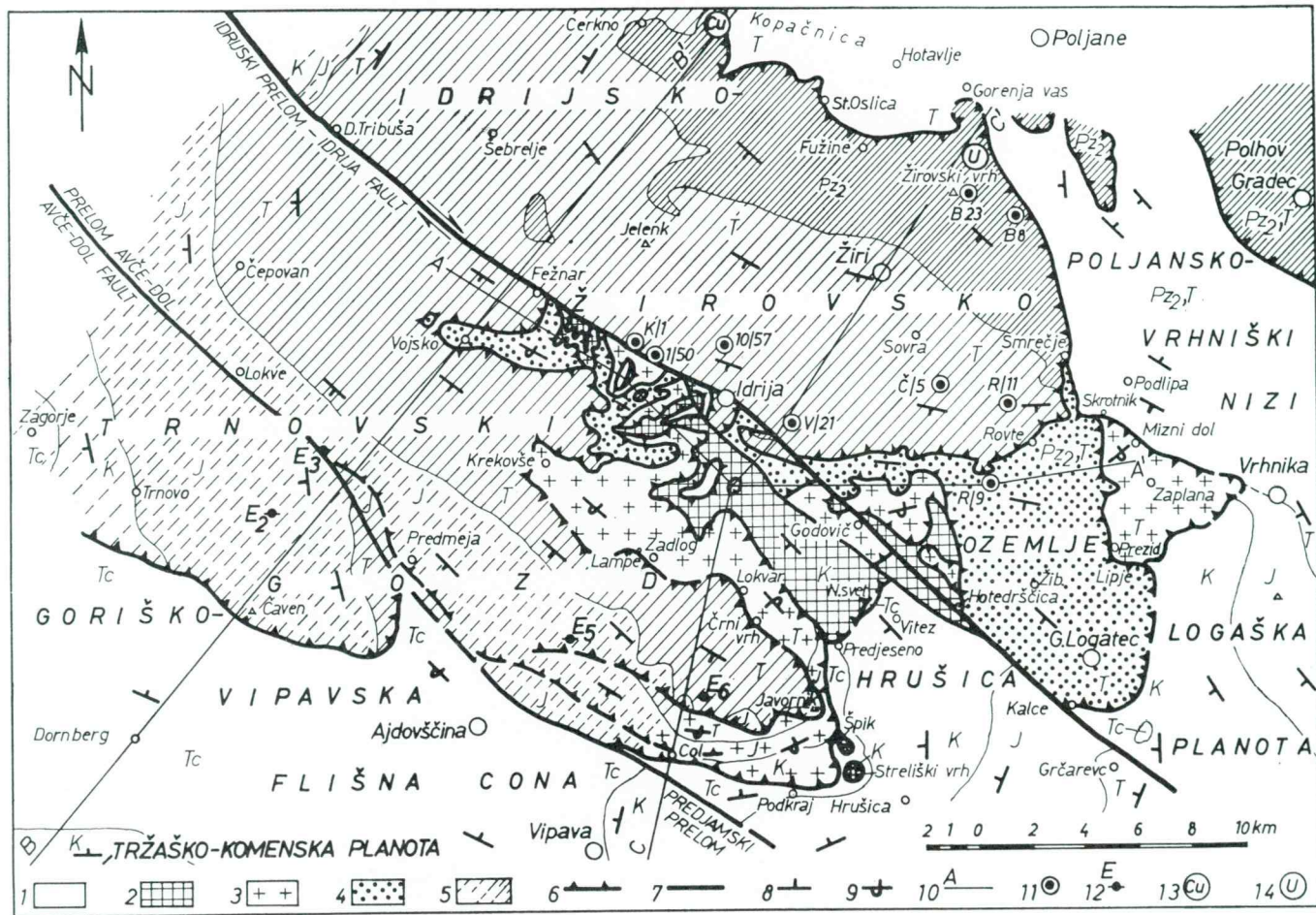
8. sl. Tektonska karta širšega idrijskega območja

