RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1971

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

14. KNJIGA

LJUBLJANA 1971

115706

115706

Narodna in univerzitetna knjižnica Ljubljana

0 1947/1972

GEOLOGIJA — Razprave in poročila — Geological Transactions and Reports / Izdajata: Geološki zavod v Ljubljani in Slovensko geološko društvo — Published by Geological Survey Ljubljana and Slovene Geological Society / Uredniški odbor — Editorial Committee: Marjan DOLENC, Geološki zavod Ljubljana; Matija DROVENIK Inštitut za geologijo pri fakulteti za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani; Jože DUHOVNIK, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani; Karel GRAD, Geološki zavod Ljubljana; Štefan KOLENKO, Geološki zavod Ljubljana; Dušan KUŠČER, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani; Ivan MLAKAR, Rudnik živega srebra Idrija; Slavko PAPLER, Geološki zavod Ljubljana; Mario PLENIČAR, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani / Glavni urednik — Editor in chief: Štefan KOLENKO, Ljubljana, Parmova cesta 33 / Natisnila — Printed by Tiskarna ČZP »LJUDSKA PRAVICA« Ljubljana

Vsebina — Contents

Žlebnik Lj.

Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja 5

Pleistocene Deposits of the Kranj, Sora, and Ljubljana Fields 47

Pavlovec R.

O sistematskem položaju vrste *Keramosphaerina tergestina* Stache . . 53

The Systematic Position of Species *Keramosphaerina tergestina* Stache 58

Pavlovec R. in *Pavšič J.*

Zoophycos (Annelida, Polychaeta) v podsabotinskih plasteh zahodne Slovenije 63

Zoophycos (Annelida, Polychaeta) in the Strata of Podsabotin in Western Slovenia 65

Mlakar I. in *Drovenik M.*

Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča 67

Structural and Genetic Particularities of the Idrija Mercury Ore Deposit 112

Hamrla M.

Statistical Evaluation of Exploration of Gold Placers in Adola Area (Southern Ethiopia) 127

Statistična ocena raziskav zlatonosnih naplavin na območju Adole (Južna Etiopija) 152

Lapajne J.

Orientacijsko vrednotenje »stopničastih« refrakcijskih diagramov . . . 155

Approximate Solution Method for Velocity Reversals 158

Omaljev V.

Prospekcija radioaktivnih kamenin v Sloveniji 161

Radiometric Prospecting in Slovenia 184

Hinterlechner-Ravnik A.

Pohorske metamorfne kamenine 187

The Metamorphic Rocks of Pohorje 217

Faninger E.

Plagioklazi v triadnih predorninah na Slovenskem 227

Plagioklase in den triadischen Ergussgesteinen Sloweniens 231

POROČILA IN OBVESTILA

Pavlovec R.

O delu inštituta za paleontologijo SAZU 1950 do 1970 235

Activities of the Institute for Paleontology with the Slovenian Academy of Sciences and Arts in Ljubljana 244

Nove knjige 247

Sodelavcem GEOLOGIJE 251

Narodna in univerzitetna knjižnica
Ljubljana

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1971 • 14. knjiga • Volume 14.

Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja

Ljubo Žlebnik

S 7 slikami med tekstom in 5 v prilogi

Vsebina

Kratka vsebina 5
Uvod 6
Pregled dosedanjega dela 6
Geološki opis 7
Predkvartarne plasti 7
Pleistocenske usedline 9
Pleistocenski zasipi med Kranjem in Podnartom 10
Pleistocenski zasipi med Podnartom in Radovljico 21
Pleistocenski zasipi na Kranjskem in Sorškem polju 26
Pleistocenski zasipi na južnem in jugovzhodnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja 33
Pleistocenski zasipi v Skaručenski kotlini ter na podolju med Šmarno goro in Smledniškim hribom 36
Pleistocenski zasipi na Ljubljanskem polju 38
Povzetek 44
Pleistocene Deposits of the Kranj, Sora, and Ljubljana Fields 47
Literatura 50

Kratka vsebina

Po programu raziskav za oskrbo Ljubljane s pitno vodo sem v letih 1963 do 1967 geološko kartiral vodonosne pleistocenske plasti na Kranjskem in Sorškem polju, v Skaručenski kotlini, na Ljubljanskem polju ter pregledno tudi na območju med Radovljico in Kranjem. Poskusil sem dognati potek zasipavanja Ljubljanske kotline v pleistocenu in zasipe podrobneje stratigrafsko razvrstiti. Pri raziskavah sem se opiral na podatke številnih vrtin. Uporabil sem tudi rezultate geoelektričnih meritev vzdolž desnega brega Save med Mednim in Tomačevim.

Po sestavi prodnikov, preperelih vrhnjih delih zasipov in po oblikovitosti njihove terciarne podlage sem ugotovil, da tako imenovani starejši zasip ni enoten, ampak sestoji iz treh samostojnih zasipov, ki so nastali v fazah akumulacije v ledenih dobah. Zasipi so povečini že sprijeti v kon-

glomerat, zato sem jih poimenoval kot starejši, srednji in mlajši konglomeratni zasip. Sledi prodni zasip, ki leži povečini na konglomeratnih zasipih. Na območju med Radovljico in Kranjem je mogoče sklepati na medsebojno zvezo konglomeratnih in prodnih zasipov z ledeniškim nasipavanjem. Gre torej za zaporedje štirih pleistocenskih zasipov, ki ustrezajo štirim ledenim dobam: günški, mindelski, riški in würmski.

Pri geološkem kartiranju posameznih starejših zasipov sem imel težave zaradi maloštevilnih izdankov konglomerata, ki je povečini prekrit z debelo plastjo rjave peščene in prodnate gline. Na Sorškem polju ležita prodni in konglomeratni zasip ponekod na isti nadmorski višini ter sta prekrita z rjavo peščeno in prodnato glino. Zato ju je težko ločiti. Zanesljiv znak za razlikovanje so prodniki v njunih preperinskih glinah. V preperini prodnega zasipa prevladujejo apneni prodniki, preperina konglomeratnega zasipa pa vsebuje povečini preperele porfirske prodnike, apnenih pa v njej sploh ni.

Poseben problem je iskanje medsebojne zveze posameznih konglomeratnih zasipov na osrednjem delu Kranjskega in Sorškega polja z zasipi na njunem obrobju. Šele nadaljnje raziskave, predvsem vrtanje, bodo postopno razjasnile to zvezo, ki so jo prekinili tektonski procesi v pleistocenu.

Uvod

V letih 1963 do 1967 je Geološki zavod po naročilu Mestnega vodovoda v Ljubljani raziskal Kranjsko in Sorško polje, Skaručensko kotlino ter Ljubljansko polje. Naloga zavoda je bila, ugotoviti razprostranjenost in debelino prodnih in konglomeratnih plasti, ki so povečini dobro prepustne, vsebujejo velike količine podtalne vode in s tem nudijo ugodno možnost za oskrbo Ljubljane s pitno vodo.

Raziskave so obsegale geološko kartiranje pleistocenskih sedimentov, vrtanje in geoelektrično sondiranje.

Pregled dosedanjega dela

Med prvimi raziskovalci pleistocenskih naplavin na Kranjskem in Sorškem polju, v Skaručenski kotlini ter na Ljubljanskem polju sta bila Wentzel (1901 in 1922) in Lucerna (1906). Nekoliko pozneje je opisal terase in morene v porečju Save Brückner (1909). Po njegovem mišljenju je savski ledenik segal na višku zadnje poledenitve vzhodno od Radovljice do črte Ledevnica—Bratranca, kjer je odložil čelne morene. Proti vzhodu prehajajo čelne morene v prodno teraso. Moren starejših poledenitev ni našel, pač pa je dognal vzhodno od Radovljice nad prodno teraso še tri starejše, konglomeratne terase, ki so nastale v starejših ledenih dobah, riški, mindelski in günški. Prodne in konglomeratne terase je mogoče slediti od Radovljice do Medvod.

V pleistocenu so se po Brücknerju menjavale faze akumulacije — v ledenih dobah, in erozije — v medledenih dobah.

Nasprotno od Brücknerja je ločil Ampferer (1917) samo dva zasipa: mlajši prodni in starejši, konglomeratni zasip. Prodni zasip naj

bi izviral iz zadnje medledene dobe, starejši zasip pa morda celo iz predglaciala. Debelino starejšega zasipa je ocenil na prek 200 m.

Rakovec (1930) je menil, da je pod eluvialno ilovico na Dobravah konglomerat, ki sestavlja celotno Kranjsko in Sorško polje. Prod mlajšega zasipa pa naj bi se bil ohranil le v savski soteski. Leta 1932 je Rakovec poročal o geološki sestavi Ljubljanskega polja in Barja na podlagi vrtin in vodnjakov.

Morfološko je opisal terase Save in njenih pritokov Ilešič (1935). Pridružil se je Ampfererjevemu mnenju, da so na Gorenjskem terase samo dveh zasipov, starejšega in mlajšega.

Leta 1940 je Rakovec v produ Kranjskega in Sorškega polja razlikoval vršaja Save in Kokre, ki ju loči savska soteska. Savski vršaj se razprostira na Sorškem polju, vendar je segal prvotno na Kranjsko polje, kjer je bil pozneje prekrit s kokrškim vršajem.

Dobrave nad ravnino Kranjskega in Sorškega polja so erozijski osamelci, prekriti z ilovico in kosi konglomerata.

Na območju lokacije za pregrado hidroelektrarne Mavčiče so leta 1952 izvrtali 10 vrtin, ki so pokazale, da leži pod konglomeratom terciarni peščenjak v globini 20 do 50 m pod gladino Save. Površje terciarnih plasti je valovito in nagnjeno proti toku Save.

Leta 1955 je Rakovec nadrobno obdelal geološke razmere na Ljubljanskem polju in Barju v Geološki zgodovini Ljubljanskih tal. Vrhnje prodne plasti na Ljubljanskem polju je prištel würmu, spodaj ležeče prodne in konglomeratne plasti pa mlajšemu zasipu.

Pavlovec, Drobne in Šercelj (1960) so raziskali glinaste plasti v Lokarjih pri Vodicah in jih po fosilni favni in flori uvrstili v pleistocen.

Med delom mi je posredoval svoje poročilo Šifrer (1963), ki je prišel na podlagi morfoloških opazovanj do podobnih rezultatov kot Brückner. V starejšem zasipu je razlikoval tri samostojne terase in jih je poimenoval z *I B*, *I A* in *I*. Terasa *I B* je najvišja in torej najstarejša, *I* pa najnižja in najmlajša.

Geološki opis

Predkvartarne plasti

Permokarbonski skrilavec, peščenjak in kremenov konglomerat so zastopani predvsem na jugovzhodnem robu raziskanega ozemlja v hribovju med Bukovico in Mengšem, na južnem vznožju Rašice in Šmarne gore, južno od Smlednika, pri Tacnu in Mednem ter na celotnem južnem obrobju Ljubljanskega polja.

Ozki pasovi grödenskega peščenjaka in skrilavca so na južnem in vzhodnem vznožju Rašice, na severnem vznožju Strmca pri Bukovici ter na vzhodnem in južnem vznožju Šmarne gore.

Permokarbonski skladi se kažejo tudi v savski strugi in na njenih bregovih. Vidimo jih pri visečem mostu v Mednem na desnem bregu in v savski strugi. Okrog 1,5 km nizvodno od medanskega mostu se zopet

pojavijo v strugi Save pri Brodu in se nadaljujejo v strugi do cestnega mostu, kjer izginejo pod prodne naplavine. Ponovno pridejo na površje okrog 400 m nizvodno od mostu ter nato še v znatno večji meri med izlivom Gameljščice in železniškim mostom v Črnučah.

Našteti izdanki in vrtine kažejo, da sestoji podlaga pleistocenskih naplavin Ljubljanskega polja izključno iz permokarbonskega skrilavca in peščenjaka.

Od triadnih sedimentov najdemo apnenec na južnem obrobju Sorškega polja, Rašici in Šmarjetni gori, dolomit pa na Šmarni gori, vzhodnem in severnem obrobju Rašice, Strmcu pri Bukovici in na severnem obrobju Kranjskega polja. Psevdoziljski skrilavec ima večji obseg le na zahodnem obrobju Sorškega polja med Bitnjami in Kranjem ter v Smledniškem hribu. Na severnem obrobju Kranjskega polja ter na severnem vznožju Šmarne gore se pojavlja v obliki pasov med apnencem in dolomitom.

Jurskih plasti na raziskanem ozemlju nisem našel.

Zgornjekredni ploščasti apnenec, skrilavec in peščenjak so ohranjeni v obliki erozijskega ostanka pri Dobenem, nekoliko večje ozemlje pa prekrivajo severno od Rašice. Ploščasti apnenec vsebuje po podatkih Šribarjeve in Drobneta (1964) značilno zgornjekredno mikrofavno, ki pa še ni nadrobneje preiskana.

Na Kranjskem in Sorškem polju, v Skaručenski kotlini ter na ozemlju severozahodno od Kranja leže pleistocenski sedimenti povečini na terciarnih plasteh, ki sestoje iz oligocenskih in miocenskih morskih usedlin. Pliocenske plasti so se ohranile le v obliki visoko ležečih prodnih terasnih ostankov. Na zahodnem robu Tunjiškega gričevja prekriva nekatere grebene kremenov prod, ki verjetno pripada pliocenu. Prav tako je verjetno pliocenski tudi kremenov prod in pesek južno od Zgornje Besnice na višini okrog 500 m, tj. okrog 30 m nad najvišjo pleistocensko konglomeratno teraso.

Spodnji del oligocenskih plasti sestoji iz konglomerata ali proda. Na njem leže sivica, pesek, peščenjak in tuf. Erozijske ostanke konglomerata najdemo na Smledniškem hribu in na vrhovih zahodno od Rašice. Pri Škofji Loki pa konglomerat prekriva celotno vzhodno obrobje hribovja med Bitnjami in Škofjo Loko. V ozkem pasu se pojavlja severozahodno od Most ter severno od Šmartnega. Njegovi izdanki so tudi na južnem obrobju Smledniškega hriba in pri Povodju.

Sivica, pesek, peščenjak in prod nastopajo predvsem v okolici Medvod ter Goričan in Preske.

Severozahodno od Kranja je oligocenska sivica ponekod zelo peščena, drugod pa jo nadomeščata kremenov pesek in peščenjak. V večji meri je zastopan tudi andezitni tuf. Oligocenske plasti so razkrite v dolini Save, v ježah pleistocenskih teras nad sotočjem Tržiške Bistrice in Save, v grapah potokov Zgoša, Peračica in Lešnica, v dolinah Lipnice in Nemiljščice, na zahodnem robu Vojvodnega boršta ter v grapah, ki režejo Vojvodni boršt.

Miocenski lapor in peščenjak prihajata na površje v Tunjiškem gričevju, burdigalski pesek in lapor pa v ježi najvišje pleistocenske terase v Plani gmajni severno od Vodic.

Po podatkih vrtanja sestoji podlaga pleistocenskih plasti v osrednjem delu Skaručenske kotline iz miocenskega laporja, morda pa pripada miocenu tudi pesek, ki je bil ugotovljen v vrtinah pri Šenčurju in Brnikih na Kranjskem polju.

Terciarne plasti oblikujejo tri sinklinale. Največja se razprostira na Kranjskem in Sorškem polju kot podaljšek velike kamniške sinklinale. Njena os poteka približno od zahoda proti vzhodu in je nagnjena proti vzhodu. Na zahodnem obrobju Sorškega polja so zastopane najstarejše oligocenske plasti, v talnini pleistocenskih sedimentov na Sorškem polju pa so mlajše oligocenske plasti, medtem ko se v Plani gmajni in na zahodnem robu Tunjiškega gričevja pojavijo že miocenske usedline.

Manjšo terciarno sinklinalo predstavlja Skaručenska kotlina. Na severnem robu na pobočjih Smledniškega hriba in na južnem robu pri Povodju je razvit oligocenski konglomerat, medtem ko sestoji osrednji del sinklinale po podatkih vrtine S-2 iz miocenskih usedlin.

Severozahodno od Kranja se razprostira precej velika sinklinala oligocenskih plasti. Njena os poteka od Bistrice prek Strahinja in Tenetiš proti vzhodu.

Terciarna sedimentacijska kadunja na tem območju je bila enotna in se je razprostirala med Rašico, Šmarno goro, Škofjo Loko ter Kamniškimi Alpami. Šele med gubanjem v pliocenu, ali pa že v miocenu, so nastale tri sinklinale. Na Smledniškem hribu in Rašici, ki sta se antiklinalno vzbočila, je erozija odnesla skoro vse terciarne plasti ter razgalila kredne, triadne in permokarbonske plasti. Gubanje se je nadaljevalo še v pleistocenu.

Pleistocenske usedline

Geološko kartiranje in podatki vrtin kažejo, da na Ljubljanskem, Kranjskem in Sorškem polju ter na ozemlju severozahodno od Kranja nista razvita le dva rečna zasipa, starejši in mlajši, kot so povečini prikazovali doslej. Poleg mlajšega, prodnega zasipa so trije starejši, konglomeratni zasipi. Med fazami akumulacije so reke zarezale struge v lastne zasipe in ponekod še v terciarno podlago.

Sestava konglomeratnih zasipov in terasasto površje njihove terciarne podlage severozahodno od Kranja kažeta, da gre za samostojne zasipe, ne pa le za erozijske terase v enotnem konglomeratnem zasipu. Terciarno podlago vidimo na več krajih ob vznožjih terasnih ježˇ. Reke so se torej v vmesnih obdobjih erozije tako globoko zarezale v terciarno podlago zasipov, da akumulacija, ki je sledila eroziji, ni več dosegla nivoja terciarne talnine starejšega zasipa.

Konglomeratne zasipe sem poimenoval kot starejši, srednji in mlajši konglomeratni zasip. Iste zasipe severozahodno od Kranja ter na južnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja je Šifrer (1963) označil kot terase I B, I A in I, najstarejši prodni zasip pa kot teraso II. Njegova označba ne ustreza, ker spominja na pojmovanje, da gre genetsko za enotni konglomeratni zasip I in prodni zasip II, v celoti torej le za dva zasipa. Če bi uporabili številke za označbe, bi konglomeratne zasipe morali označiti kot I, II, III, najstarejši prodni zasip pa kot IV.

V osrednjem delu Kranjskega in Sorškega polja ter na Ljubljanskem polju leže zasipi po podatkih vrtanja eden na drugem. Na vrhu je povečini prodni zasip. Pod njim je nekaj metrov debela plast rjave gline s preperelimi prodniki. Nato sledijo konglomerat in zbit prod mlajšega konglomeratnega zasipa ter pod njim oba starejša konglomeratna zasipa. Plasti rjave gline s prodniki, ki ločijo posamezne zasipe in predstavljajo nekdanje preperelo površje zasipov, so bile ugotovljene le v posameznih vrtinah. Erozija, ki je sledila zasipanju, je povečini odstranila preperelo površinsko glinasto plast.

Pleistocenski zasipi med Kranjem in Podnartom

Sotočje Tržiške Bistrice in Save. Južno od Srednje vasi nad Tržiško Bistrico pripada starejšemu konglomeratnemu zasipu najvišji greben s koto 488 m. Sestoji iz rjave peščene gline s preperelimi porfirskimi prodniki; konglomerat je viden le na enem kraju.

Terciarna podlaga leži na zahodnem in vzhodnem robu grebena že na koti 480 m. Po tem sklepamo, da je zasip tod zelo tanek. Na stiku glinasto prodnih in terciarnih plasti izvirata dva studenca, ki ponikneta po kratkem površinskem toku na koti 475 m v srednji konglomeratni zasip.

Srednji konglomeratni zasip predstavljajo precej obsežna terasa južno od Dolenje vasi nad Tržiško Bistrico (višina 475 m) ter osamelci Britof (480 m), Tabor (480 m) in greben (kote 480 do 485 m) severno od Tabora. Osamelci se dvigajo 12 do 15 m nad široko konglomeratno teraso med Kovorjem in Srednjo vasjo. Sestoje iz trdno sprijetega konglomerata. Pod njim sem opazil na vznožju Tabora na višini 470 m izdanek terciarnih plasti. Konglomerat je torej na tem kraju debel le 10 m. Tabor je uvrstil I l e š i č (1935) v terasni nivo I A.