Fig. 8. Tectonic map of the Idrija region

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

1 Autochthonous basement, 2 Koševnik nappe, 3 Čekovnik nappe, 4 Idrija nappe, 5 Ziri—Trnovo nappe, 6 Nappe border, 7 Fault, 8 Normal sequence, 9 Inverted sequence, 10 Section, 11 Bore hole, 12 Geoelectrical sounding, 13 Copper ore deposit Škofje, 14 Uranium ore deposit Gorenja vas, *Pz*₂ Upper Paleozoic beds,

T Triassic beds, *J* Jurassic beds, *K* Cretaceous beds, *Tc* Tertiary beds



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

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

Z geoelektričnim sondiranjem po metodi navidezne specifične upornosti je ugotovil R a v n i k (1962) na prvem profilu v sondi E₃ (8. sl.), oddaljeni od narivnega roba okrog 6,5 km, nizkoupornostne flišne plasti v globini okrog 1700 m (abs. —600 m) pod narinjeno gmoto karbonatnih kamenin. V sondi E₂ so nizkoupornostne plasti v globini 1070 m (abs. —50 m), med Colom in Črnim vrhom v sondi E₆ pa na globini 600 m ((abs. —50 m). V sondi E₅ na tretjem profilu pa so zadeli na iste plasti šele v globini 1125 m (abs. —270 m).

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

Eocenske plasti obdajajo Trnovski gozd z juga in jugovzhoda ter povsod vpadajo podenj. Na idrijskem območju imajo pod starejšimi skladi površino vsaj 22 km². Zato upravičeno sklepamo, da imajo eocenske plasti Vipavske doline in Podkrajja pod mezozojskimi skladi Trnovskega gozda več ali manj sklenjeno zvezo s flišem v bevkovem, bratuševem in kanomeljskem tektonskem oknu ter v tektonskem oknu Strug (2. sl. profila B in C in 8. sl.). Narivna ploskev je sinklinalno upognjena.

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

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

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

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

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

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

Prvi — koševniški pokrov sestoji iz spodnjekrednega in zgornjekrednega apnenca in leži na avtohtoni podlagi kot plošča ter položno vpada proti severovzhodu ali pa ima subhorizontalno lego. Na idrijskem ozemlju ima velikost 60 km² in je debel do 300 m. Spodaj in zgoraj je omejen s poševnim rezom. Kredne plasti vpadajo položno proti jugozahodu. Zato je pokrov na severovzhodu iz spodnjekrednega, na jugozahodu pa iz zgornjekrednega — rudistnega apnenca.

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

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

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

Proti vzhodu najdemo rudistni apnenec v legi, kakršna bi ustrezala koševniškemu pokrovu, šele na območju Streliškega vrha in Špika (8. sl.). Apnenec leži na eocenskem flišu v tektonskih krpah, kar je ugotovil že Limanovský (1910, 136).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Severno od Cola poteka po podatkih Buserja (1965a, 129) važen prelom; ob njem so se na južni strani plasti prevrnile. Po medsebojni odvisnosti tektonske črte in reliefa sklepamo, da gre za narivno ploskev, nagnjeno proti severu. Južno od nje leže inverzno zgornjetriadne, jurske in kredne plasti na površini okrog 12 km². Severno od Javornika najdemo kot podaljšek te inverzne strukture med eocenskim flišem v talnini in zgornjetriadnim dolomitom v krov-nini ozek pas spodnjeliadnega belega apnenca (Buser, 1965a).

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

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

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

Na obrat skladov na tem območju je postal pozoren že Limanovsk y (1910, 139, 140) in ga je skušal povezati s podobnimi razmerami v karnijskih plasteh na območju Čekovnika.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Na idrijsko žirovskem ozemlju smo v posameznih pokrovi dokazali inverzno lego skladov na površini več 10 km². Poleg tega se je drugi pokrov razvijal z obratom iz četrtega. Zato trdimo, da je krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda končni stadij deformacije velike polegla gube (Mlakar, 1964, 1967). Avtohtona podlaga, koševniški pokrov ter idrijski pokrov, toda le z območja Veharše-Rovte, zajemajo sklade spodnjega krila gube (11. sl.). Čekovniški pokrov ter inverzna serija skladov idrijskega pokrova z ozemlja Kanomlje predstavljajo srednje krilo gube. Zgornje krilo gube pa se je ohranilo v žirovsko trnovskem pokrovu.