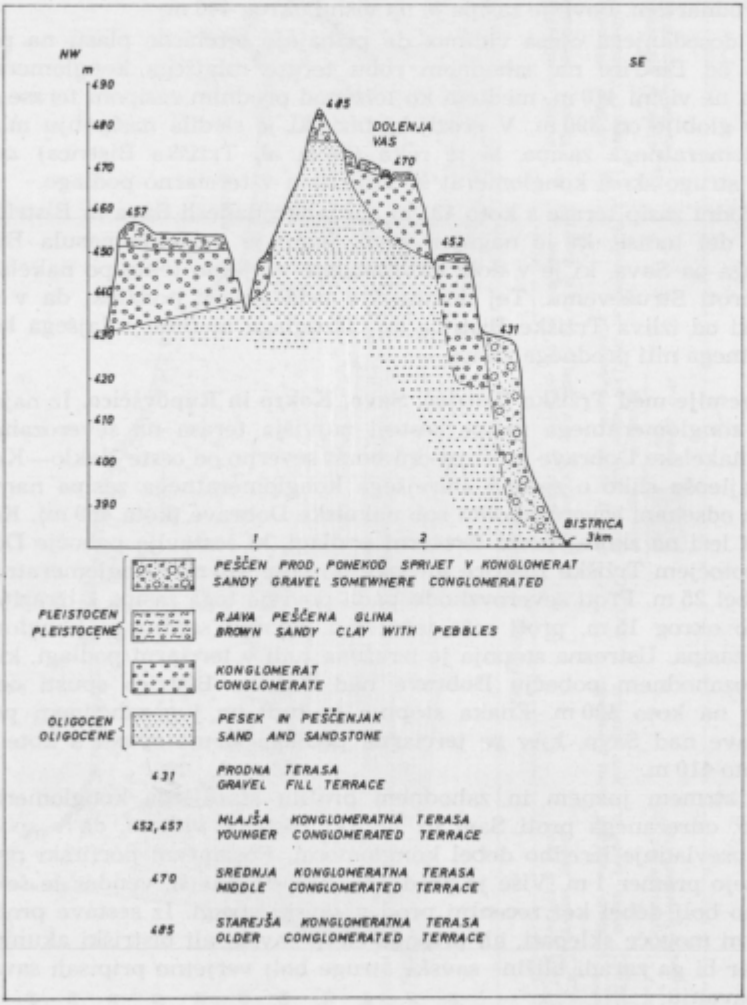
V srednji konglomeratni zasip je zahodno od Dolenje vasi vrezana še ena terasa, okrog 15 m nižja. Na njenem zahodnem robu je nad vasjo Bistrica precej močan kraški izvir, ki je zajet. Voda izvira na koti 450 m na stiku konglomerata in terciarne sivice. Površje zasipa je na višini 475 m; torej je konglomerat debel 25 m.

Terciarne plasti pod najvišjo konglomeratno teraso južno od Srednje vasi so na koti 480 m, pod srednjo teraso pa na koti 450 m. Iz tega sklepamo, da si je v erozijski fazi po končanem nanašanju najstarejšega konglomeratnega zasipa reka (Tržiška Bistrica ali Sava) vrezala strugo skozi konglomerat še 30 m globoko v terciarno podlago. Nato je sledilo nasipanje srednjega konglomeratnega zasipa.

Približno 12 do 15 m pod površjem srednjega konglomeratnega zasipa leži mlajši konglomeratni zasip. Predstavlja ga ozka konglomeratna terasa med Savo in Tržiško Bistrico južno od Dolenje vasi. Površje terase je na višini 450 m. Na njenem vzhodnem robu nad dolino Tržiške Bistrice so terciarne plasti vidne na višini 410 m, zasip je torej debel 40 m. V zasip je vrezana še ena, okrog 5 m nižja terasa (sl. 1).

Zahodno od Srednje vasi se razprostira proti severu do Kovorja precej široka terasa, ki predstavlja mlajši konglomeratni zasip. Njegovo površje strmo pade od severa proti jugu od višine 510 m pri Kovorju do 450 m zahodno od Dolenje vasi. Strmec površja zasipa je 12 ‰.

Na zahodnem robu terase nad dolino Lešnice vidimo pod konglomeratom terciarne plasti na višini od 445 m do 435 m. Konglomeratni zasip je debel okrog 20 m. Po nagnjenosti površja zasipa sklepam, da ga je odložila Tržiška Bistrica, ki se je občasno izlivala v Savo nekje pri Podnartu. Med Prezrenjem in izlivom Lipnice v Savo je okrog 300 m široka terasa iz mlajšega konglomeratnega zasipa. Njegovo površje je nagnjeno od severozahoda (kota 460 m) proti jugovzhodu (kota 450 m) in ga je skoraj gotovo nanesla Sava.



Sl. 1. Geološki presek doline Bistrice pri Dolenji vasi
Fig. 1. Transverse geologic section across Bistrica valley at Dolenja vas

Iz mlajšega konglomeratnega zasipa je tudi ozka terasa med Savo in Tržiško Bistrico južno od Dolenje vasi.

Okrog 10 m pod površjem mlajšega konglomeratnega zasipa leži prodni zasip. Predstavljata ga ozka terasa vzdolž desnega brega Tržiške Bistrice med Podtaborom in Bistrico (višina 461 m do 435 m) in terasa z višino 431 m južno od Bistrice. Strmec površja zasipa je 12 ‰.

Terciarne plasti so vidne pod prodom ob starem cestnem mostu čez Tržiško Bistrico na višini okrog 400 m. Prodni zasip je tu debel 35 m.

Ostanek prodnega zasipa je ohranjen v terasi ob cesti Kranj—Jesenice nad Podnartom. Površje zasipa je na višini okrog 440 m.

Iz dosedanjega opisa vidimo, da prihajajo terciarne plasti na površje južno od Bistrice na zahodnem robu terase mlajšega konglomeratnega zasipa na višini 410 m, medtem ko leže pod prodnim zasipom terase s koto 431 m globlje od 390 m. V erozijski fazi, ki je sledila nasipanju mlajšega konglomeratnega zasipa, si je reka (Sava ali Tržiška Bistrica) zarezala svojo strugo skozi konglomerat še vsaj 20 m v terciarno podlago.

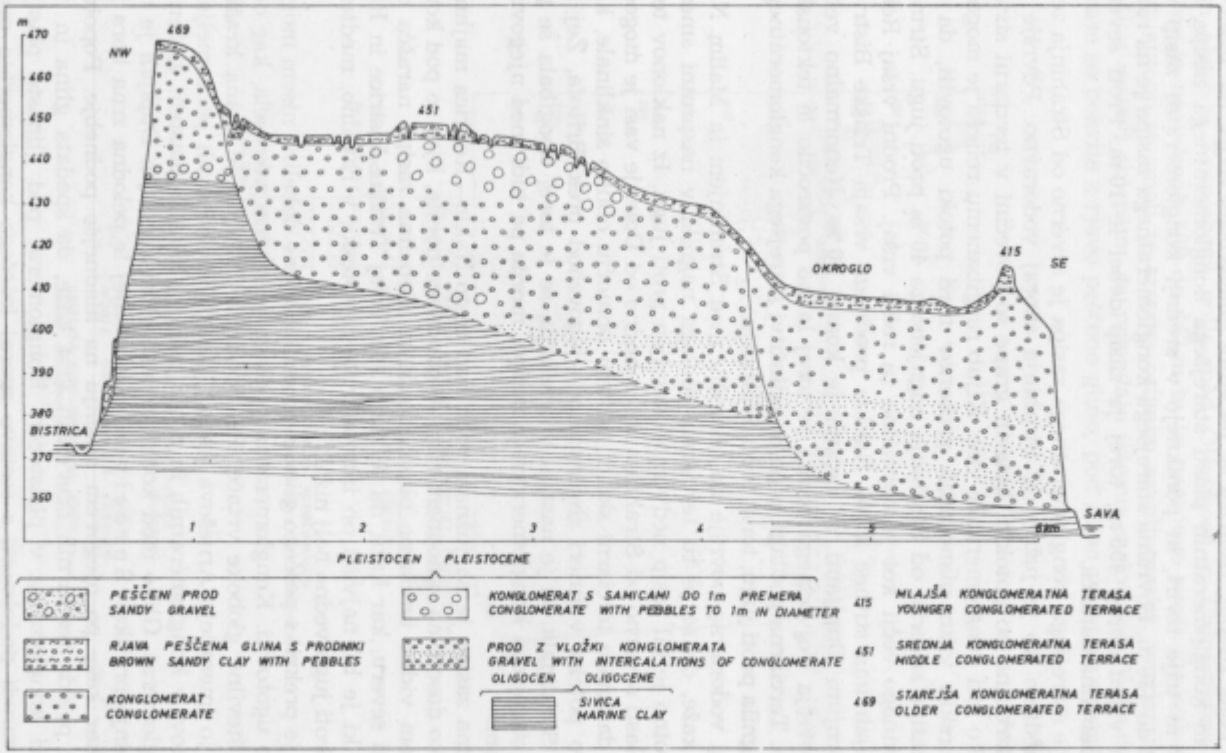
Prodni zasip terase s koto 431 m sta lahko nanesli Sava in Bistrica. Severni del terase, ki je nagnjen proti jugu, je verjetno nasula Bistrica, južnega pa Sava, ki je v dobi akumulacije verjetno tekla po nakelski dolini proti Struževemu. Tej domnevi v prid govori podatek, da v savski soteski od izliva Tržiške Bistrice do Okroglega ni teras mlajšega konglomeratnega niti prodnega zasipa.

Ozemlje med Tržiško Bistrico, Savo, Kokro in Rupovščico. Iz najstarejšega konglomeratnega zasipa sestoji najvišja terasa na severozahodnem robu nakelske Dobrave in Vojvodni boršt severno od ceste Naklo—Kokrica.

Najlepšo sliko o sestavi starejšega konglomeratnega zasipa nam nudi strmo odsekani severozahodni rob nakelske Dobrave (kota 469 m). Konglomerat leži na skoraj ravni terciarni podlagi, ki sestavlja pobočje Dobrave nad sotočjem Tržiške Bistrice in Save do kote 445 m. Konglomeratni zasip je debel 25 m. Proti severovzhodu pada površje tega zasipa z izrazito ježo, visoko okrog 15 m, proti niže ležečemu površju srednjega konglomeratnega zasipa. Ustrezna stopnja je izražena tudi v terciarni podlagi, ki se na severozahodnem pobočju Dobrave nad Tržiško Bistrico spusti od kote 445 m na koto 420 m. Enaka stopnja je tudi na jugozahodnem pobočju Dobrave nad Savo, kjer se terciarna podlaga strmo spusti s kote 445 m na koto 410 m.

V strmem južnem in zahodnem profilu starejšega konglomeratnega zasipa, odrezanega proti Savi in Tržiški Bistrici, vidimo, da v spodnjem delu prevladuje izredno debel konglomerat. Posamezni porfirski prodniki dosežejo premer 1 m. Više je prod nekoliko drobnejši, vendar je še vedno znatno bolj debel kot recentni prod v savski strugi. Iz sestave prodnikov sicer ni mogoče sklepati, ali pripada zasip savski ali bistriški akumulaciji, vendar bi ga zaradi bližine savske struge bolj verjetno pripisali savskemu nasipavanju.

Veliki prodniki v konglomeratu kažejo na to, da je bila transportna razdalja mnogo krajša (zaradi poledenitve v Radovljiški kotlini), ali pa je bil strmec mnogo večji in s tem tudi vodna energija (sl. 2).



Sl. 2. Geološki presek vzdolž Dobrave nad Naklim
Fig. 2. Longitudinal geologic section along Dobrava terrace near Naklo

Mnogo večjo površino kot v nakelski Dobravi prekriva starejši konglomeratni zasip v Vojvodnem borštu. V ježi terase nekaj sto metrov severno od ceste Naklo—Kokrica so na stiku oligocenske sivice ter peščeno glinastih in konglomeratnih plasti starejšega konglomeratnega zasipa na višini 445 m trije izviri, ki poniknejo v srednji konglomeratni zasip na višini 440 do 430 m. Površina starejšega konglomeratnega zasipa je na robu terase na višini okrog 455 m, torej je zasip debel le 10 m. Proti severu njegova debelina narašča.

Površje starejšega konglomeratnega zasipa je severno od Strahinja zelo strmo, medtem ko je južno od Strahinja skoraj vodoravno. Površje je močno razrezano po potokih, katerih grape so povečini v terciarni sivici, medtem ko leži konglomerat le više. Kljub razgibanemu reliefu je mogoče iz nadmorskih višin planotastih grebenov med potoki ugotoviti, da je površje zasipa severno od Strahinja nagnjeno za 40 ‰ proti jugu. Strmec je torej mnogo večji kot je normalno za rečni vršaj. Prodni vršaj Reke pri Cerkljah ima strmec 26 ‰. Naklon prodnega vršaja Tržiške Bistrice med Zgornjimi Dupljami in Žejami je komaj 10 ‰. Nenormalno velik strmec površja Vojvodnega boršta je torej lahko povzročilo le tektonsko delovanje. Terciarna podlaga se je po odložitvi starejšega konglomeratnega zasipa nagnila proti jugu, torej proti Strahinju.

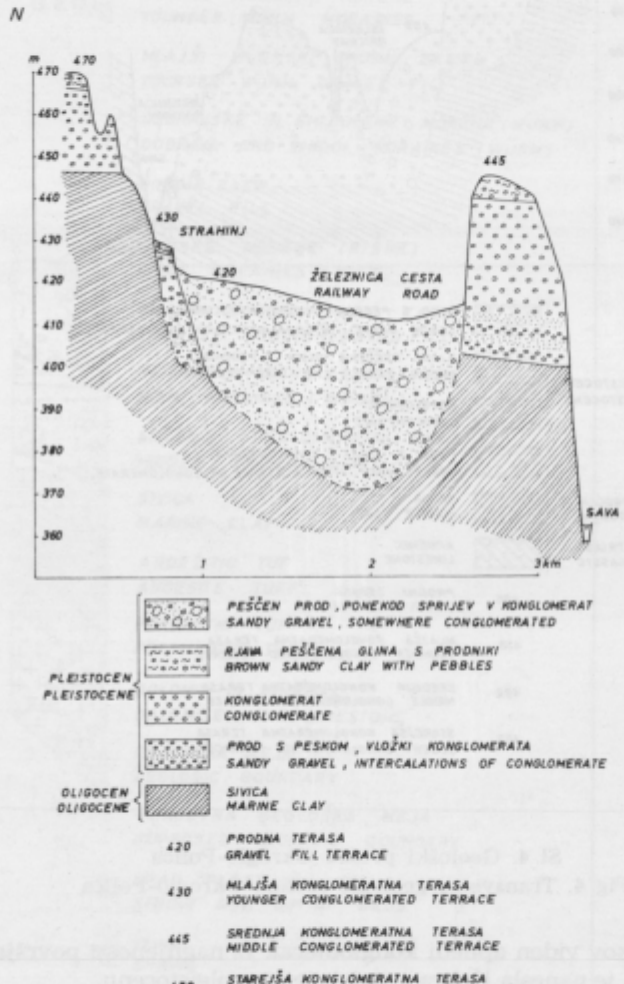
Skoraj vodoravno površje na območju med Strahinjem in Malim Naklim pa kaže, da se je tu terciarna podlaga nagnila v nasprotni smeri, kajti prvotno je bil zasip nedvomno nagnjen proti jugu. Iz naklonov terciarnih plasti severno od Strahinja ter zahodno od Dolenje vasi je mogoče sklepati, da imajo terciarni skladi na tem območju obliko sinklinale, katere jedro poteka v smeri severozahod—jugovzhod prek Britofa, Žej in Naklega. Sinklinala, ki je nastala v terciarju, se je torej upogibala še po odložitvi starejšega konglomeratnega zasipa, morda pa tudi med njegovim odlaganjem.

Debelina zasipa je na južnem robu nad cesto Naklo—Kokrica majhna, medtem ko doseže na zahodnem robu Vojvodnega boršta, kjer so pod konglomeratom vidne terciarne plasti, do 50 m. Debelina zasipa narašča od juga proti severu, kar kaže, da je zasip star vršaj Tržiške Bistrice in Rupovščice, ki je bil najvišji ob izstopu reke iz soteske v ravnino, medtem ko se je proti jugu vedno bolj nižal.

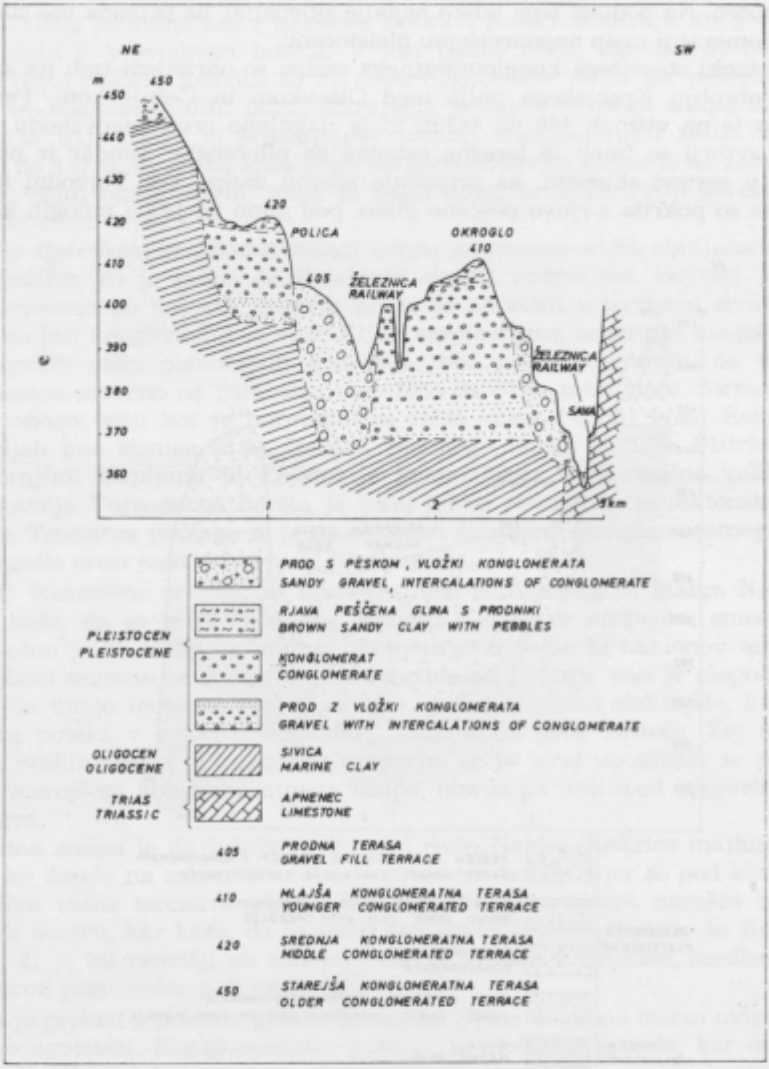
Zasip je prekrit s peščeno glino s prodniki. Njene debeline nisem mogel zanesljivo ugotoviti. Konglomeratna podlaga je močno zakrasela, kar dokazujejo številne globoke vrtače. Pri Spodnjih Dupljah je znana kraška jama, ki jo imenujejo Arnešova jama. Jamo so izoblikovali podzemeljski vodni tokovi v konglomeratnih in delno tudi v glinastih plasteh, vloženih med konglomerat. Glino med konglomeratom pri Zgornjih Dupljah je na mojo prošnjo preiskal Š e r c e l j in našel v njej le pelodna zrna bora in smreke, kar kaže po njegovem mnenju na hladnejše podnebje. Popolna odsotnost peloda terciarnih drevesnih vrst kaže, da spadata glina in na njej ležeči konglomerat v pleistocen. Konglomerat pod glinasto plastjo uvrščam zaradi podobnosti s sestavo zgoraj ležečega konglomerata prav tako v pleistocen. Na tem območju ne poznamo nobenih više ležečih konglomeratnih zasipov. Zato štejem zasip v Vojvodnem borštu v najstarejši

pleistocen. Na podlagi tega lahko nadalje sklepamo, da pripada ves starejši konglomeratni zasip najstarejšemu pleistocenu.

Ostanki starejšega konglomeratnega zasipa so ohranjeni tudi na severnem obrobju Kranjskega polja med Olševkom in Češnjevkom. Površje zasipa je na višinah 468 do 442 m in je nagnjeno proti jugovzhodu. Starejši avtorji so imeli te terasne ostanke za pliocenske, vendar iz podobnosti v sestavi sklepam, da pripadajo istemu zasipu kot Vojvodni boršt. Terase so pokrite z rjavo peščeno glino, pod glino pa je na mnogih krajih



Sl. 3. Geološki presek nakelske doline
Fig. 3. Transverse geologic section across Naklo valley



Sl. 4. Geološki presek Okroglo-Polica
Fig. 4. Transverse geologic section Okroglo-Polica

v grapah potokov viden apneni konglomerat. Iz nagnjenosti površja zasipa sklepam, da ga je nanesla Kokra v najstarejšem pleistocenu.

Pod najvišjo teraso starejšega konglomeratnega zasipa leži 15 do 20 m niže srednji konglomeratni zasip. Ta sestavlja teraso Dobravo pri Naklem in široko teraso med Naklim in Kokrico. Cesta Naklo—Kokrica poteka v vsej dolžini po tej terasi.

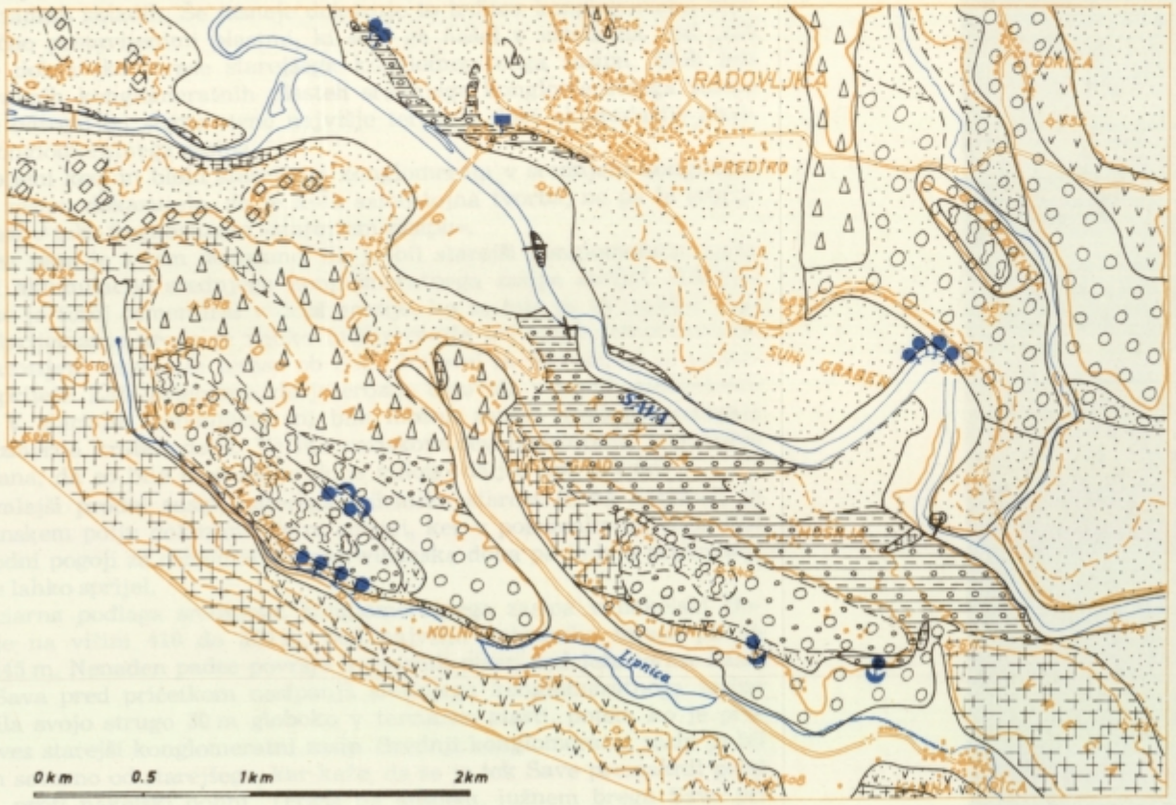
SL. 5
FIG. 5

GEOLOŠKA SKICA BRDSKE IN LIPNIŠKE PLANOTE

PO TELLERJU, KUŠČERJU IN ŽLEBNIKU

GEOLOGIC SKETCH MAP OF BRDA AND LIPNICA PLAINS

ACCORDING TO TELLER, KUŠČER AND ŽLEBNIK



HOLOCEN IN PLEISTOCEN
HOLOCENE AND PLEISTOCENE

- PROD
  GRAVEL

PLEISTOCEN
PLEISTOCENE

- MLAJŠE WÜRMSKE MORENE
  YOUNGER WÜRM MORAINES
- MLAJŠI WÜRMSKI PRODNI ZASIPI
  YOUNGER WÜRM GRAVEL FILL
- DOBRAVSKE IN ŠMIDOLSKE MORENE (WÜRM)
  DOBRAVA AND ŠMIDOL MORAINES (WÜRM)
- PRODNI ZASIP
  GRAVEL FILL
- BRDSKE MORENE (RIŠKE)
  BRDA MORAINES (RISS)
- MLAJŠI KONGLOMERATNI ZASIP
  YOUNGER CONGLOMERATED FILL
- HRIBSKE MORENE (MINDELSKE)
  HRIB MORAINES (MINDEL)
- SREDNJI KONGLOMERATNI ZASIP
  MIDDLE CONGLOMERATED FILL

OLIGOCEN
OLIGOCENE

- SIVICA
  MARINE CLAY
- ANDEZITNI TUF
  ANDESITE TUFF

TRIAS
TRIASSIC

- PORFIRITNI TUF
  PORPHYRITE TUFF
- DOLOMIT IN APNENEC
  DOLOMITE AND LIMESTONE

- GEOLOŠKA MEJA
  GEOLOGIC BOUNDARY
- VERJETNA GEOLOŠKA MEJA
  SUPPOSED GEOLOGIC BOUNDARY
- VPAD PLASTI
  STRIKE AND DIP OF BEDS
- IZVIR
  SPRING
- ZAJET IZVIR
  CAPTURED SPRING
- PONOR
  SWALLOW HOLE

Najlepše so razgaljene konglomeratne in prodne plasti tega zasipa v soteski Save na jugozahodnem robu nakelske Dobrave (višina 450 do 437 m). Zasip ne sestoji le iz konglomerata, ampak v spodnjem delu tudi iz zbitega proda s konglomeratnimi vložki, ki leži na terciarni podlagi. Prod je dokaj čist, saj vsebuje le 5 % melja in 17 % peska. Njegova debelina se povečuje od zahoda proti vzhodu, od 30 do 50 m.

Neposredno na terciarni podlagi so prodniki zelo debeli, podobno kot pri starejšem konglomeratnem zasipu. Više postajajo bolj drobni. V zgornjem delu zasipa pa nastopa v osrednjem delu Dobrave ponovno konglomerat z zelo debelimi prodniki in nezaobljenimi bloki do 1 m v premeru. Konglomerat ni izrazito plastovit. Površje zasipa je v tem delu zelo strmo nagnjeno proti vzhodu. Nastanka tega izredno debelozrnatega zasipa si ne morem prav razlagati. Vsekakor je bila rečna energija v dobi akumulacije tega zasipa veliko večja od današnje, pa tudi transportna razdalja je bila mnogo manjša, ker se sicer ne bi mogli ohraniti nezaobljeni bloki.

Med prodniki v konglomeratu tega zasipa je opaziti zaobljene kose apnenega konglomerata, ki lahko izvirajo le iz starejšega konglemeratnega zasipa, kajti na tem območju ni podobnih konglomeratov niti v terciarnih niti v triadnih skladih. Še jasneje dokazuje to trditev konglomeratni blok z navpično postavljenimi plastmi, ki sem ga našel v vrtači tik pod ježo najvišje dobravske terase starejšega konglomeratnega zasipa. Blok leži v vodoravnih konglomeratnih plasteh srednjega konglomeratnega zasipa in se je odtrgal od strme stene najvišje terase v dobi akumulacije srednjega konglomeratnega zasipa.

Zaobljeni kosi in bloki starejšega konglomerata v srednjem konglomeratnem zasipu dokazujejo, da je le-ta samostojna tvorba, ne pa le erozijska terasa v tako imenovanem »starejšem zasipu«.

Razen tega je s tem dokazano, da je bil starejši konglomeratni zasip že pred akumulacijo srednjega konglomeratnega zasipa sprijet. Konglomerat se je torej cementiral v dobi erozije, ko so bile za to ugodne razmere. Sprijemanje proda je veliko intenzivnejše pri višjih temperaturah, kar dokazujejo najmlajše terase ob Soči, Neretvi in Morači, ki so popolnoma sprijete. Zato sklepamo, da je erozija delovala v toplih medledenih dobah. V glacialih cementacija ni bila možna zaradi mrzlega podnebja in sorazmerno kratke dobe. Večina raziskovalcev pleistocena je namreč prepričana, da so bile medledene dobe mnogo daljše kot ledene.

Najmlajši prodni zasip, katerega würmska starost je na Sorškem in Ljubljanskem polju dokazana, še ni sprijet, ker v poledenitveni dobi niso bili ugodni pogoji za cementacijo, postwürmska doba pa je bila prekratka, da bi se lahko sprijel.

Terciarna podlaga srednjega konglomeratnega zasipa v nakelski Dobravi je na višini 410 do 390 m, pod najvišjo dobravsko teraso pa na višini 445 m. Nenaden padec površja terciarnih plasti pod ježo terase kaže, da je Sava pred pričetkom nasipanja srednjega konglomeratnega zasipa poglobila svojo strugo 30 m globoko v terciarne plasti, potem ko je prerezala ves starejši konglomeratni zasip. Srednji konglomeratni zasip je bil odložen severno od starejšega, kar kaže, da se je tok Save premaknil proti severu, proti nakelski dolini. Terasa na desnem, južnem bregu Save pri

Zgornji Besnici sestoji iz starejšega konglomeratnega zasipa. Nad njo ni nobene konglomeratne terase, kar je precej zanesljiv dokaz, da pripada najstarejšemu konglomeratnemu zasipu.

Srednji konglomeratni zasip med Naklim in Kokrico strmo pada od zahoda proti vzhodu. Na zahodnem robu leži njegovo površje na višini 437 m, na vzhodnem robu pri Rupi pa na višini 405 m. Strmec površine doseže na zahodnem robu 42 ‰, kar je popolnoma nenormalno. Tako velik strmec je lahko nastal le s tektonskim premikanjem. Iz istega vzroka ima enako velik strmec tudi vzhodni del nakelske Dobrave. Vzhodni del terase med zaselkom Frančelni in Rupo je normalno nagnjen proti vzhodu (strmec 10 ‰). Smer naklona terase kaže, da je zasip odložila Sava.

Terasa je prekrita s plastjo rjave peščene gline s preperelimi porfirskimi prodniki. Na zahodnem robu je glinasta plast debela okrog 3 m. Konglomerat pod njo je na zahodnem robu terase nad Naklim debel prek 25 m. Točne debeline ni mogoče ugotoviti, ker ni razgaljena terciarna podlaga. Na vzhodnem robu, ob Rupovščici, je njegova debelina večja od 20 m. Terciarna podlaga tudi ob Rupovščici ni nikjer razgaljena.

Terasa je močno zakrasela. Pogostne so vrtače, globoke do 10 m. Vzdolž ceste Naklo—Kokrica poteka plitva suha dolina. Površinskih tokov, v nasprotju z višjo teraso v Vojvodnem borštu, ni opaziti, kajti površje terciarnih plasti je znatno globlje kot v Vojvodnem borštu.

Pod srednjim konglomeratnim zasipom leži za 10 do 15 m niže mlajši konglomeratni zasip. Predstavljajo ga ozki terasi pri Strahinju in Malem Naklem na zahodnem robu Vojvodnega boršta (višina 430 do 420 m), nekoliko širša terasa vzhodno od Žej v nakelski dolini (višina 448 do 436 m), majhen terasni ostanek pri Malem Naklem (višina 415 m), terasa pri Okroglem (višina 415 m) ter široka terasa med Polico, Struževim, Kranjem in Kokro (višina 413 do 398 m) (sl. 3).

Pri Malem Naklem je opaziti številne prevrnjene bloke starejšega konglomerata med vodoravnimi plastmi nekoliko manj trdno sprijetega konglomerata mlajšega konglomeratnega zasipa.

Tudi mlajši konglomeratni zasip je povsod prekrit s plastjo rjave peščene gline s preperelimi prodniki. Za razliko od starejših zasipov je manj zakrasel; vrtač skoraj ni opaziti.

Terase so povečini normalno nagnjene. Terasa zahodno od Britofa ima strmec 7 ‰, terasa med Strahinjem in Žejami 13 ‰, planota med Polico in Kranjem pa 7 do 8 ‰. Terasa pri Okroglem ne kaže nobenega strmca proti jugovzhodu, pač pa je nagnjena proti nakelski dolini. Konglomeratne plasti so vodoravne, pri Struževem pa so nagnjene pod kotom 20° proti jugo—jugovzhodu, kar lahko pripisujemo deltasti plastovitosti ali pa tektonskim premikom. Ti so povzročili, da se je terasa, katere površje je prvotno padalo proti jugovzhodu, nagnila proti severozahodu in severovzhodu. Le na ta način je mogoče razložiti, da skoraj 2 km dolga terasa nima nobenega strmca.

V teraso se je v neposredni bližini vasi Okroglo vrezala še ena nižja erozijska terasa tako na severovzhodni kot tudi na jugozahodni strani. Tudi v široko teraso med nakelsko dolino, Kranjem in Kokro je vrezana

v mlajši konglomeratni zasip izrazita erozijska terasa. Njena ježa poteka pod Zlatim poljem od doline Save proti dolini Kokre.

Debelino mlajšega konglomeratnega zasipa je mogoče ugotoviti le pri Okroglem, kjer v soteski Save na višini 375 m prihajajo na površje terciarne plasti. Konglomerat je na tem kraju debel 40 m.

Terasa vzhodno od Žej je nagnjena proti jugu, iz česar lahko sklepamo, da pripada njen konglomerat nanosu Tržiške Bistrice.

Konglomerat terase pri Okroglem je nedvomno odložila Sava, kajti na njenem desnem bregu na severnem vznožju Šmarjetne gore ni nobenih konglomeratnih teras. Sava je torej v dobi nasipanja mlajšega konglomeratnega zasipa tekla severno od današnje struge. Najverjetneje je tekla po nakelski dolini; v savski soteski med izlivom Tržiške Bistrice in Okroglim namreč ni niti sledov mlajšega konglomeratnega zasipa.

Na desnem bregu Save sestoje zgornji deli pobočij iz starejšega in srednjega konglomeratnega zasipa, ki leži na sivici, in na levem bregu iz enakih konglomeratnih zasipov. Tržiška Bistrica se je izlivala v Savo v dobi nasipanja srednjega konglomeratnega zasipa povečini južno od Žej, občasno pa že pri Podnartu. Reka je potem, ko je zasula s prodom vso ravnino med Dupljami in Lešnico, pogosto menjavala svojo strugo. Prodni zasip prekriva osrednji del nakelske doline ter oba bregova Tržiške Bistrice. Pri Žejah je njegovo površje 8 m pod površjem mlajšega konglomeratnega zasipa, pri Struževem pa okrog 20 m.

Prvotno površje prodnega zasipa je ohranjeno na bregu Tržiške Bistrice (višina prodne terase pri Zg. Dupljah 458 m, južno od Žej 427 m), v prodni terasi pri Polici (višina 405 m) ter pri Struževem (višina 395 m) (sl. 4).

V prvotni zasip si je Tržiška Bistrica po končanem zasipanju vrezala strugo, ki je pri Polici 25 m globoka, pri Struževem pa več kot 30 m. Pri Polici si je vrezala epigenetsko dolino v konglomerat mlajšega konglomeratnega zasipa, v prodni zasip južno od Police pa si je vrezala še eno teraso. Pri Struževem opazimo celo dve nižji terasi v prodnem zasipu. Severozahodno od Naklega postaja struga vedno plitvejša in končno izgine.

Nastanka doline nikakor ni mogoče pripisati kakemu potoku iz Vojvodnega boršta, kot domneva Šifrer (1963). Po podatkih opazovanj poniknejo vsi potoki, ki pritečejo od Dupelj in Strahinja, v prodni zasip. Le ob največjih nalivih teče voda po suhi dolini do Struževega, vendar le zelo kratko dobo. Zdi se mi nemogoče, da bi občasni potok vrezal tako globoko dolino, ki pri Polici seže celo v konglomerat. Razen tega kaže topografska karta 1:25.000, da poteka struga zahodno od Naklega tik pod nakelsko Dobravo, ne pa iz smeri Strahinja.

Strmec prodnega zasipa, ki sem ga izračunal po ohranjenih ostankih nekdanjega površja terase, je med Zgornjimi Dupljami in Žejami 10 ‰, med Tržiško Bistrico in Polico 6 ‰, med Polico in Struževim pa 7,8 ‰. V prodni zasip je med Žejami in Struževim vrezana precej globoka dolina, ki ima znatno večji strmec.

Debeline zasipa v nakelski dolini ni mogoče natančno oceniti, ker ni nikjer razgaljena terciarna podlaga, verjetno je enaka kot na desnem bregu Bistrice, kjer doseže 35 m. Verjetno leži prodni zasip v vsej nakelski do-

lini neposredno na terciarnih plasteh, kot na desnem bregu Tržiške Bistrice.

V fazi erozije po končanem nasipanju mlajšega konglomeratnega zasipa se je reka (verjetno Sava) skozi konglomerat zarezala v terciarno podlago. Kako globoko je segla, ni znano, ker pod prodnim zasipom ni izdankov terciarnih plasti.

Eroziji je sledilo nasipanje proda v nakelski dolini, vendar prodni zasip ni segel do nivoja najmlajše konglomeratne terase. Iz gradiva prodnega zasipa ni mogoče sklepati, ali ga je nasula Sava, ali Tržiška Bistrica, ker sta si prodna zasipa Tržiške Bistrice in Save zelo podobna.

Pri nadrobnem ogledu velike gramozne jame pri Polici sem opazil, da v njej prevladuje droben peščen prod, le na vrhu leži 2 m debela plast debelejšega proda. Enaka je sestava prodnega zasipa v najvišji savski prodni terasi pod Ljubnim in pod Brezjami. Zato pripisujem prodni zasip v nakelski dolini savskemu nasipanju. Bistriški prod prodnega zasipa, npr. pri Žejah, je znatno debelejši. Tej domnevi v prid govori tudi dejstvo, da v savski soteski med izlivom Tržiške Bistrice in Struževim ni opaziti nobenih sledov prodnega zasipa, kot je ugotovil že Ilešič (1935). Približno 1 km nizvodno od izliva Tržiške Bistrice opazimo na strmem levem savskem bregu ozko teraso na koti 400 m; sestoji iz konglomeratnih blokov in proda. Terasa torej po svoji nadmorski višini in sestavi pripada nekemu mlajšemu prodnemu zasipu.

Sava se je pretočila v sedanjo strugo neposredno po končani akumulaciji, ko je zasula s prodom vso nakelsko dolino. Akumulacijski fazi je sledila erozija, ko so se reke zopet začele zarezovati v svoje lastne naplavine. Verjetno je pred pretočitvijo tekla po sedanji savski strugi med Podnartom in Struževim Nemiljščica, ki je oblikovala tudi erozijsko teraso v konglomeratu pod cerkvijo v Okroglem, katere površje je na koti 405 m. Na severni strani konglomeratne terase pri Okroglem opazimo na isti nadmorski višini enako teraso, ki jo pripisujemo savski eroziji v fazi vrezovanja pred akumulacijo prodnega zasipa.