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

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

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

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

idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda kot deformirane poleglegube (11. sl.).

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

O TEKTONSKI RAJONIZACIJI ZAHODNE SLOVENIJE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Na Kossmatovi geološki karti so karnijske plasti in gornjetriadni dolomit na območju Podlipse v pravilni stratigrafski legi. Vzdolž tektonske

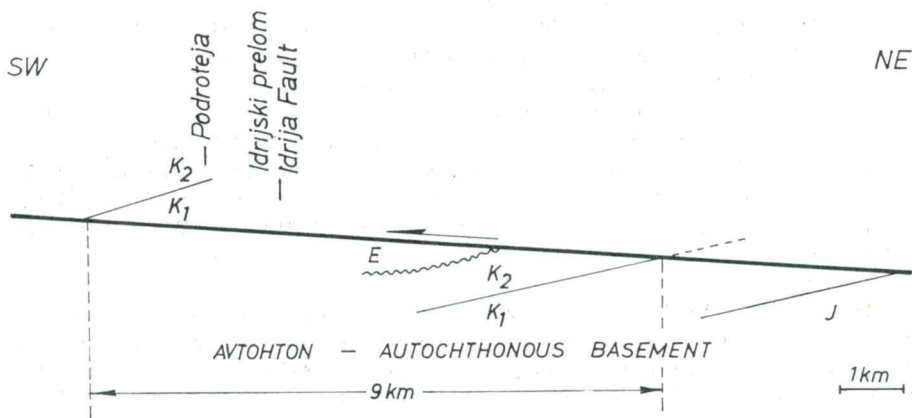
črte Skrotnik—Mizni dol se torej stikajo gornjetriadne plasti čekovniškega pokrova z enako starimi kameninami v normalni superpoziciji z ozemlja severno od tod.

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

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

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

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



9. sl. Shematični prikaz dolžine narivanja koševniškega pokrova

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



10. sl. Narivna ploskev med noriškimi dolomitom čekovniškega in žirovskega trnovskega pokrova pri Lokvarju

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

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

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

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

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

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

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

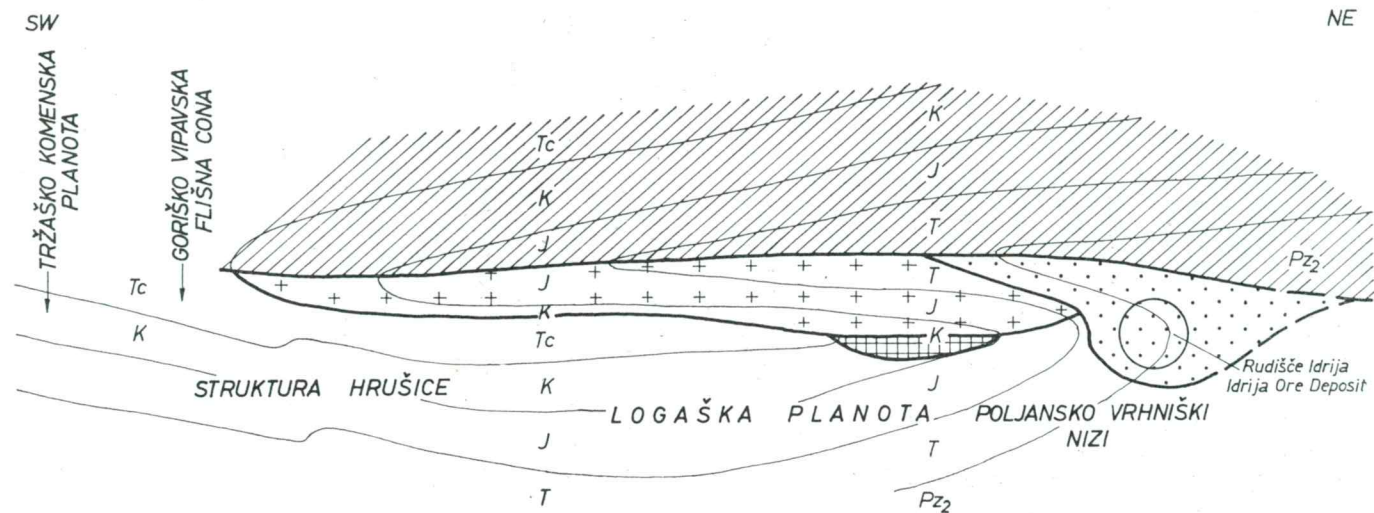
V normalnem zaporedju paleozojskih in triadnih skladov žirovsko trnovskega pokrova so gornjetriadne, jurske, kredne in terciarne plasti Trnovskega gozda le najmlajši stratigrafski členi. Vse plasti od paleozojskih na Žirovskem vrhu do terciarnih v okolici Zagorja vpadajo proti jugozahodu. Kontinuiteto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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