Eden od pritokov Nemiljščice je verjetno pritekel z leve strani v smeri današnjega spodnjega toka Bistrice. V začetku erozijske faze se je vedno globlje zadenjsko zarezoval v prodno bariero, dokler se ta ni tako stanjšala, da si je Sava utrla pot proti sedanji strugi. Tržiška Bistrica se je pretočila nekoliko pozneje. Ko se je Sava že preusmerila v sedanjo strugo, je Tržiška Bistrica še vedno tekla po nakelski dolini proti Struževemu, kjer se je izlivala v Savo. Ta se je začela vrezovati vedno globlje, vendar je bilo vrezovanje večkrat prekinjeno, zaradi česar je nastalo več teras. Pri Okroglem leže pod jugozahodnim robom konglomeratne terase tri prodne terase. Najvišja leži na višini 395 m, torej 10 m niže kot prodna terasa pri Polici. Njihov nastanek je pripisati kratkim fazam nasipanja v dobi vrezovanja po končani akumulaciji prodnega zasipa. Podobne terase zasledimo na več krajih ob Savi nad izlivom Tržiške Bistrice, pa tudi pod Kranjem.

Obenem z vrezovanjem Save se je začela zadenjsko zarezovati tudi Tržiška Bistrica. Zarezovanje je napredovalo od Struževega proti Naklemu in Žejam. Na ta način si je Tržiška Bistrica v spodnjem delu toka močno povečala strmec, zato je začela v zgornjem toku nasipati, da je izravnala

svoj strmec. Zarezovanje je bilo, podobno kot v dolini Save, večkrat prekinjeno, kar kažeta dve izraziti terasi v prodnem zasipu pri Struževem, medtem ko je pri Polici razvita le ena terasa. To kaže, da se je pri Polici erozija pojavila z določeno časovno zakasnitvijo (manjka ena erozijska terasa), medtem ko se pri Žejah erozija sploh še ni uveljavila, ampak je reka še nasipala. Ob nekem zelo visokem stanju, ko se je Bistrica široko razlila po prodni ravnini med Žejami in Dolenjo vasjo, se je preusmerila proti današnji strugi po isti poti kot prej Sava.

Pleistocenski zasipi med Podnartom in Radovljico

Pri opisu pleistocenskih zasipov nad Podnartom sem se opiral na lastna opazovanja, delno pa tudi na izsledke K u š č e r j a in Š i f r e r j a, kajti ozemlja nisem nadrobno kartiral.

Po Š i f r e r j u (1963) je najstarejši konglomeratni zasip ohranjen le severno od Save na najvišjih grebenih gričevja nad Tržiško Bistrico in Žgošo. Po nadmorski višini in po kartiranju uvrščam v ta zasip tudi konglomeratno teraso pri Rovtah (kota 483 m), Poljščico (kota 484 m) ter Zgornjo Dobravo (kota 500 m).

Š i f r e r je prištel srednjemu konglomeratnemu zasipu terase pri Češnjici, Spodnjo, Srednjo in Zgornjo Dobravo ter teraso nad Ljubnim. Toda Zgornja Dobrava je ločena od Srednje z izrazito ježo. To kaže, da pripada starejšemu konglomeratnemu zasipu.

V Radovljiški kotlini sta del istega zasipa Lipniška in Brdska planota. Že K u š č e r (1955) je domneval, da pripada Lipniška planota (višina 540 m) višjemu nivoju kot Bratranca (višina 513 m), ki jo je Š i f r e r štel k najmlajši konglomeratni terasi. Preperele morene na Brdski planoti je Š i f r e r uvrstil v riško poledenitveno dobo, za morene na Lipniški planoti pa je domneval, da so verjetno iste starosti. Prav tako je imel za riške morene na Bratranci in Ledevnici, čeprav leže znatno niže kot na Brdski in Lipniški planoti.

Nejasnosti v Šifrerjevih izvajanjih so me spodbudile, da sem si ozemlje na desnem bregu Save ogledal nadrobneje. Na Brdski in Lipniški planoti sem našel dva samostojna konglomeratna zasipa, srednjega in mlajšega. Na srednjem konglomeratnem zasipu leže morene, ki so pokrite z debelo plastjo rdečkasto rjave gline, iz katere mole le posamezni porfirski bloki, ki dosežejo do 2 m premera. Imenujem jih hribske morene (po zaselku Na hribu). Morene so morfološko jasno izražene; na Brdski planoti sestoje iz njih kopasti griči s kotami 567 m, 552 m in 551 m. Na Lipniški planoti so hribski morenski nasipi najlepše izraženi v dveh kopastih gričih s koto 540 m, kjer štrle iz preperine številni porfirski bloki. Pod morenami je na obeh planotah trdno sprijet konglomerat. Nastanek moren si razlagamo na ta način, da se je ledenik pri svojem napredovanju povzpel na prod, ki so ga ledeniški potoki v dobi stagniranja ledenika nasuli pred čelnimi morenami. Ugovor, da hribske morene morda pripadajo mlajši poledenitveni dobi, je lahko ovreči, kajti konglomerat in na njem ležeče morene so odrezani proti niže ležeči terasi mlajšega konglomeratnega za-

sipa s strmo ježo, v kateri prihaja na površje tuf. Posebno lepo je to vidno severno od kote 551 m na Brdski planoti in v ježi terase na južnem robu Lipniške planote.

Niže ležeči mlajši konglomeratni zasip je na južnem robu Lipniške planote že popolnoma sprijet, prav tako tudi nad Kolnico. Na severnem robu terase nad Kolnico je pri koti 488 m razgaljen v ježi še skoraj nesprijet prod, vendar je možno, da pripada prodnemu zasipu in je samo prislonjen ob konglomeratni zasip. Povsod drugod sestoji ta terasa iz konglomerata, ki pa je nekoliko manj trdno sprijet kot konglomerat višje terase.

Prodniki mlajšega konglomeratnega zasipa v terasi nad Kolnico so drobni in slabo zaobljeni. Med drobnozrnati konglomerat so na mnogih krajih vložene plasti z izredno debelimi prodniki ter bloki do 2 m v premeru. V terasi na južnem robu Lipniške planote je konglomerat sicer precej debel, vendar tako velikih blokov tam ne opazimo. Slaba zaobljenost prodnikov in veliki bloki v konglomeratu kažejo na kratko transportno razdaljo ter bližino moren, odkoder so ledeniški potoki odnašali material ter ga že na kratko razdaljo zopet odlagali.

Konglomeratni zasip nad Kolnico je v zvezi z morenskim nasipom, ki se razprostira med starimi morenami Na hribu in mlajšo moreno na Dobravi. Morenski nasip imenujem brdsko moreno (po zaselku Brdo). Zvezo med teraso in moreno je ugotovil že Šifrer. Brdska morena je nekoliko manj preperela kot stare hribske morene na Brdski in Lipniški planoti, zato so ohranjeni na površju razen porfirskih tudi apneni bloki. V vseku ob poti od Lancovega proti zaselku Na hribu je morena razgaljena, v njej pa sem opazil številne apnene oražence.

Površje mlajšega konglomeratnega zasipa pada od kote 520 m neposredno pod morenskim nasipom do kote 495 m nad Kamno gorico, kjer je nekoliko nižje kot Bratranca (kota 513 m). Vendar moramo upoštevati, da leži na tej terasi vsaj 10 m debela morena, torej je površje pod njo ležečega konglomeratnega zasipa na višini okrog 500 m. Iz tega sledi, da so zasipi nad Kolnico, na južnem robu Lipniške planote in na Bratranci enaki ne le po sestavi, temveč tudi po morfologiji. Nadaljnji sklep, ki sledi iz tega, je, da pripada više ležeči konglomeratni zasip na Brdski in Lipniški planoti srednjemu konglomeratnemu zasipu. Če uvrstimo morene na Bratranci in brdsko moreno v riško poledenitveno dobo, tedaj so više ležeče hribske morene na Brdski in Lipniški planoti mindelske (sl. 5).

Mlajši konglomeratni zasip se nadaljuje vzhodno od Bratrance, kjer je prekrit z moreno, v konglomeratni terasi zahodno od Mošenj in v brezjanski terasi. Po strmem zahodnem delu brezjanske terase je sklepal Šifrer na bližino ledenika.

Na robu terase pri Brezjah so v gramozni jami lepo razgaljene plasti mlajšega konglomeratnega zasipa. Zgoraj prevladuje zelo debel in že popolnoma sprijet konglomerat, spodaj, neposredno na terciarnih plasteh, pa leži droben in zelo malo sprijet prod.

Na desnem bregu Save je mlajši konglomeratni zasip ohranjen v terasi pri Prezrenju in v malem terasnem ostanku pri Poljščici. Ta terasa se nadaljuje v terasi južno od Bistrice. Med Kamno gorico in Prezrenjem ta zasip na desnem bregu Save ni nikjer ohranjen.

Ob brdsko moreno je na Brdski planoti prislonjena würmska morena, iz katere sestoji Dobrava. Imenujem jo dobravsko-šmidolska morena. Na levem bregu Save je namreč dobravski moreni ekvivalentna šmidolska morena. Na površju morene so pogostni apneni in porfirski bloki, v cestnem vseku iz zaselka Na hribu v Lancovo pa je morena s številnimi oraženci lepo razkrita. Proti jugovzhodu prehaja v prodni zasip, ki pa je ohranjen le v neznatnih terasnih ostankih v Lancovski dolini (višina 490 m), prislonjenih ob mlajši konglomeratni zasip.

Na levem savskem bregu so po Kuščerjevem (1955) opisu enake razmere. Prodni zasip se nadaljuje od šmidolskih moren v prodni terasi južno od Bratrance (kota 487 m) na drugi breg Zgoše (višina 480 m) in prek Mošenjskega potoka ob južnem robu brezjanske terase (višina 470 do 463 m) v ljubensko teraso (višina 451 m). Prodni zasip pod Brezjami in v ljubenski terasi je zelo droben, prav tako kot v nakelski dolini.

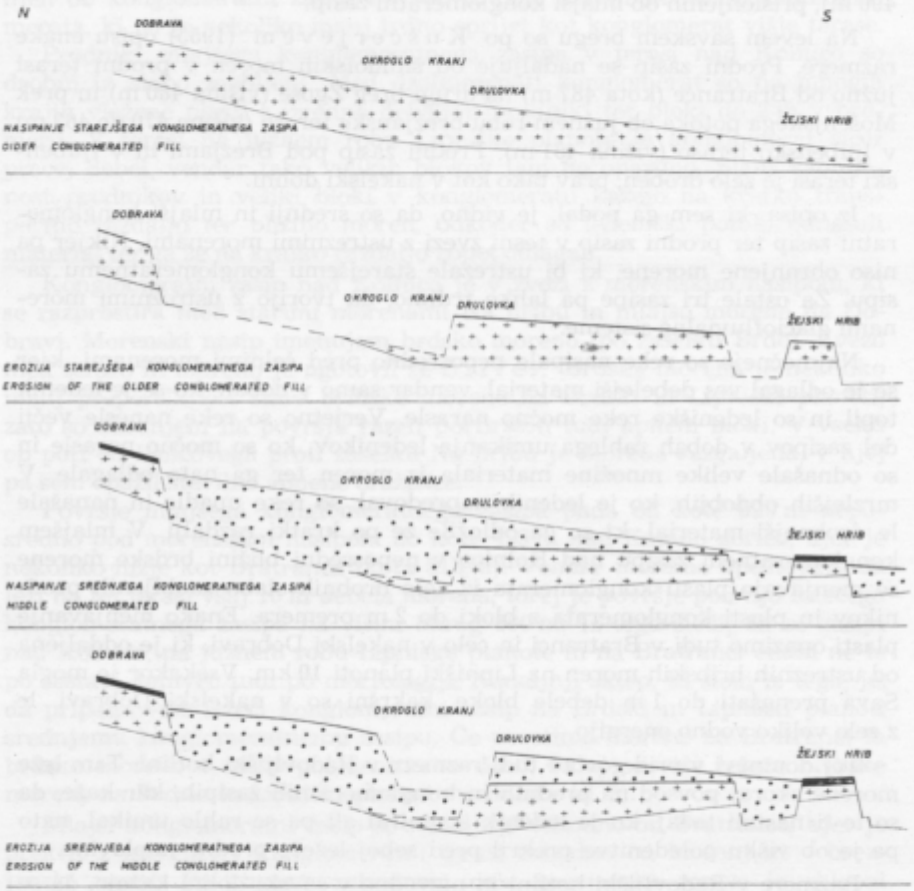
Iz opisa, ki sem ga podal, je vidno, da so srednji in mlajši konglomeratni zasip ter prodni zasip v tesni zvezi z ustreznimi morenami. Nikjer pa niso ohranjene morene, ki bi ustrezale starejšemu konglomeratnemu zasipu. Za ostale tri zasipe pa lahko trdimo, da tvorijo z ustreznimi morenami glaciofluvialne sisteme.

Najmočneje so reke nasipale neposredno pred čelnimi morenami, kjer se je odlagal ves debelejši material, vendar samo v dobah, ko se je ledenik topil in so ledeniške reke močno narasle. Verjetno so reke nanesle večji del zasipov v dobah rahlega umikanja ledenikov, ko so močno narasle in so odnašale velike množine materiala iz moren ter ga nato odlagale. V mrzlejših obdobjih, ko je ledenik napredoval, so reke upadle in nanašale le drobnejši material, ki so ga odložile že po kratki razdalji. V mlajšem konglomeratnem zasipu nad Kolnico v neposredni bližini brdske morene se menjavajo plasti konglomerata iz zelo drobnih slabo zaobljenih prodnikov in plasti konglomerata z bloki do 2 m premera. Enako menjavanje plasti opazimo tudi v Bratranci in celo v nakelski Dobravi, ki je oddaljena od ustreznih hribskih moren na Lipniški planoti 10 km. Vsekakor je mogla Sava prenašati do 1 m debele bloke, kakršni so v nakelski Dobravi, le z zelo veliko vodno energijo.

Tej domnevi v prid govore tudi razmere v Radovljiški kotlini. Tam leže morene skoraj povsod na prodnih in konglomeratnih zasipih, kar kaže, da so le-ti nastali tedaj, ko je ledenik stagniral ali pa se rahlo umikal, nato pa je ob višku poledenitve prekril pred seboj ležeče prodne naplavine.

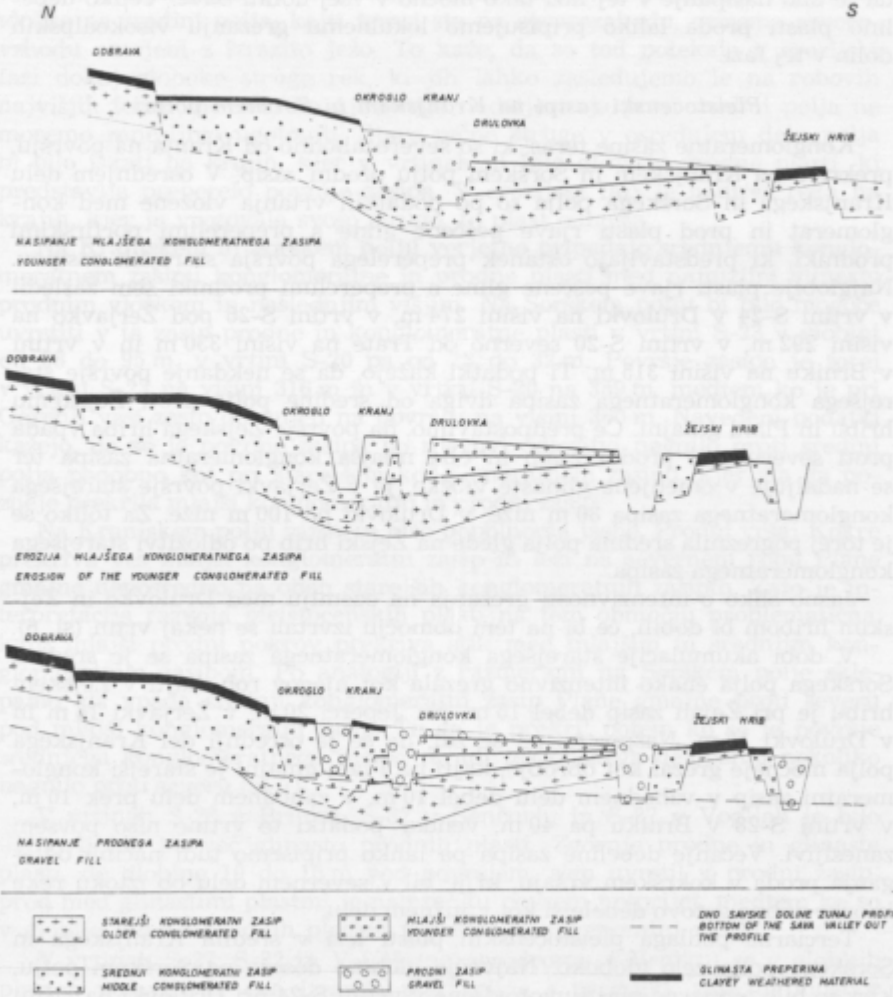
Razmere v Radovljiški kotlini in nizvodno v savski dolini kažejo, da se je prod v manjši meri odlagal tudi v interstadialih in v postwürmski dobi. V Radovljiški kotlini so po Kuščerjevih (1955) ugotovitvah nastale v enem od würmskih interstadialov deltaste plasti III. terase. V savski dolini so po Ilešiču (1935) med Radovljico in Kranjem ohranjene številne postwürmske prodne terase. Nastale so v obdobjih, ko je erozija stagnirala in je Sava nasula tanke plasti proda.

Verjetno so reke občasno nanašale prod tudi v interglacialnih obdobjih v presledkih med splošnim poglabljanjem. Debelina prodnih naplavin, ki so jih reke odložile v teh presledkih, je bila majhna. V glacialni dobi, ko



Sl. 6. Shematski prikaz razvoja konglomeratnih in prodnih zasipov na Sorškem polju

Fig. 6. Schematic presentation of the development of the conglomerated and gravel fills on Sorško polje


N
S
DOBRAVA
OKROGLO KRANJ
DRULOVKA
ŽEJSKI HRIB
NASIPANJE MLAJŠEGA KONGLOMERATNEGA ZASIPA
YOUNGER CONGLOMERATED FILL
DOBRAVA
OKROGLO KRANJ
DRULOVKA
ŽEJSKI HRIB
EROZIJA MLAJŠEGA KONGLOMERATNEGA ZASIPA
EROSION OF THE YOUNGER CONGLOMERATED FILL
DOBRAVA
OKROGLO KRANJ
DRULOVKA
ŽEJSKI HRIB
NASIPANJE PRODNEGA ZASIPA
GRAVEL FILL
STAREJŠI KONGLOMERATNI ZASIP
OLDER CONGLOMERATED FILL
SREDNJI KONGLOMERATNI ZASIP
MIDDLE CONGLOMERATED FILL
MLAJŠI KONGLOMERATNI ZASIP
YOUNGER CONGLOMERATED FILL
PRODNI ZASIP
GRAVEL FILL
DNO SAVSKE DOLINE ZUNAJ PROFILA
BOTTOM OF THE SAVA VALLEY OUT OF THE PROFILE
GLINASTA PREPERINA
CLAYEY WEATHERED MATERIAL

so reke začele močneje nasipati, so postopno popolnoma prekrile vse prodne terase, ki so nastale v fazi erozije; zato niso nikjer vidne.

Nastanek debelih konglomeratnih plasti v Vratih, Kotu in Kranjski gori, ki jih je Rakovec (1949) uvrstil v zadnji interglacial, še ni pojasnjen. Po Rakovcu se je zadnji interglacial začel z erozijo, ki ji je sledilo nasipanje, nato pa se je pred würmsko poledenitvijo zopet uveljavila erozija. V akumulacijski fazi med obema erozijskima fazama so bile v riško-würmskem interglacialu odložene debele plasti proda. Ni pa nujno, da je bilo nasipanje v tej fazi tako močno v vsej dolini Save. Veliko debelino plasti proda lahko pripisujemo lokalnemu grezanju visokoalpskih dolin v tej fazi.