Kanomeljsko tektonsko okno, vojskarsko tektonsko polokno in geoelektrične sonde E₂ in E₃ dokazujejo, da znaša dolžina nariva Trnovskega gozda na območju profila B (2. sl.) vsaj 18 km. Zaradi velike dolžine premikanj, ugotovljenih komaj 12 km vzhodno od »fiksne točke«, upravičeno dvomimo, da ta na tem območju res obstoji. Narivna ploskev se skoraj gotovo nadaljuje v flišnih plasteh še dalje proti zahodu in loči

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

POVZETEK

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

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

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

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

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

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

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

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

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

NAPPE STRUCTURE OF THE IDRIJA—ŽIRI REGION

Ivan Mlakar

With 11 Figures

INTRODUCTION

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

STRATIGRAPHIC AND LITHOLOGIC DATA

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ANALYSIS OF THE NAPPE STRUCTURE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Geoelectrical soundings by the apparent resistivity method (Ravnik, 1962) have shown in the point E3 (Fig. 8), distance of 6.5 km from the thrust border, Flysch beds of low resistivity in the depth of about 1700 m (Mean sea level —600 m). In point E2 the same rocks seem to be about

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Čekovnik nappe consists of Norian dolomite and Carnian beds.

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

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

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

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

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

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

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

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

Between Log and Medvedje brdo the first part of the Idrija nappe builds on the surface a 6.5 km long belt at the contact between Upper Triassic strata of the Čekovnik nappe and the second part of the Idrija nappe. It consists of Paleozoic beds only, with a maximum thickness of 100 m. There are no sufficient data to discuss inverted or normal stratigraphic position. The first part of the Idrija nappe covers an area of about 15 square km, but tectonic remnants near Lenart show that it was wider spread formerly (Fig. 5).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ORIGIN OF THE NAPPE STRUCTURE

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

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

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

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

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

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

TECTONIC REGIONS OF WESTERN SLOVENIA

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

According to W i n k l e r (1923) the Trnovo forest is a Southern Alpine element. K o s s m a t (1913b), on the contrary considers it a part of the Dinaric system.

S i k o š e k (1958), A u b o u i n (1960, 1964), B e l o s t o c k i j (1965) and Č i r i č (1967) see the boundary between Alps and Dinarides near the northern border of Slovenia in the Alpine-Dinaric root scar.

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

According to B u s e r (1964), Hrušica and Trnovo forest are not a part of one single nappe as W i n k l e r thinks. Buser considers Hrušica with Nanos as being an autochthonous or parautochthonous unit.