Pleistocenski zasipi na Kranjskem in Sorškem polju

Konglomeratne zasipe teras, ki so severozahodno od Kranja na površju, prekriva na Kranjskem in Sorškem polju prodni zasip. V osrednjem delu Kranjskega in Sorškega polja so po podatkih vrtanja vložene med konglomerat in prod plasti rjave peščene gline s preperelimi porfirskimi prodniki, ki predstavljajo ostanek preperelega površja starejših zasipov. Najgloblje plasti rjave peščene gline s preperelimi prodniki sem zasledil v vrtini S-24 v Drulovki na višini 274 m, v vrtini S-26 pod Žerjavko na višini 292 m, v vrtini S-20 severno od Trate na višini 330 m in v vrtini v Brniku na višini 315 m. Ti podatki kažejo, da se nekdanje površje starejšega konglomeratnega zasipa dviga od sredine polja proti Žejskemu hribu in Plani gmajni. Če predpostavimo, da površje Žejskega hriba vpada proti severu pod prodni zasip in oba mlajša konglomeratna zasipa ter se nadaljuje v omenjene glinaste vložke, je v Žerjavki površje starejšega konglomeratnega zasipa 80 m niže, v Drulovki pa 100 m niže. Za toliko se je torej pogreznila sredina polja glede na Žejski hrib po odložitvi starejšega konglomeratnega zasipa.

Jasno sliko o intenzivnosti grezanja na ozemlju med Drulovko in Žejskim hribom bi dobili, če bi na tem območju izvrtali še nekaj vrtin (sl. 6).

V dobi akumulacije starejšega konglomeratnega zasipa se je sredina Sorškega polja enako intenzivno grezala kot njegov rob, kajti v Žejskem hribu je pri Žejah zasip debel 15 m, pri Jeperci 20 m, v Žerjavki 16 m in v Drulovki 17 m. Nasprotno pa se zdi, da se je osrednji del Kranjskega polja močneje grezal kot obrobje, kajti na Plani gmajni je starejši konglomeratni zasip v vzhodnem delu debel 10 m, v zahodnem delu prek 10 m, v vrtini S-28 v Brniku pa 40 m, vendar podatki te vrtine niso povsem zanesljivi. Večanje debeline zasipa pa lahko pripišemo tudi načinu odlaganja proda v kokrškem vršaju, ki je bil v severnem delu ob iztoku reke iz ozke doline gotovo debelejši kot v južnem delu.

Terciarna podlaga pleistocenskih plasti leži v sredini Kranjskega in Sorškega polja zelo globoko. Največjo globino doseže na Sorškem polju, kjer so bile terciarne plasti ugotovljene v vrtini S-24 pri Drulovki na višini 257 m in v vrtini S-19 na Meji na višini 261 m. Osrednja kotanja na Sorškem polju se nadaljuje na Kranjsko polje, kjer je nekoliko plitvejša. V vrtini S-32 pri Šenčurju je terciarna podlaga na višini 300 m, v vrtini S-27 v Vogljah na 394 m, v vrtini S-28 pri Brniku pa na 275 m. Robovi

kotanje se precej strmo dvigajo proti zahodu, severu in jugu. Skupna debelina pleistocenskih plasti v osrednjem delu kotanje skoraj povsod presega 100 m.

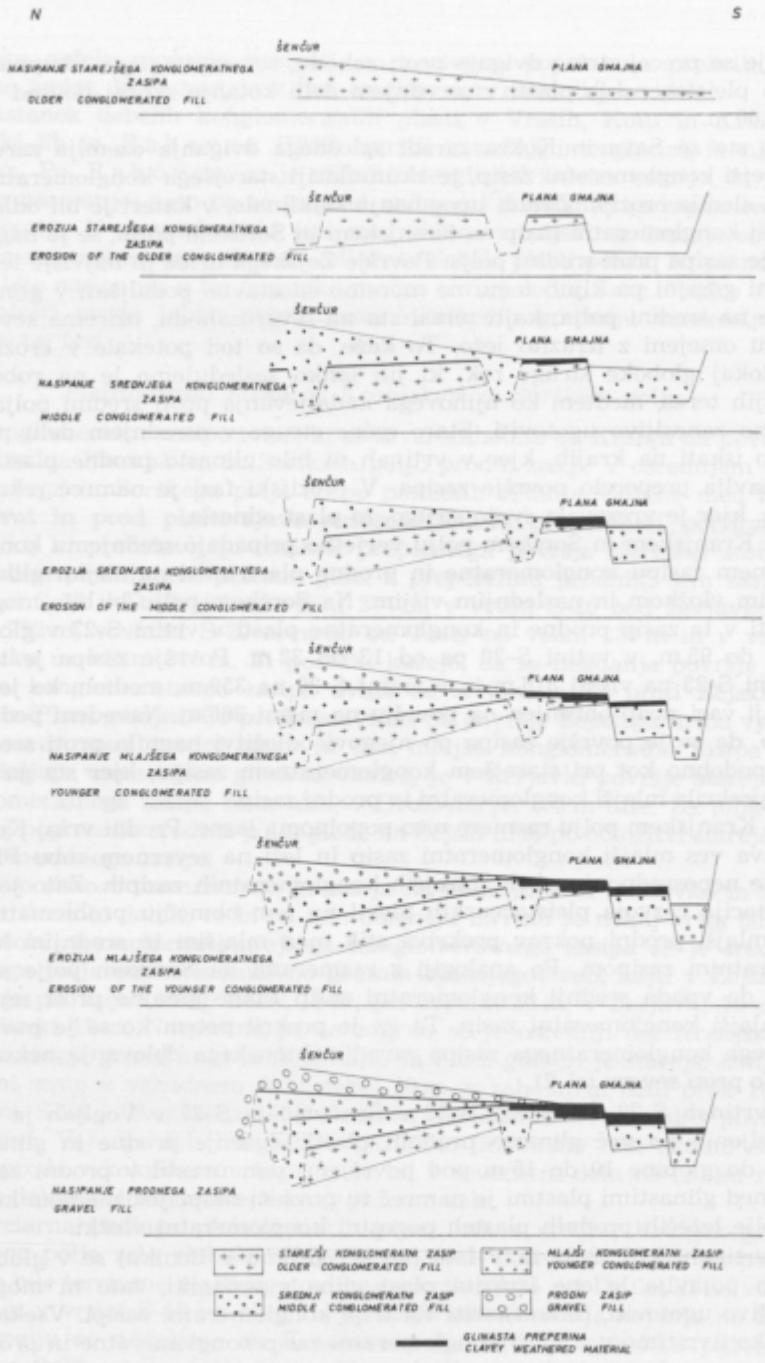
Ko sta se Sava in Kokra zaradi splošnega dviganja ozemlja zarezali v starejši konglomeratni zasip, je akumulaciji starejšega konglomeratnega zasipa sledila erozija. Zaradi upogibanja sinklinale, v kateri je bil odložen starejši konglomeratni zasip na Kranjskem in Sorškem polju, se je nagnilo površje zasipa proti sredini polja. Površje Žejskega hriba in najvišje terase v Plani gmajni pa kljub temu ne moremo enostavno podaljšati v glinaste vložke na sredini polja, kajti terasi sta na severozahodu, oziroma severovzhodu omejeni z izrazito ježo. To kaže, da so tod potekale v erozijski fazi dokaj globoke struge rek, ki jih lahko zasledujemo le na robovih najvišjih teras, medtem ko njihovega nadaljevanja proti sredini polja ne moremo zanesljivo ugotoviti. Stare rečne struge v osrednjem delu polja bi bilo iskati na krajih, kjer v vrtinah ni bilo glinasto prodne plasti, ki predstavlja preperelo površje zasipa. V erozijski fazi je namreč reka na krajih, kjer je vrezovala svojo strugo, to plast odnesla.

Na Kranjskem in Sorškem polju verjetno pripadajo srednjemu konglomeratnem zasipu konglomeratne in prodne plasti med najnižjim glinasto prodnim vložkom in naslednjim višjim. Na Sorškem polju bi bilo mogoče uvrstiti v ta zasip prodne in konglomeratne plasti v vrtini S-23 v globini od 56 do 95 m, v vrtini S-20 pa od 13 do 32 m. Površje zasipa je torej v vrtini S-23 na višini 316 m in v vrtini S-20 na 359 m, medtem ko je pri Gorenji vasi zasip ohranjen na površju na višini 360 m. Navedeni podatki kažejo, da se je površje zasipa po njegovi odložitvi nagnilo proti sredini polja podobno kot pri starejšem konglomeratnem zasipu, kjer sta ga pozneje prekrila mlajši konglomeratni in prodni zasip.

Na Kranjskem polju razmere niso popolnoma jasne. Prodni vršaj Kokre prekriva ves mlajši konglomeratni zasip in leži na severnem robu Plane gmajne neposredno na obeh starejših konglomeratnih zasipih. Zato je interpretacija razvoja pleistocenskih plasti na tem območju problematična, kajti mlajši prodni pokrov prekriva stik med mlajšim in srednjim konglomeratnim zasipom. Po analogiji z razmerami na Sorškem polje sklepamo, da vpada srednji konglomeratni zasip Plane gmajne proti severu pod mlajši konglomeratni zasip. Ta ga je prekril potem ko se je površje srednjega konglomeratnega zasipa zaradi tektonskega delovanja nekoliko nagnilo proti severu (sl. 7).

V vrtinah S-28 v Brniku, S-32 v Šenčurju in S-27 v Vogljah je bilo ugotovljenih po več glinasto prodnih plasti. Zgornje prodne in glinaste plasti, do globine 10 do 15 m pod površjem, sem uvrstil v prodni zasip; prod med glinastimi plastmi je namreč tu povsem nesprijet, medtem ko so v globlje ležečih prodnih plasteh pogostni konglomeratni vložki.

V vrtinah S-27, S-32 in V-I/48 (na aerodromu v Brniku) se v globljih plasteh pojavlja le ena izrazita plast gline s prodniki, zato ni mogoče zanesljivo ugotoviti, če so razviti vsi trije konglomeratni zasipi. Vsekakor pa lahko uvrstimo v srednji konglomeratni zasip konglomeratne in prodne plasti neposredno pod glinasto prodno plastjo, ki leži v vrtini S-27 v globini 41 m, v vrtini S-28 pa 21 m pod površjem.



Sl. 7. Shematski prikaz razvoja konglomeratnih in prodnih zasipov na Kranjskem polju in Plani gmajni

Fig. 7. Schematic presentation of the development of the conglomerated and gravel fills on Kranjsko polje and Plana gmajna

Površje srednjega konglomeratnega zasipa je na severnem robu Plane gmajne na višini 363 do 368 m, v vrtini V-I/48 na višini 362 m, v vrtini S-32 371 m, medtem ko je v vrtini S-27 zelo globoko, na višini 328 m.

Površje srednjega konglomeratnega zasipa se po teh podatkih sodeč skoraj vodoravno nadaljuje iz Plane gmajne proti severu, kjer ga prekrivata mlajši konglomeratni in prodni zasip. Le proti severozahodu v smeri Vogelj je nekoliko strmeje nagnjeno.

Na rjavi peščeni glini s porfirskimi prodniki preperelega površja srednjega konglomeratnega zasipa leži mlajši konglomeratni zasip. Ta je na Kranjskem polju in v osrednjem delu Sorškega polja prekrit s prodnim zasipom, le v zahodnem delu Sorškega polja v Smrekovi in Veliki Dobravi ter vzdolž Save med Prašami, Žejami in Svetjem se dviga nad prodni zasip. Proti severu vpada mlajši konglomeratni zasip Velike Dobrave pod prodni vršaj Save. Zasip pada proti jugovzhodu od višine 365 do 355 m. Strmec zasipa je 5 ‰. V skrajnem severnem delu je površje popolnoma ravno in vpada pod prodni zasip. Po podatkih vrtin S-20 in S-18 je na površju 2,3 do 3,1 m debela plast rjave peščene gline, pod njo pa se menjavajo prodne in konglomeratne plasti. Mlajšemu konglomeratnemu zasipu prištevam le prodne in konglomeratne plasti do najvišjega glinasto prodnega vložka, ki leži v vrtini S-20 v globini 13 m.

Istemu zasipu pripada tudi terasa na ozemlju med Prašami, Mavčičami, Mošami, Podrečo, Žejami in Svetjem. Terasa se dviga do 5 m nad prodni zasip, proti severu pa vpada pod njega. Terasa je namreč med Mavčičami in Prašami rahlo nagnjena proti severu in je zato razumljivo, da jo pri Prašah prekriva prodni zasip, ki je močno nagnjen proti jugu (strmec 6 ‰). Pri Mavčičah je površje prodnega zasipa okrog 3 m niže od konglomeratne terase, prav tako tudi pri Podreči, medtem ko je višinska razlika pri Žejah 5 m. Od Mavčič proti Podreči je mlajši konglomeratni zasip strmeje nagnjen (strmec 6 ‰), zato je višinska razlika med konglomeratnim in prodnim zasipom konstantna. Med Podrečo in Svetjem ni opaziti nobenega strmca površja, kar kaže, da se je nagnilo proti severu, oziroma se je južni rob dvignil. V skladu z dvignjenim južnim robom se poveča višinska razlika med prodnim in konglomeratnim zasipom na 5 m. V prid teze o nagibanju konglomeratnega zasipa govorijo tudi rahlo proti severu nagnjene konglomeratne plasti pri smledniškem mostu, ki leže na terciarni sivici. Zasip prekriva rjava peščena glina, debela 2 do 3 m.

Debelina zasipa je znana le na južnem robu med Žejami in Svetjem, kjer se nad Savo in Soro kaže terciarna sivica. Debelina niha od 15 do 24m . V osrednjem in severnem delu terase ni podatkov o debelini tega zasipa, ker v savski soteski nisem zasledil nobenih glinasto prodnih vložkov med konglomeratnimi plastmi, po katerih bi mogel sklepati na njegovo debelino. Verjetno so bili ti vložki zaradi erozije pred nasipanjem mlajšega konglomeratnega zasipa odneseni.

V osrednjem in severnem delu Sorškega polja ter na Kranjskem polju severno od Plane gmajne je mlajši konglomeratni zasip prekrit z največ 10 m debelo plastjo proda. Prodni zasip je debelejši le v fosilni savski strugi, ki poteka od Drulovke proti Jeperci, in verjetno v stari kokrški strugi, katere potek ni točno znan (sl. 8).

Iz podatkov vrtanja vidimo, da je pod prodnim zasipom povsod, razen v fosilnih strugah, ohranjeno preperelo glinasto površje mlajšega konglomeratnega zasipa. Preperina pa je tanjša kot v Veliki in Smrekovi Dobravi, kjer mlajši konglomeratni zasip ni prekrit s prodom. Stanjšanje vrhnje glinaste plasti je mogoče razlagati z rahlo bočno erozijo, med katero je reka odnesla del preperele plasti, potem ko je zapolnila s prodom staro strugo in se na široko razlila po polju. Šele na to, nekoliko erodirano površje, je odložila prod.

Severno od Meje in na Kranjskem polju leži prodni zasip na nestanjšani glinasti plasti, ki prekriva mlajši konglomeratni zasip. Razlog za to je iskati v zelo položnem površju reliefa na tem območju. Ko se je reka razlila iz ozke in strmo nagnjene doline nad Kranjem, je le odlagala in si sčasoma nasula dokaj strm vršaj.

Po končanem nasipanju mlajšega konglomeratnega zasipa sta začeli Sava in Kokra močno erodirati. Na Sorškem polju si je v tej dobi Sava vrezala v konglomerat 35 do 40 m globoko strugo, ki je potekala, kot je pokazalo vrtanje od Drulovke prek vrtin S-24, S-23, S-15 in nato med Senico in Jeperco do Sore. Južno od Jeperce in Senice je erozija odstranila ves konglomerat starejših zasipov in je stara struga vrezana v terciarne plasti.

Na Kranjskem polju je bilo mogoče ugotoviti zasuto staro strugo, ki jo je verjetno izdolbla Kokra, le pri Dragočajni, njenega nadaljevanja proti severu in jugu pa ne poznamo zanesljivo. Vsekakor je možno, da je stara struga Kokre potekala v bližini današnje savske struge proti Primskovemu, kjer se kanjon Kokre precej razširi in na levem bregu ni več opaziti konglomerata, ampak le prodni nanos.

Vrezovanje je bilo posledica splošnega dviganja ozemlja, ki pa je bilo zelo neenakomerno. Na Kranjskem in Sorškem polju se je najbolj dvigalo obrobje, verjetno zaradi sinklinalnega upogibanja terciarnih in na njih ležečih pleistocenskih plasti. Dokaz za taka tektonska premikanja je deformirano površje mlajšega konglomeratnega zasipa.

Vrezovanju je sledilo zasipanje, ki ga je povzročilo bodisi stagniranje v dviganju, rahlo grezanje ozemlja ali pa poledenitev. V dobi zasipanja so reke zapolnile stare struge, se nato na široko razlile in odložile obsežne vršaje.

Največji obseg zavzemajo naplavine prodnega zasipa na Kranjskem in Sorškem polju v starih vršajih Save in Kokre. Po podatkih vrtin sklepamo, da je prodni zasip na Sorškem polju povečini tanek in prekriva preperelo površje mlajšega konglomeratnega zasipa. Prodni zasip pa je znatno debelejši v stari savski strugi, ki si jo je Sava vrezala v erozijski fazi po končani akumulaciji mlajšega konglomeratnega zasipa. Med Jeperco in Senico, kjer leži ta zasip neposredno na terciarnih plasteh, je debel do 38 m. V vrtini S-14 pri Senici leži pod prodom 3,3 m debela plast šote, ki ji Šercelj po sestavi peloda pripisuje interglacialno ali interstadialno starost, najverjetneje pa pripada zadnjemu interglacialu, ker ne vsebuje nobenih starejših elementov. Pod šoto leži okrog 3 m debela plast peska z neapnenim prodom, pod njim pa sivica. Prod nad šoto je vsekakor mlajši od zadnjega interglaciala, torej je würmske starosti (sl. 9).

V osrednjem delu Sorškega polja v stari zasuti savski strugi ni mogoče v vrtinah vedno zanesljivo ločiti prodnega od starejših zasipov, ki povečini niso sprijeti. Edina opora za razlikovanje je značilna siva barva prodnega zasipa, medtem ko so starejši zasipi svetlo sivi, rumenkasti in rumenkasto rjavi. Razen tega vsebuje prod starejših zasipov pogostne vložke konglomerata, pa tudi prod je zelo močno zbit, kar se je pokazalo v počasnejšem napredku vrtanja.

Po podatkih vrtine S-24 pri Drulovki je prodni zasip debel 42 m, seveda če je bila meja s konglomeratnim zasipom pravilno določena.

Stara zasuta savska struga poteka po podatkih vrtin in kartiranja od Drulovke, kjer je široka le nekaj sto metrov, prek vrtin S-24, S-23, S-15 proti Jeperci in Senici, kjer se razširi na 1200 m. V vrtini S-19 na Meji je bilo zgoraj 6 m proda, pod njim pa je bil konglomerat. Stara struga torej poteka bodisi med cesto in to vrtino, ali pa med vrtino S-19 in Prašami. Bolj verjetno je, da poteka vzhodno od vrtine S-19, kajti podaljšana os stare struge od Drulovke prek vrtin S-24 in S-23 poteka 200 m vzhodno od vrtine S-19. Približno 200 m od vrtine S-16 proti Jeperci je v gramozni jami opaziti na strani, ki je obrnjena proti cesti, konglomerat že okrog 2 m pod površjem, medtem ko sestoji nasprotna stena gramoznice le iz proda do dna 6 m globoke jame. Gramozna jama je torej izkopana v desni breg stare zasute savske struge.

Ko je Sava popolnoma zasula svojo strugo, se je na široko razlila po polju in odložila prodni vršaj na tektonsko že nekoliko premaknjen mlajši konglomeratni zasip. Prodne naplavine niso bile odložene samo v smeri Jeperce, ampak tudi proti Škofji Loki, kjer doseže prod debelino 10 m. Tu leži prod na glinastih plasteh zahodnega obrobja polja.

Na severnem in južnem obrobju Sorškega polja leži prodni zasip niže kot mlajši konglomeratni zasip, medtem ko ga v osrednjem delu polja prekriva. Ta pojav si je mogoče razlagati le z upogibanjem mlajšega konglomeratnega zasipa proti sredini ter z relativnim dviganjem obrobja in grezanjem osrednjega dela. Zasip se je upognil v erozijski fazi po končanem zasipavanju, ko se je celotno ozemlje dvigalo.