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

The contact between the Žiri area and the Poljane—Vrhnika ridges is a thrust plane, dipping 10° to 20° westwards (Fig. 2, Section A—A'). The dip increases in northern areas.

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

The Idrija—Žiri region and the Škofja Loka—Polhov gradec region are part of one single nappe. The Poljane—Vrhnika ridges are a large tectonic half-window, as already defined by L i m a n o v s k y (1910) and W i n k l e r (1923).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Along the Idrija fault exists a right, horizontal displacement of 2.5 km (Mlakar, 1964). According to Winkler, this fault is of Pliocene age, as the Young Pliocene plateau has been displaced as well (Winkler, 1936).

CONCLUSIONS

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

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

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

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

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

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

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

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

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

LITERATURA

- Aubouin, J. 1960, Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Geol. France, S. 7, t II, No 4, Paris.
- Aubouin, J. 1964, Esquisse paleogeographique et structurale des chaines alpines de la mediterranee moyenne. Geol. Rundschau, Bd. 53, Heft 2, Stuttgart.
- Ažgirej, G. A. 1956, Strukturnaja geologija. Moskovska univerza, Moskva.
- Belostockij, I. I. 1965, Tektoničeskie pokrovi Dinarid. Izv. akad. nauk SSSR, ser. geol. 2, Moskva.
- Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
- Berce, B. 1959, Poročilo o geološkem kartiranju ozemlja Cerkno—Žiri v letu 1958. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija.
- Berce, B. 1960, Poročilo o geološkem kartiranju na ozemlju Cerkno—Žiri—Idrija—Rovte. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija.
- Berce, B. 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg Ore-Deposit Idrija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 18, Pavia. (1962 a)
- Berce, B. 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savet. geol. FNR Jugoslavije, Beograd. (1962 b)
- Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mn. Stuttgart.
- Buser, S. 1964, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Gorica in Palmanova. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Buser, S. 1965, Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geogr. vestnik 37, Ljubljana. (1965 a)
- Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. Geologija 8, Ljubljana. (1965 b)
- Buser, S. 1965, Starost plasti s Keramosphaerina (Bradya) tergestina (Stache) v slovenskih Dinaridih. Geologija 8, Ljubljana. (1965 c)
- Ciglar, K. 1965, Letno poročilo o raziskavah na živo srebro na idrijskem območju. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana in RŽS Idrija.
- Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Čirič, B. M. 1967, Razvite Dinarid v alpijskom ciklu. Akad. nauk SSSR — Geotektonika 6, Moskva.
- Di Colbertaldo, D. — Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17, Pavia.
- Gantar, I., Schneider, P. 1948, Poročilo h geološki karti vzhodnega in jugovzhodnega področja Idrije. Tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Germovšek, C. 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugosl. geol. kongr., Ljubljana.
- Grad, K. 1961, O starosti fliša pri Kališah. Geologija 7, Ljubljana.
- Grad, K. 1967, Raziskave bakra širše okolice Cerknega. 1 knjiga, Arhiv Geol. zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija.
- Hamrla, M., Jager, A. 1947, Poročilo h geološki karti področja Idrije in Srednje Kanomlje — tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Iskra, M. 1961, Poročilo o geološkem kartiranju na območju Šentviške gore, Trebuše, Hotenje in Zgornje Idrije. Arhiv Geol. zavoda v Ljubljani in RŽS Idrija. (1961 a)
- Iskra, M. 1961, Prispevek k stratigrafiji in tektoniki ozemlja Zgornje Idrije in Nikove. Geologija 7, Ljubljana. (1961 b)
- Jager, A., Hrastnik, J. 1949, Poročilo o geološkem kartiranju na področju Gorenje Kanomlje — tipkano poročilo, arhiv RŽS Idrija.
- Kober, L. 1913, Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau Bd. V, Berlin.
- Kober, L. 1952, Leitlinien der tektonik Jugoslawiens. Geol. inst., Beograd.
- Kossmat, F. 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. Geol. R. A. Wien.
- Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A. Wien.

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

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

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

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

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

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