Povprečen strmec vršaja je 4 ‰, torej je enak kot med Polico in Šmartnim pri Kranju.

Na Kranjskem polju stare struge Kokre ni mogoče zanesljivo slediti. Le pri Dragočajni sem našel na levem savskem bregu, ki je sicer zgrajen iz konglomerata, ozko, s prodom zapolnjeno strugo. Njeno dno leži nekaj metrov nad rečno gladino. Skoraj gotovo je ta stara struga nekdanja struga Kokre, ki poteka od tod verjetno v neposredni bližini sedanje savske struge proti Primskovemu, kjer se verjetno stara struga stika z današnjo. Južno in severno od Primskovega sestoji ves levi kokrški breg iz konglomerata, zato lahko leži vtok v staro strugo le na tem kraju, kjer na levem bregu ni opaziti konglomerata.

Prodni zasip prekriva na Kranjskem polju v obliki vršaja preperelo površje mlajšega konglomeratnega zasipa, vendar so po podatkih vrtanja že v prodni zasip vložene številne glinaste plasti. Prodnega zasipa tudi tu ne moremo zanesljivo ločiti od konglomeratnega, ker tudi ta povečini še

ni sprijet, vendar so v njem pogostni konglomeratni vložki. Debelina prodnega zasipa ni velika, največ 15 m.

Vršaj je bil nasut, kot na Sorškem polju, šele potem, ko je Kokra zasula svojo staro strugo do vrha in se razlila po polju. Ker se je površje konglomeratnih zasipov močno nagnilo proti sredini polja, leži prodni vršaj z južnim in jugovzhodnim robom neposredno na srednjem in celo starejšem konglomeratnem zasipu.

Občasno je Kokra prodrla po eni izmed številnih zdaj suhih dolin v Plani gmajni v Skaručensko kotlino, kjer je odložila prod na nekoliko pogreznjen mlajši konglomeratni zasip. Debelina prodnega zasipa po podatkih gramoznic ne presega 4 m.

V vzhodnem delu polja je izrazit vršaj Reke. Nasut je bil verjetno istočasno kot kokrški vršaj, ki sega na vzhodu le do Brnika. Med Brnikom in Mengeškim poljem ne opazimo prodnih naplavin, kar kaže, da v to smer Kokra tudi občasno ni več prodrla, verjetno zaradi močnega zasipanja Reke, ki je Kokro odrivala proti zahodu. Po podatkih vodnjakov v Lahovčah in Nasovičah tam prevladuje »grumpež« z vložki proda in konglomerata.

Strmec kokrškega vršaja je v zgornjem delu 12 ‰, pod Šenčurjem pa 9 ‰. Prodni vršaj Reke je mnogo bolj strm, saj doseže 26 ‰.

Od Sorškega polja sledimo prodni zasip proti Ljubljanskemu polju, kjer prekriva mlajši konglomeratni zasip enako kot na Kranjskem in Sorškem polju. Pri Pirničah je površje zasipa na višinah 340 do 333 m. Nizvodno od tod je ohranjen prodni zasip na desnem bregu Save pri Mednem, kjer leži na višini 324 m, pri Stanežičah na višini 323 m, pri Vižmarjih pa se zasip zelo razširi in prekriva velik del Ljubljanskega polja.

Po končani akumulaciji prodnega zasipa so reke začele vrezovati svoje sedanje struge. Ker je bilo vrezovanje večkrat prekinjeno, so nastale neposredno ob rečnih dolinah akumulacijske in erozijske terase.

Najbolj izrazita in največja je erozijska terasa med Šmartnim pri Kranju in Prašami. Široka je 500 m do 1 km in leži 3 do 4 m niže od površja Sorškega polja. Zarezana je povečini v prod, v bližini soteske Save pa tudi v konglomerat. Južno od Praš terasa izgine.

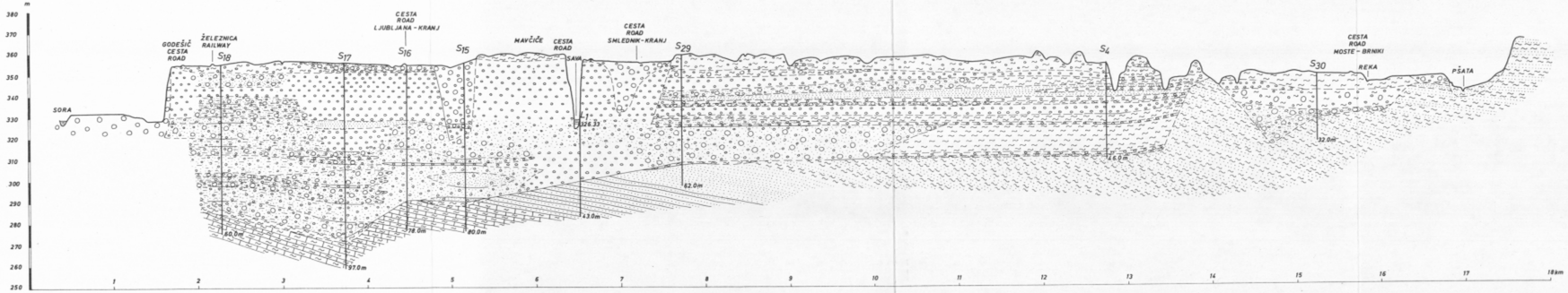
Enaka široka terasa je tudi na levem bregu Save med Prebačevim in Mošami. Njena ježa poteka jugozahodno od Voklega prek ceste Voklo—Trboje, kjer jo sestavlja prod, nato pa se priključi na konglomeratni zahodni rob Plane gmajne, ki predstavlja mejo med srednjim in mlajšim konglomeratnim zasipom. Površje terase leži okrog 4 m niže kot površje prodnega zasipa na desnem bregu Save na Sorškem polju. Severno od Trboj je terasa na nadmorski višini 362 m, na zgornjem robu ježe pri Jami pa je površje prodnega zasipa na koti 366 m, razlika je torej 4 m. Terasa je nastala z vrezovanjem Save, ki je pri Prašah prešla na levi breg in tekla mimo Trboj in Moš proti Dragočajni. Od današnje struge jo je ločila konglomeratna bariera mlajšega konglomeratnega zasipa, ki se pri Mošah dviga okrog 5 m nad teraso.

Fazi bočne erozije, v kateri je nastala ta terasa, je sledila faza navpične erozije, ko si je Sava vrezala današnjo epigenetsko dolino med Drulovko in Medvodami.

SL. 9
FIG. 9

GEOLOŠKI PRESEK GODEŠIČ - MAVČIČE - KLANEC
TRANSVERSE GEOLOGIC SECTION GODEŠIČ - MAVČIČE - KLANEC

W



E

LEGENDA
LEGEND

HOLOCEN IN ML. PLEISTOCEN
HOLOCENE AND THE YOUNGEST PLEISTOCENE

- PROD S PESKOM — GRAVEL WITH SAND
- DEBEL PROD S PESKOM — COARSE GRAVEL WITH SAND
- DEBEL PROD IN SAMICE S PESKOM — COARSE GRAVEL AND BOULDERS WITH SAND
- DROBEN PROD S PESKOM — FINE GRAVEL WITH SAND
- GLINA — CLAY

PLEISTOCENSKI PRODNI ZASIP
PLEISTOCENE GRAVEL FILL

- RJAVA PEŠČENA GLINA S PREPERELIMI PRODNIKI — BROWN SANDY CLAY WITH WEATHERED PEBBLES
- PROD Z RJAVO GLINO — GRAVEL WITH BROWN CLAY
- KONGLOMERAT — CONGLOMERATE
- PESEK IN PEŠČENJAK — SAND AND SANDSTONE
- PROD S PESKOM; VLOŽKI KONGLOMERATA — GRAVEL WITH SAND; INTERCALATIONS OF CONGLOMERATE

PLEISTOCENSKI KONGLOMERATNI ZASIPI
PLEISTOCENE CONGLOMERATED FILLS

TRIAS
TRIASSIC
- APNENEC — LIMESTONE

PLEISTOCENSKI KONGLOMERATNI ZASIPI
PLEISTOCENE CONGLOMERATED FILLS

- PESEK Z PRODNIKI — SAND WITH PEBBLES
- DROBEN PROD S PESKOM — FINE GRAVEL WITH SAND
- DROBEN PROD S PESKOM IN MELJEM — FINE GRAVEL WITH SAND AND SILT
- DEBEL PROD S PESKOM IN MELJEM — COARSE GRAVEL WITH SAND AND SILT
- SIVA IN RJAVA GLINA — GRAY AND BROWN CLAY

MIOCEN IN OLIGOCEN
MIOCENE AND OLIGOCENE

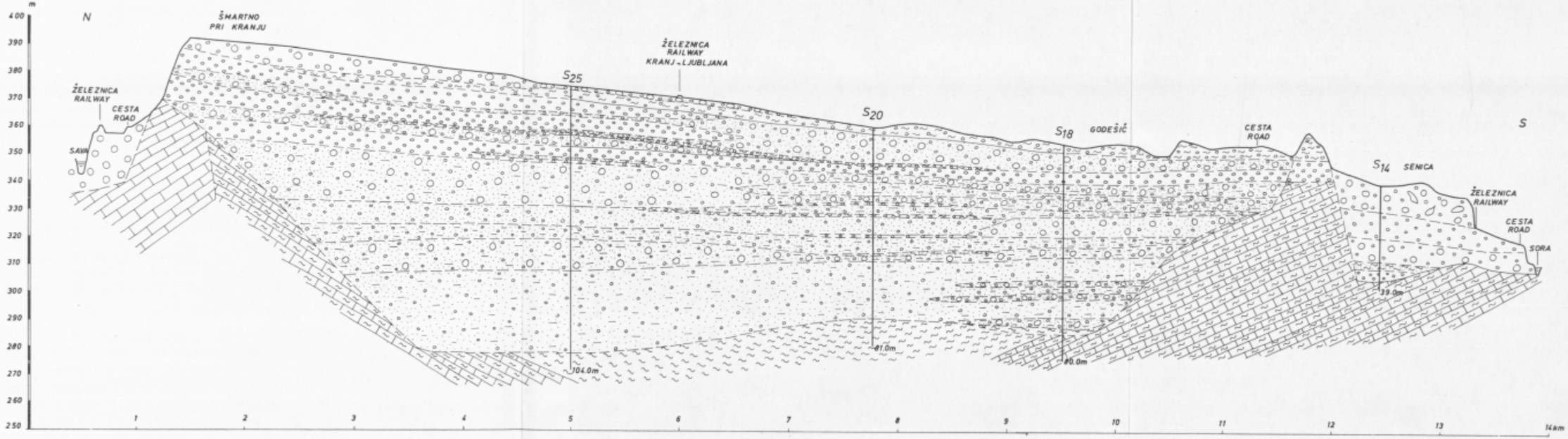
- LAPOR — MARL
- SIVA GLINA — GRAY CLAY
- SIV PESEK — GRAY SAND
- SIV PEŠČENJAK — GRAY SANDSTONE
- SIV PESEK Z VLOŽKI GLINE — GRAY SAND WITH INTERCALATIONS OF CLAY

S29 VRTINA — BOREHOLE

SL. 9
FIG. 9

VZDOLŽNI GEOLOŠKI PRESEK KRANJ - SENICA
LONGITUDINAL GEOLOGIC SECTION KRANJ - SENICA

LEGENDA NA SL. 8
EXPLANATION IN THE FIG. 8



Južno od Moš je še ena erozijska terasa, ki je okrog 3 m nižja in jo moremo pripisati le savski eroziji. Na vzhodu jo loči od mlajšega konglomeratnega zasipa okrog 5 m visoka ježa, v kateri vidimo ponekod konglomerat.

Še nižje in mlajše terase, ki jih prekriva povečini tanka plast proda, so pri Bregu, Prašah, Trbojah in pri Zbiljah.

Severozahodno od Kranja so se nižje terase ohranile pri Okroglem, kjer jih prekriva prod, kar kaže, da je v presledkih med erozijo Sava tudi akumulirala.

Pleistocenski zasipi na južnem in jugovzhodnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja

Na južnem in jugovzhodnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja imajo konglomeratni zasipi obliko teras, podobno kot severozahodno od Kranja. Obrobje se je močneje dvigalo kot osrednji del polja ter se obenem nagnilo proti severu, zato so se tu ohranili konglomeratni zasipi v obliki teras, ki vpadajo proti severu pod prodni zasip.

Na južnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja je ohranjen starejši konglomeratni zasip v osrednjem delu Plane gmajne, v Žejskem hribu, v konglomeratni terasi pri Komendi in Gori. Konglomeratni terasi sta ostanek starega kokrškega vršaja.

Površje starejšega konglomeratnega zasipa je v Plani gmajni na višini 365 do 370 m in je vodoravno ali celo rahlo nagnjeno proti severozahodu. Na Tragarici je zasip prerezan s precej široko grapo, kjer prihaja na površje terciarni peščenjak na nadmorski višini 355 do 360 m. Prav tako so vidni terciarni skladi v ježi na severnem robu terase in v dolini potoka severno od Lokarij na nadmorski višini okrog 355 m.

Konglomerat prihaja na površje le na nekaj krajih na južnem in severnem robu terase, ki sestoji povečini le iz peščene gline s porfirskimi prodniki, ker je konglomerat že popolnoma preperel. Osrednji del terase v okolici kraja Na Tragarici sestoji iz glinastih plasti, kar dokazujejo popolnoma ravno površje brez vrtač in številni izviri na severnem robu terase, ki nato poniknejo v konglomerat niže ležečega srednjega konglomeratnega zasipa. V tem delu Plane gmajne ni bila doslej izvrtana še nobena vrtina, zato mi ni uspelo dobiti vzorcev pleistocenske gline, ki bi jih mogel na podlagi pelodnih analiz natančneje stratigrafsko uvrstiti. Po svoji legi je starejša od gline iz Lokarij, ki jo je Šercelj po pelodnih analizah uvrstil v zgornji del starejšega ali spodnji del mlajšega pleistocena. Vrh Plane gmajne moramo torej vsekakor uvrstiti v starejši pleistocen. Ker sta južno od najvišje terase v Plani gmajni razviti še dve nižji konglomeratni terasi, jo uvrščam prav tako kot Vojvodni boršt in druge najvišje terase nad Kranjem v najstarejši pleistocen, tj. v starejši konglomeratni zasip.

Debelina zasipa v vzhodnem delu Plane gmajne ne presega 10 m, medtem ko v zahodnem delu ni znana. Verjetno je zasip v tem delu znatno debelejši, kar kaže, da se je ozemlje v dobi akumulacije neenakomerno grezalo, in sicer najbolj v severozahodnem delu. Možno je tudi, da je bilo že terciarno površje pred odložitvijo zasipa močno razrezano.

Stari konglomeratni zasip v zahodnem delu Plane gmajne je nanos Save ali Kokre. V vsakem primeru bi moralo biti njegovo površje nagnjeno proti vzhodu ali jugu. Iz specialke 1:25.000 pa vidimo, da je skoraj vodoravno, kar je mogoče pripisati le tektonskim premikom po odložitvi zasipa, pri katerem se je Plana gmajna nagnila proti severozahodu.

Plana gmajna in Žejski hrib ležita na južnem krilu kamniško-tuhinjske sinklinale. Premiki pleistocenskih teras kažejo, da se je sinklinalno gubanje nadaljevalo še v kvartarju.

V erozijskih fazah se je celotna sinklinala dvigala, vendar zaradi neprestanega upogibanja močneje na robovih kot v sredini.

Na taka premikanja kažejo tudi odnosi med starejšim ter srednjim konglomeratnim zasipom na severozahodnem robu Plane gmajne. Proti severozahodu postaja namreč višinska razlika med njunim površjem vse manjša in končno izgine. Zato ju ni mogoče točno razmejiti. Razlago za ta pojav je iskati v tektonskih premikih, ko sta se terciarna podlaga in z njo vred starejši konglomeratni zasip pred pričetkom akumulacije srednjega konglomeratnega zasipa nagnila proti severu in postala veliko bolj položna. Ko se je končala akumulacija srednjega konglomeratnega zasipa, ki je bil normalno nagnjen proti jugu, je ta prekril severozahodni rob starejšega konglomeratnega zasipa, jugovzhodno od tod pa je zaradi večjega naklona že prišel pod starejši konglomeratni zasip.

Dviganje južnega krila terciarne sinklinale, oziroma njeno upogibanje, je bilo močnejše na zahodu; kajti le tako si je mogoče razložiti, da je površje starejšega konglomeratnega zasipa v Žejskem hribu, ki leži okrog 4 km južneje kot Plana gmajna, na isti nadmorski višini (okrog 370 m).

Pod Žejskim hribom leži terciarna podlaga na višini 355 m, medtem ko je njegovo površje na višini 370 m. Zasip je torej debel 15 m. Zasip je globoko preperel in močno zakrasel, saj so nekatere vrtače globoke 10 m. Konglomerat prihaja na površje le v spodnjem delu ježe terase. Zasip je prekrit z debelo plastjo rjave peščene gline s prodniki.

Zelo pomemben je ostanek starejšega konglomeratnega zasipa pri Verjah na južnem pobočju hriba s koto 433 m. Konglomerat leži na terciarni sivici na višini 365 m, medtem ko je površje zasipa na višini 370 m, torej na isti višini kot v Plani gmajni in Žejskem hribu, čeprav leži južneje od obeh. Dviganje je bilo torej pri Verjah močnejše kot v Žejskem hribu in Plani gmajni.

Starejšemu konglomeratnemu zasipu pripadata tudi terasi pri Komendi (višina 358 m) in pri Gori (višina 360 m). Dvigata se okrog 10 m nad srednji konglomeratni zasip. Konglomerat je debel le okrog 10 m, pod njim so vidne v ježi terase terciarne plasti.

Morda pripadata istemu zasipu tudi osamelca pri Lahovčah (kota 364 m) in Goričica (kota 356 m), vendar ni izključeno, da sestojita le iz terciarnih plasti.

Približno 5 do 10 m pod najvišjo teraso v Plani gmajni leži srednji konglomeratni zasip; iz njega sestoji večji del Plane gmajne severno in južno od najvišje terase.

Srednji konglomeratni zasip sega povečini na terciarno talnino starejšega konglomeratnega zasipa in jo prekriva. V osrednjem in vzhodnem

delu Plane gmajne, kjer se je starejši konglomeratni zasip dvignil, je bila gladina reke, ki je tekla v končni fazi nasipanja srednjega konglomeratnega zasipa ob robu najvišje terase, nižja od površja te terase; zato je ni mogla zasuti.

Na severnem robu najvišje terase v Plani gmajni srednji konglomeratni zasip ne sega na terciarno talnino starejšega konglomeratnega zasipa. Terciarne plasti so vidne v najnižjem delu ježe terase.

Površje srednjega konglomeratnega zasipa južno od najvišje terase v Plani gmajni je skoraj vodoravno in leži na višini 364 do 360 m. Severno od najvišje terase pa je nagnjeno proti jugovzhodu. Njegov strmec je tu 5 do 7 ‰.

Srednji konglomeratni zasip je prekrit z debelo plastjo rjave peščene gline s preperelimi porfirskimi prodniki. Preperina je po podatkih vrtin debela do 10 m.

Zahodni in severni del terase sestoji iz konglomerata in je močno zakrasel. Pogostne so vrtače do 10 m globine in globoke suhe doline. Ves jugovzhodni del Plane gmajne sestoji po podatkih kartiranja in vrtine S-4 iz glin z vložki konglomerata.

Šercelj (1960) je uvrstil gline iz Lokarij v hladno obdobje zgornjega dela starejšega ali spodnjega dela mlajšega pleistocena. Papp in za njim Pavlovec (1960) sta na podlagi številnih mehkužcev ugotovila, da so gline pleistocenske. Razen pri Lokarjih so razvite enake gline tudi v Plani gmajni, torej ni razloga, da bi jih imeli za mlajše, kar je domneval Šifrer. Analize peloda v vzorcih gline iz vrtine S-4 na robu Plane gmajne kažejo po Šerceljevem mnenju morda na riško ledeno dobo ali pa še na kako starejše obdobje.

Terciarna podlaga srednjega konglomeratnega zasipa je na Plani gmajni v vrtini S-4 na višini 310,5 m, medtem ko je pod starejšim konglomeratnim zasipom na višini 355 do 360 m. V erozijski fazi pred akumulacijo srednjega konglomeratnega zasipa so se torej reke zarezale skozi starejši konglomeratni zasip še 45 do 50 m globoko v terciarno podlago.

Glinasto površje srednjega konglomeratnega zasipa so razrezali potoki, Del terase, ki sestoji iz konglomerata, ima rahel strmec proti jugu oziroma jugovzhodu, vendar ga točno ni mogoče ugotoviti, ker je površje zelo valovito zaradi številnih vrtač in suhih dolin. Južni rob Plane gmajne je med Lokarji in Valburgo popolnoma raven, čeprav sestoji delno iz konglomerata. Prvotno je bil zasip verjetno nagnjen proti vzhodu; ob tektonskem delovanju pa se je nagnil v nasprotno smer in postal vodoraven. Pri nagibanju zasipa ter pod njim ležečih terciarnih plasti so se plastične gline v Lokarjih, kjer je bilo nagibanje najmočnejše, lokalno nagubale, kar je lepo vidno v glinokopu pri Lokarjih.

Na južnem robu Sorškega polja se dviga pri Gorenji vasi okrog 5 m nad najnižjo konglomeratno teraso majhen terasni osamelec, ki sestoji iz srednjega konglomeratnega zasipa. Na južnem robu so v železniškem vseku vidne terciarne plasti. Konglomerat je debel le do 15 m.

Južni rob Plane gmajne je odrezan proti niže ležeči suhi dolini z ježo, visoko okrog 20 m. Suha dolina poteka od Valburge prek Vodic proti Mostam. Sestoji iz konglomeratnih in prodnih plasti. Njena terciarna pod-

laga je po podatkih vrtanja okrog 20 m niže kot na južnem robu Plane gmajne v vrtini S-4.

Sestava zasipa je v vrtinah S-3 in S-4 različna, kar vidimo iz geološkega preseka vzdolž projektirane gorenjske avtomobilske ceste. Suha dolina je bila po teh podatkih več ali manj na debelo zasuta s prodom, potem ko se je reka (verjetno Sava) skozi ves srednji konglomeratni zasip zarezala še okrog 20 m globoko v terciarne plasti.

Zaradi pogrezanja severnega in severozahodnega dela Plane gmajne je mlajši konglomeratni zasip tu prekril srednjega. Na južnem robu Plane gmajne, kjer se je v erozijski fazi ozemlje močno dvignilo, zasipanje ni doseglo površja srednjega konglomeratnega zasipa, ampak se je končalo okrog 20 m pod njim.

Na jugozahodnem robu Plane gmajne, pri Dragočajni, je meja med srednjim in mlajšim konglomeratnim zasipom zabrisana. Reka, ki se je v erozijski fazi med akumulacijo srednjega in mlajšega konglomeratnega zasipa zarezala v zahodni rob Plane gmajne, je v naslednji akumulacijski fazi zasula svojo strugo prav do roba. Lep dokaz, da se na zahodnem robu Plane gmajne stikata dva različna zasipa, čeprav med njima ni višinskih razlik, nam nudijo vrtine na Sorškem polju in S-29 na robu Plane gmajne. V vrtini S-29 je vrhnja plast rjave peščene gline s prodniki debela prek 10 m, medtem ko je bila preperina v vrtinah na Sorškem polju debela največ 4 m. Preperela plast je torej v Plani gmajni več kot dvakrat debelejša, kar kaže, da je površje zasipa preperevalo znatno dlje in je torej tudi zasip, ki ga preperina sestavlja, znatno starejši.

Južno od Sorškega polja je ohranjen mlajši konglomeratni zasip le v obliki neznatnega konglomeratnega ostanka pri Spodnjih Pirničah. Površje konglomerata je na nadmorski višini 338 m in sestoji iz tanke preperine. Debelina konglomerata pa ne presega 5 m.

Opisani konglomeratni ostanek je zanimiv zaradi tega, ker kaže, da je Sava v času akumulacije mlajšega konglomeratnega zasipa tekla vsaj začasno prek medanskih vrat proti Ljubljanskemu polju ali pa med Šmarno goro in Smledniškim hribom proti Skaručni.

V erozijski fazi, ki je sledila akumulaciji mlajšega konglomeratnega zasipa, sta Kokra in Sava izdelali globoki dolini na Sorškem polju in zahodnem robu Kranjskega polja, ki sta ju v naslednjem, akumulacijskem obdobju zasuli s prodom. Na južnem robu Sorškega polja, kjer se je mlajši konglomeratni zasip dvignil, prodni zasip ni dosegel roba tega zasipa, ampak je ostal okrog 5 m niže. Na južnem robu Kranjskega polja je Kokra v zadnji fazi nasipavanja prodnega zasipa občasno prodrla po prodnem vršaju prek Plane gmajne po eni številnih grap v Skaručensko kotlino, kjer je odložila okrog 4 m debelo plast proda med Vodicami in Skaručno.

Pleistocenski zasipi v Skaručenski kotlini ter na podolju med Šmarno goro in Smledniškim hribom

Večji del Skaručenske kotline prekriva mlajši konglomeratni zasip. Ta leži v podaljšku suhe doline, ki poteka od Valburge proti Vodicam. V osrednjem delu polja med Vodicami, Bukovico in Skaručno je mlajši konglomeratni zasip prekrit s kokrškim prodnim zasipom, debelim okrog 4 m.

V suhi dolini med Valburgo, Vodicami in Mostami je mlajši konglomeratni zasip zelo položno nagnjen proti vzhodu, v Skaručenski kotlini pa proti jugu. Strmec površja je manjši od 2 ‰. Vrhnji del zasipa sestoji iz plasti rjave peščene gline s prodniki, debele 5 do 6 m, torej nekoliko več kot na Sorškem polju. Terciarna podlaga je nagnjena proti vzhodu in jugu, torej proti sredini Skaručenske kotline. V vrtini S-10 so terciarne plasti na višini 318,4 m, v S-9 v Zapogah na 296,4 m, v S-3 pod 290,4 m, v S-8 v Mostah na 271 m, v S-7 pri Bukovici na 254,4 m in v S-2 v sredini Skaručenske kotline na 236,2 m.

Debelina zasipa je najmanjša v zahodnem delu suhe doline, v vrtini S-10 33 m, v vrtini S-9 pa 43 m. V vrtini S-8 v vzhodnem delu suhe doline ob izstopu na Mengeško polje pa doseže 58 m. V vrtini S-9 je vložena med prod in konglomerat glinasto prodna plast v globini 37 m, v S-8 v globini 36 m in v S-2 v globini 27,3 m. Spodnji del proda in konglomerata pod glinasto prodno plastjo morda pripada že srednjemu konglomeratnemu zasipu.

V vrtini S-3 na prehodu iz suhe doline v Skaručensko kotlino je vrhnja glinasta in glinasto prodna plast debela 13,3 m, pod njo pa je še več glinasto prodnih vložkov. Taka sestava sedimentov kaže, da je reka v fazi nasipanja mlajšega konglomeratnega zasipa le občasno vdrla v Skaručensko kotlino in prek Povodja proti Ljubljanskemu polju. Ko tod reka ni nasipala, je na površju nastala debelejša ali tanjša plast glinaste preperine. Dokaz, da je reka tekla v času nasipanja tega zasipa prek Povodja proti Ljubljanskemu polju, je ostanek konglomeratnega zasipa na levem bregu Gameljščice pri Povodju. Konglomerat leži na karbonskem skrilavcu, površje konglomeratne terase je na višini okrog 335 m, torej 4 m više kot pri cerkvi v Skaručni.

Površje Skaručenske kotline je rahlo upognjeno proti sredini; na jugu pri skaručenski cerkvi leži na koti 331 m, na odcepu proti Polju na koti 325 m, severno od tod pod Repnjami pa na koti 333 m. Zaradi te upognjenosti zasipa imamo tudi omenjeno konglomeratno teraso pri Povodju za ostanek mlajšega konglomeratnega zasipa.

V Skaručenski kotlini je po podatkih vrtine S-2 znatno več glinastih in glinasto prodnih vložkov kot na Kranjskem in Sorškem polju; zato tod ni mogoče zanesljivo razlikovati posameznih zasipov. Razen vložkov rjave peščene gline s preperelimi prodniki nastopajo tudi plasti rjave gline z apnenim prodom, ki verjetno niso nastale pri preperevanju zasipa, ali pa je bilo preperevanje zelo kratkotrajno. Vsekakor je mogoče po analogiji z razmerami na Kranjskem in Sorškem polju sklepati, da sta v osrednjem delu kotline ohranjena pod mlajšim konglomeratnim zasipom oba starejša konglomeratna zasipa. Debelina vseh konglomeratnih zasipov doseže v vrtini S-2 87,9 m.

V podolju med Smledniškim hribom in Šmarno goro sta na južnih pobočjih Smledniškega hriba dve izraziti terasi, medtem ko predstavlja osrednji del podolja najnižjo teraso.

Površje najvišje terase leži na višini okrog 370 m in je skoraj ravno. Okrog 15 m niže leži naslednja terasa, ki je prav tako ravna. Najnižja te-

rasa je rahlo nagnjena proti vzhodu. Njeno površje pada od višine 340 m na zahodu do 330 m na vzhodu, kjer prehaja v Skaručensko kotlino.

Vse tri terase sestoje iz rjave in sive gline z vložki konglomerata, ki so v najnižji terasi bolj pogostni.

Najvišja terasa se razprostira od konglomeratne terase pri Verjah skoraj do Repenj. V skrajnem zahodnem delu sestoji iz apnenega konglomerata, ki leži neposredno na sivici. Osrednji in vzhodni del terase sta glinasta. Pod glino vidimo na več krajih v globokih grapah oligocenski konglomerat. Debelina zasipa doseže 20 m. Teraso pri Verjah sem po višini uvrstil v starejši konglomeratni zasip, ki mu pripadajo verjetno tudi glinaste plasti najvišje terase na južnem pobočju Smledniškega hriba.

Naslednja terasa sestoji iz sive gline z redkimi vložki konglomerata. Na videz je glina zelo podobna glini v Lokarjih, ki sem jo uvrstil v srednji konglomeratni zasip. Vzorci gline niso vsebovali peloda. Debelina glinaste plasti ni znana, ker niso terciarne plasti razkrite niti v najglobljih grapah.

Osrednji del podolja predstavlja najnižjo teraso, ki se nadaljuje v Skaručensko kotlino. Kot je znano, pripada zgornji del pleistocenskih plasti v kotlini mlajšemu konglomeratnemu zasipu, zato uvrščam v ta zasip tudi glinaste plasti v osrednjem delu podolja. Med glinastimi plastmi so dokaj pogostne leče apnenega konglomerata.

Na zahodnem obrobju podolja je ohranjen pri Spodnjih Pirničah ostanek konglomeratne terase na višini 338 m. Konglomerat leži na triadnem apnencu. Terase sestoje večidel iz gline. To kaže na močvirsko in jezersko sedimentacijo. Le na zahodnem robu podolja, pri Pirničah in Verjah, in na vzhodnem, pri Skaručni, so rečne naplavine. V podolje sta občasno prodrli Sava in Kokra, kar dokazujejo vložki apnenega konglomerata.

Pleistocenski zasipi na Ljubljanskem polju

Podobno kot na Kranjskem in Sorškem polju leže tudi na Ljubljanskem polju pleistocenski zasipi eden na drugem. Na vrhu je prodni zasip, pod njim pa leže starejši pleistocenski konglomeratni zasipi.

Na jugozahodu in jugu segajo pleistocenske savske naplavine do vznožja Medanskega in Šentviškega hriba, do Pržanja in Kosez, dalje do Rožnika in prek Tivolija do Gradu ter nato do vznožja Golovca in Kašeljskega hriba.

Na severu sega pleistocenski prod do roba visoke terase, ki poteka od Mednega prek Vižmarij, Kleč, Ježice, Tomačevega, Hrastja in Zadobrove do Gradišča pri Zalogu. Pod robom visoke pleistocenske terase leži holocenska terasa, ki poteka vzdolž Save v 0,5 do 2 km širokem pasu od Mednega do Zaloga. Višinska razlika med visoko teraso in nizko holocensko teraso se zmanjša od Mednega do Zaloga od 15 m do 8 m.

Na severnem robu sta v visoko pleistocensko teraso vrezani 1 do 2 nižji erozijski terasi. Višinska razlika med površji visoke terase in erozijskih teras je 2 do 10 m. Največja je na severnem robu pri Mednem (okrog 10 m), najmanjša pa pri Tomačevem in Zadobrovi (2 do 5 m).

Na južnem robu polja je Ljubljanica med Mostami in Kašljem vrezala v visoko pleistocensko teraso Save 1 do 2 nižji erozijski terasi. Pri Mostah

je višinska razlika med visoko pleistocensko teraso in Ljubljaničino erozijsko teraso okrog 5 m, pri Zavogljah in Zgornjem Kašlju pa 8 do 9 m. Višinska razlika se nizvodno veča. Obratno se višinska razlika med nizko holocensko teraso ob Savi in površjem pleistocenske terase nizvodno manjša. To razliko je povzročila Ljubljanica, ki je zadenjsko zarezovala svoje erozijske terase od izliva v Savo navzgor; pri tem je sledila vrezovanju Save.

Podatki številnih geotehničnih vrtin na ožjem mestnem območju Ljubljane kažejo, da sestoji visoka pleistocenska terasa na vrhu iz tanke plasti humusa, nato pa iz dokaj čistega peščenega proda. Prevladujejo prodniki apnenca, znatno manj je porfirskih in peščenih prodnikov. Prodna plast je debela 4 do 13 m. V vrtini L 8 v bližini Tovarne dekorativnih tkanin v Dravljah je debelina 5,8 m, v pivovarni Union (L 9) 10 m, pri podvozu na Celovški cesti (L 11) 7,5—8,5 m, pri vodarni v Klečah (L 7) okrog 7 m, pri podvozu na Titovi cesti (L 10) 7 m, v Dimičevi ulici (L 12) 10,5 m, ob Domžalski cesti (L 13) 9,5 m, pri toplarni (L 14) 7,5 m do 8 m, v Savskem naselju (L 15) okrog 4 m, v vodnjaku nove kurilnice (L 16) 7 m, pri silosu v Zalogu (L 17) okrog 5 m ter v vrtinah L 18, L 19 in L 20 pri Zadobrovi 11,5 do 13 m.

Vrhnja prodna plast visoke pleistocenske terase je bila po ugotovitvah Rakovca (1932 in 1955) odložena v würmski poledenitveni dobi. Isto velja tudi za prodni zasip na Kranjskem in Sorškem polju, ki ga prek prodnih teras pri Pirničah, Vikerčah in Mednem sledimo na Ljubljansko polje. V nasprotju s Sorškim in Kranjskim poljem pa na Ljubljanskem polju ni bilo mogoče ugotoviti globoko zarezane stare savske struge, zasute s prodom. Verjetno je bila znatno plitvejša kot na Sorškem polju.

Pod prodnim zasipom leži po podatkih vrtin povečini plast rjave gline in gline s preperelimi prodniki, ki predstavlja preperelo vrhnjo plast mlajšega konglomeratnega zasipa. Po analogiji z razmerami na Kranjskem in Sorškem polju je glinasta preperina nastala v topli medledeni dobi, verjetno v riško-würmski. Konglomerat in prod, ki ležita pod glino sta ekvivalent mlajšega konglomeratnega zasipa na Kranjskem in Sorškem polju.

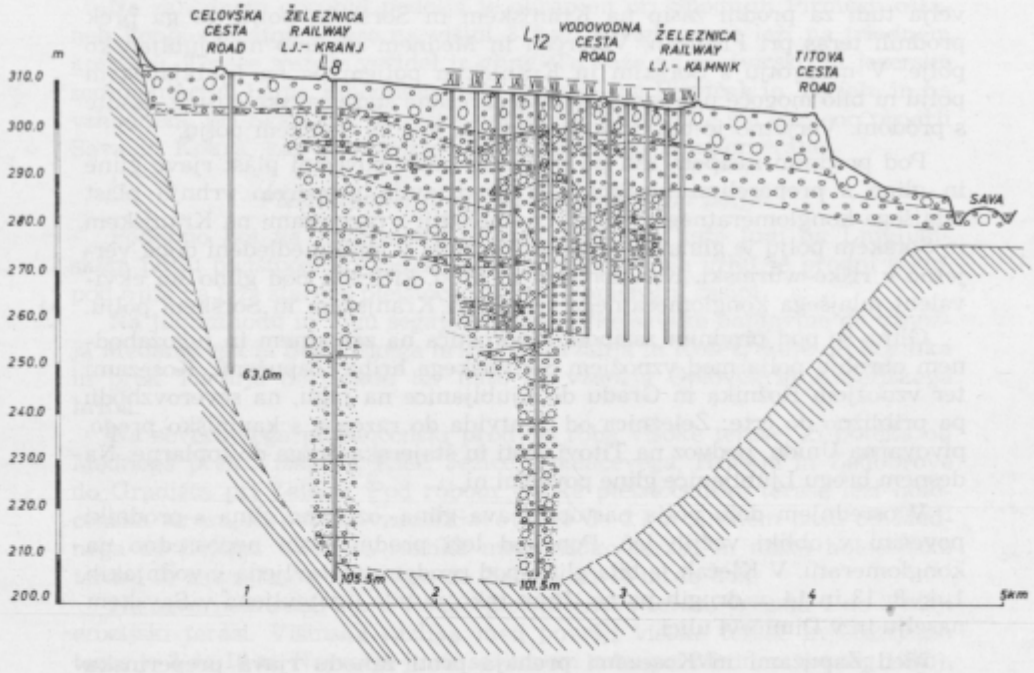
Glina se pod prodnim zasipom razprostira na zahodnem in jugozahodnem obrobju polja med vznožjem Šentviškega hriba, Zapužami, Kosezami ter vznožjem Rožnika in Gradu do Ljubljanice na jugu, na severovzhodu pa približno do črte: Železnica od Šentvida do razcepa s kamniško progo, pivovarna Union, podvoz na Titovi cesti in štajerska proga do toplarne. Na desnem bregu Ljubljanice gline povečini ni.

V osrednjem delu polja nastopa rjava glina, oziroma glina s prodniki povečini v obliki večjih leč. Ponekod leži prodni zasip neposredno na konglomeratu. V Klečah je bila glina pod prodom ugotovljena v vodnjakih 1 do 8, 13 in 14, v drugih pa ne. Prav tako je bila ugotovljena v Savskem naselju in v Dimičevi ulici.

Med Zapužami in Kosezami prehaja proti zahodu rjava preperinska glina v jezersko glino. Še dalje proti zahodu izgine tudi vrhnja prodna plast, kar kaže, da Sava v najmlajši ledeni dobi ni več prodrla skozi ožino med Šentviškim hribom in Rožnikom proti Barju.

Meja med barsko glino in glinastim meljem Ljubljanice ter savskimi mlajšepleistocenskimi prodnimi naplavinami med Rožnikom in Gradom ni zanesljivo ugotovljena. Po dosedanjih podatkih poteka prek Tivolija in Trga revolucije do vznožja Gradu. Barski sedimenti segajo še dalje proti vzhodu do Cankarjeve, Dalmatinove in Komenskega ulice ter Ambroževega trga, kjer so prekriti s savskim prodom, debelim 4 do 5 m. Vrtine na Trgu revolucije (L 23), Ferantovem vrtu (L 22) in na Glincah (L 24) kažejo, da je pod barskimi plastmi v globini 10 do 20 m pod površjem savski prod in konglomerat.

Rjava glina, oziroma glina s preperelimi prodniki, ki leži pod vrhnjim prodnim nanosom, je na Ljubljanskem polju ponekod tanka, drugod pa doseže veliko debelino. Med Šentvidom in Šiško je debela 1,1 do 10 m. V vrtinah L 29 in L 30 na območju soseske ŠS-8/1 v Dravljah med Celovško in Vodnikovo cesto je debela 7 do 10 m, v vrtini L 8 v bližini Tovarne dekorativnih tkanin pa le 0,5 m, v pivovarni Union (L 9) 4,5 m, pri podvozu na Celovški cesti (L 11) 7,5 m, pri hotelu Lev 6,5 m, v posameznih vodnjakih v Klečah okrog 2 m, v Dimičevi ulici (L 12) 1,5 m, v vrtini L 10 na Titovi cesti celo 9,5 m, v vrtini pri toplarni (L 14) 3,5 do 5,5 m, v vodnjaku nove kurilnice v Mostah (L 16) 2 m, prav toliko pa tudi v vrtini L 17 pri silosu v Zalogu.

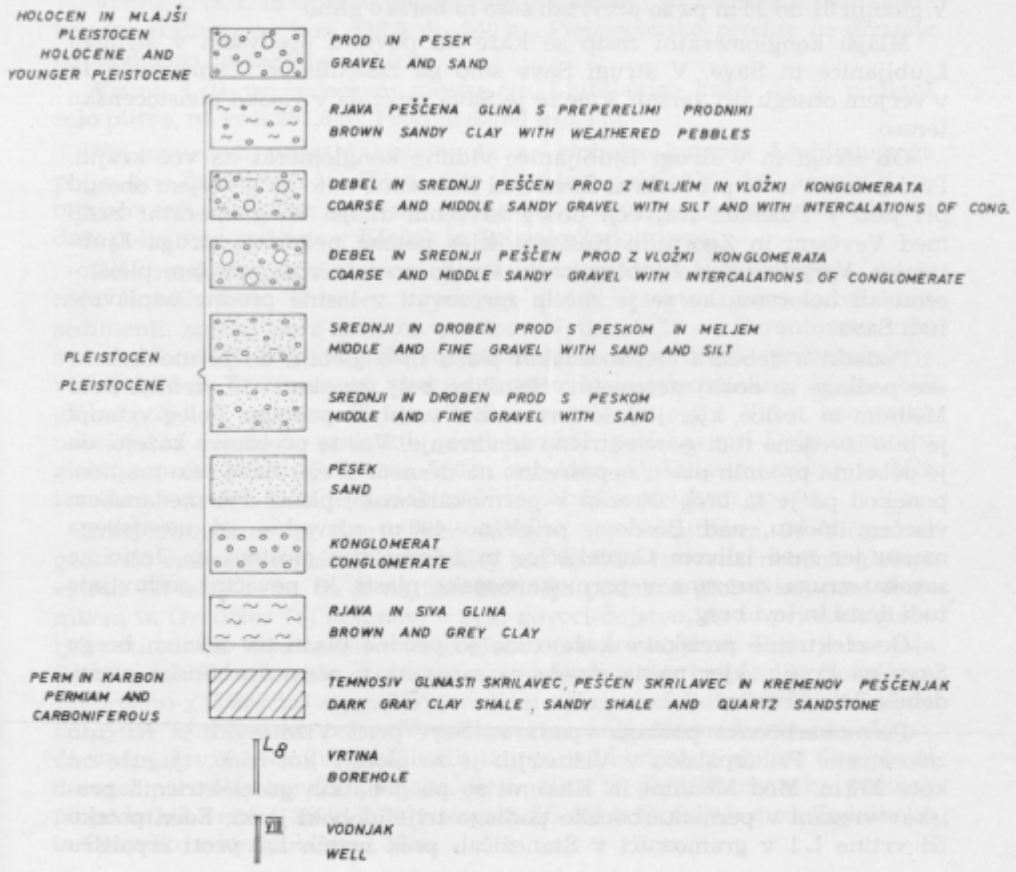


Sl. 10. Geološki presek vodarne v Klečah

Fig. 10. Transverse geologic section across the wells of the Ljubljana water supply at Kleče

Pod glino, oziroma glinastim prodom, sledita konglomerat in peščen prod s tankimi vložki konglomerata, ki pripadata mlajšemu konglomeratnemu zasipu. Sestava globlje ležečih plasti je slabo znana, ker so le redke vrtine segle skozi vse pleistocenske naplavine do permokarbonske podlage.

V osrednjem delu polja so globlje le vrtine ob železniški progi pri Tovarni dekorativnih tkanin (L 8) in v okolici vodarne v Klečah. Vrtina L 8 v bližini Tovarne dekorativnih tkanin kaže, da nastopa v globini 7 m pod 0,5 m debelo plastjo prodnate gline prod s tankimi vložki konglomerata, ki ga lahko po analogiji z razmerami na Sorškem polju uvrstimo v mlajši konglomeratni zasip. V globini 14 m je še ena, 4 m debela plast rjave gline s preperelimi prodniki, ki verjetno predstavlja preperino srednjega konglomeratnega zasipa. Ta plast je nastala v toplem obdobju po končani akumulaciji srednjega konglomeratnega zasipa. Ko je Sava začela akumulirati, je začela odlagati naplavine mlajšega konglomeratnega zasipa neposredno na preperinsko plast srednjega konglomeratnega zasipa. V večji globini v tej vrtini ni več glinastih vložkov, kar pa še ne pomeni, da



na Ljubljanskem polju niso bile odložene naplavine starejšega konglomeratnega zasipa. Glinaste in glinasto prodne preperinske plasti, ki ločijo posamezne zasipe, so bile namreč povečini pred pričetkom akumulacije posameznih zasipov erodirane.

V vrtinah na lokacijah vodnjakov št. 8, 9, 10 in 11 v Klečah so bili ugotovljeni glinasti vložki še v večjih globinah. Dokaj izrazita sta glinasta vložka v globini 35 do 37 m in 54 do 56,5 m, ki verjetno prav tako predstavljata preperelo površje nekdanjih zasipov (sl. 10).

V vrtinah L 6 ob Komenskega ulici, L 5 na Navju, L 13 ob Domžalski cesti, L 14 pri toplarni in L 16 pri novi kurilnici je bila le ena glinasta plast neposredno pod vrhnjim prodnim zasipom. V večji globini ni bilo več glinastih vložkov, kar je mogoče pojasniti z rečno erozijo. Sava je namreč pred pričetkom odlaganja prodnih naplavin v fazah akumulacije odnesla vrhnjo preperelo plast starejših naplavin.

Glinaste plasti so bile ugotovljene tudi v vrtinah L 18, L 19 in L 20 v bližini Zadobrove. V eni od vrtin so bile tri tanke plasti gline s preperelimi prodniki v globini 11 do 12 m, 15 do 16 m ter 25,5 do 27 m. V globini 31 do 36 m pa so prevrtali šoto in barsko glino.

Mlajši konglomeratni zasip se kaže na površju predvsem v strugah Ljubljanice in Save. V strugi Save smo ga zasledili pri Tomačevem in v večjem obsegu pri Jaršah, kjer se je Sava zarezala v visoko pleistocensko teraso.

Ob strugi in v strugi Ljubljanice vidimo konglomerat na več krajih. Prvi izdanki so že pri tovarni Žima nad Fužinami, nato pa v večjem obsegu pri jezu v Fužinah. Največji obseg zavzema mlajši konglomeratni zasip med Vevčami in Zgornjim Kašljem, kjer poteka nekdanja struga Ljubljanice. Verjetno si je Ljubljanica to strugo vrezala v najmlajšem pleistocenu ali holocenu, ko se je začela zarezovati v lastne prodne naplavine tudi Sava.

Podatki o debelini pleistocenskih plasti in o globini do permokarbonske podlage so dokaj nepopolni. Nekoliko bolj preiskano je ozemlje med Mednim in Ježico, kjer je bilo izvrtanih 8 vrtin do podlage. Poleg vrtanja je bilo izvedeno tudi geoelektrično sondiranje. Vse te preiskave kažejo, da je debelina prodnih plasti neposredno na desnem bregu Save zelo majhna, ponekod pa je ta breg zarezan v permokarbonske plasti. Pri medanskem visečem mostu, nad Brodom, približno 400 m nizvodno od tacenskega mostu ter med izlivom Gameljščice in železniškim mostom na Ježici je savska struga zarezana v permokarbonske plasti, ki povečini sestavljajo tudi desni in levi breg.

Geoelektrične preiskave kažejo, da so prodne plasti na desnem bregu Save na krajih, kjer njena struga ni zarezana v permokarbonske plasti, debele 5 do 15 m.

Permokarbonska podlaga vpada od Save proti Vižmarjem in Klečam zelo strmo. Pri črpališču v Vižmarjih je že globlje kot 55 m, tj. niže od kote 257 m. Med Mednim in Klečami so po podatkih geoelektričnih preiskav vrezani v permokarbonsko podlago trije globoki jarki. Eden poteka od vrtine L 1 v gramoznici v Stanežičah prek vrtine L 2 proti črpališču

v Vižmarjih, drugi od L 27 prav tako proti črpališču v Vižmarjih in vodnjakom v Klečah ter se združi s prvim jarkom. Tretji jarek, ki je nekoliko plitvejši, poteka od vrtine L 28 proti vrtinam L 4 in L 7 v Klečah. Razumljivo je, da je debelina pleistocenskih naplavin, ki zapolnjujejo te globoke jarke, znatno večja kot na ostalem ozemlju (sl. 11). Prav tako se debelina teh naplavin veča od Save proti Klečam, kjer doseže po podatkih vrtin L 8 in L 4 debelino 96 do 101 m. Permokarbonska podlaga je na širšem območju vodarne v Klečah na koti 209 m do približno 205 m.

Na osrednjem delu Ljubljanskega polja med vodarno v Klečah, Poljem in Zadobrovo so podatki o skupni debelini prodnega zasipa in konglomeratnih zasipov ter o globini permokarbonske podlage zelo nepopolni. Vrtina L 10 pri podvozu na Titovi cesti, globoka 60 m, še ni dosegla podlage, in L 5 na Navju, ki je bila enako globoka, tudi ne. Do permokarbonske podlage sta segli le vrtini L 6 ob Komenskega ulici, ki je dosegla permokarbonske plasti v globini 45 m na koti 251 m, in vrtina L 13 ob Domžalski cesti, ki je zadela na podlago v globini 48,5 m na koti 239. Vodnjaki v Hrastju so globoki 45 m in ne segajo do permokarbonske podlage.

Vrtine L 18, L 19 in L 20 pri Spodnji Zadobrovi so zadele na permokarbonsko podlago na koti 238,5 do 240 m. Pleistocenske prodne in glinaste naplavine so debele 34 do 41,5 m.

Vrtina L 21 pri zaloškem mostu čez Ljubljanico kaže, da je podlaga zelo plitvo, na koti 261,6 m. Prod je debel le 8,4 m.

Vsi navedeni podatki kažejo, da se globoka kotanja Ljubljanskega polja pri Zadobrovi že dviga. Kje je njen najglobljí del, zaenkrat ni mogoče reči. Vsekakor moremo pričakovati največjo globino v osrednjem delu polja med vodarno v Klečah in Zgornjo Zadobrovo.

Zelo zanimive so vrtine na ožjem mestnem območju, ki kažejo, da je med Rožnikom in Gradom v podlagi globel, zasuta zgoraj z barskimi sedimenti, spodaj pa s savskim prodom. Vrtina L 22 na Ferantovem vrtu še v globini 40 m ni zadela na permokarbonske plasti, prav tako ne vrtini L 25 v Beethovnovi ulici in L 26 v Dalmatinovi ulici, ki sta bili globoki 26,2 m, oziroma 25,5 m. Globel se nadaljuje čez Vič v barjansko udorino, ki doseže po podatkih geoelektričnih preiskav pri Dolgem mostu globino prek 200 m. Približno 500 m zahodno od Dolgega mostu je bila izvrtana vrtina L 3, ki je v globini 67 m ostala v savskem produ.

Med Rožnikom in Šentviškim hribom ter Podutikom in Vičem so geološke razmere nejasne, ker doslej tod ni bila izvrtana nobena globlja vrtina. Ni izključeno, da je na tem območju podobna globel kot med Rožnikom in Gradom. Tej domnevi v prid govori dejstvo, da so pri vseh globljih vrtinah na Viču zadeli v večji globini na savski prod. Tega je nanesla Sava v dobi, ko je tekla skozi ožino med Šentviškim hribom in Rožnikom vzporedno z Glinščico skozi Vič ter skozi ožino med Rožnikom in Gradom nazaj na Ljubljansko polje. V podkrepitev naši domnevi naj navedemo, da vodnjak v Tovarni dekorativnih tkanin v Dravljah v globini 63 m še ni dosegel permokarbonske podlage. Prav tako je permokarbonska podlaga po podatkih vrtin L 29 in L 30 v soseski ŠS-8/1 v Dravljah med Vodnikovo in Celovško cesto globlje od 30 m.

Povzetek

Po programu raziskovalnih del za razširitev ljubljanskega vodovoda sem v letih 1963 do 1967 geološko kartiral Ljubljansko polje, Kranjsko polje in Sorško polje ter delno tudi ozemlje severozahodno od Kranja proti Radovljici. Kartiranje so dopolnile številne vrtine.

Rezultati raziskav kažejo, da na Ljubljanskem polju ter na Kranjskem in Sorškem polju kot tudi na ozemlju severozahodno od Kranja nista razvita samo dva rečna zasipa, starejši in mlajši, kot so povečini prikazovali doslej. Poleg mlajšega, prodnega zasipa, so razviti trije starejši, konglomeratni rečni zasipi.

Nadrobna raziskava sestave konglomeratnih zasipov in površja njihove terciarne podlage me je prepričala, da gre za samostojne zasipe, ne pa za erozijske terase v enotnem konglomeratnem zasipu. V mlajših konglomeratnih zasipih so zaobljeni kosi in bloki konglomerata starejših zasipov. V površju terciarne podlage opazimo pod ježami teras izrazit skok, kar potrjuje, da so reke med akumulacijo posameznih konglomeratnih zasipov močno erodirale in se skozi lastne zasipe zarezale še globoko v terciarno podlago. V ježah nekaterih konglomeratnih teras so v spodnjem delu razgaljene terciarne plasti, kar kaže, da zasipanje, ki je sledilo eroziji, ni več doseglo nivoja terciarne talnine starejšega zasipa.

Konglomeratne zasipe sem poimenoval kot starejši, srednji in mlajši konglomeratni zasip, ki jih predstavljajo severozahodno od Kranja in na južnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja starejša, srednja in mlajša konglomeratna terasa.

V osrednjem delu Kranjskega in Sorškega polja kot tudi na Ljubljanskem polju leže zasipi eden na drugem. Na vrhu je povečini prodni zasip. Pod njim leži nekaj metrov debela plast rjave gline s preperelimi prodniki ter nato konglomerat in zbit prod mlajšega konglomeratnega zasipa. Sledita oba starejša konglomeratna zasipa. Plasti rjave gline s prodniki, ki predstavljajo nekdanje preperelo površje zasipov, so bile ugotovljene le v nekaterih vrtinah. Erozija, ki je sledila zasipanju, je povečini preperelo površinsko glinasto plast odstranila.

Pleistocenski zasipi leže na severnem in južnem obrobju Kranjskega in Sorškega polja ter na ozemlju med Radovljico in Kranjem v terasah eden nad drugim, proti sredini polja pa vpadajo eden pod drugega. Na obrobju polja leži terasa najstarejšega zasipa najvišje, v osrednjem delu polja pa najgloblje. Višinska razlika je okrog 100 m, medtem ko se pri mlajših zasipih zmanjšuje. Deformacije površja zasipov so nastale zaradi tektonskih premikov, ki so se začeli v terciarju in so se nadaljevali v pleistocenu. Na Kranjskem in Sorškem polju se je v pleistocenu upogibala terciarna sinklinala, z njo vred pa tudi pleistocenske plasti. Razen upogibanja se je celotno ozemlje tudi dvigalo, vendar je bilo dviganje večkrat prekinjeno. V fazah dviganja so reke zarezovale, v fazah mirovanja pa nasipavale. Stari zasip se je v osrednjem delu Kranjskega in Sorškega polja zaradi upogibanja sinklinale v fazi dviganja pogreznil glede na obrobje; zato ga je v fazi mirovanja, tj. akumulacije, naslednji, mlajši zasip popolnoma prekril. Na obrobju polja je postalo površje starega za-

sipa zaradi upogibanja bolj strmo; zato ga naslednji, mlajši zasip, ki je tudi imel normalen strmec, ni več dosegel.

V nasprotju s Kranjskim in Sorškim poljem na obrobju Ljubljanskega polja niso ohranjeni starejši pleistocenski zasipi v obliki teras, ampak leže po podatkih vrtin eden na drugem. Le na severozahodnem obrobju Barja je v viški terasi ohranjen staropleistocenski konglomerat kot podlaga glinastih plasti. Večji del Ljubljanskega polja, z izjemo ozemlja neposredno vzdolž Save in Ljubljanice, predstavlja visoko pleistocensko prodno teraso. Prodni zasip, ki prekriva teraso, je debel po podatkih vrtin 4 do 13 m. Pod njim sledi mlajši konglomeratni zasip, sestavljen iz konglomerata in proda. Oba zasipa loči plast gline s preperelimi porfirskimi prodniki, ki predstavljajo preperelo površje mlajšega konglomeratnega zasipa. Glina s preperelimi prodniki ni ohranjena nepretrgano na vsem polju, ampak leži ponekod prodni zasip neposredno na konglomeratu mlajšega konglomeratnega zasipa. Vzrok temu je iskati v rečni eroziji v obdobju neposredno pred akumulacijo prodnega zasipa.

Pod mlajšim konglomeratnim zasipom leže še starejši pleistocenski konglomeratni zasipi, vendar točnejša razčlenitev ni mogoča, ker je bilo premalo globokih vrtin. Skupna debelina pleistocenskih prodnih in konglomeratnih naplavin je v osrednjem delu polja pri vodarni v Klečah 96 do 101 m. Na severozahodnem in severnem obrobju pri Mednem in Vižmarjih ter na vzhodnem obrobju pri Zalogu je debelina pleistocenskih plasti sorazmerno majhna (5 do 15 m) in počasi narašča proti sredini polja. Nasprotno pa so pleistocenske naplavine zelo debele na jugozahodnem in južnem robu polja med Šentviškim hribom, Rožnikom in Golovcem; dosežejo 45 do 60 m in celo več.

Dosedanje raziskave ne zadostujejo, da bi bilo mogoče razjasniti potek nasipanja pleistocenskih naplavin na Ljubljanskem polju. Njihovi rezultati kažejo, da so se pleistocenske plasti odložile v tolikšni debelini predvsem zaradi močnega grezanja polja, medtem ko je velike razlike v debelini pleistocenskih naplavin v severozahodnem in južnem delu polja pripisati erozijskemu preoblikovanju permokarbonske podlage. Polje se ni grezalo enakomerno kot enotna udorina; s prelomi je namreč razdeljeno v več grud, ki so se pogreznile v različno globino. Točen potek prelomov na Ljubljanskem polju še ni znan.

Polje se je grezalo predvsem v ledenih dobah. Takrat so reke odlagale velike množine proda, ki so ga odnašale iz morenskih nasipov. Povečini apneni konglomerat v podlagi viške terase, savski prod in konglomerat pod barjanskimi glinastimi sedimenti pri Dolgem mostu ter zahodno od Dravelj dokazujejo, da je Sava tekla po Ljubljanskem polju že v starejšem pleistocenu. Ostanki mlajšega konglomeratnega zasipa v terasah pri Spodnjih Pirničah in pri Povodju kažejo, da je Sava v riški ledeni dobi prodrla na vzhodni del Ljubljanskega polja.

Srednji in mlajši konglomeratni zasip in prodni zasip na Ljubljanskem polju ter Kranjskem in Sorškem polju so v zvezi z ustreznimi morenami v Radovljiški kotlini. Na Lipniški in Brdski planoti prekrivajo srednji konglomeratni zasip preperele morene. Odložil jih je ledenik na višku

poledenitve, ko se je iz svoje kotanje povzpel na prod, ki so ga nanesli ledeniški potoki neposredno pod čelnimi morenami.

Na Brdski in Lipniški planoti je srednji konglomeratni zasip odrezan proti mlajšemu konglomeratnemu zasipu z visoko ježo, kjer izdanja porfirski tuf. To dokazuje, da sta višku poledenitve sledila umikanje ledenika in erozija; reka je prerezala moreno in konglomeratni zasip ter načela tufsko podlago. Eroziji je sledila akumulacija mlajšega konglomeratnega zasipa. V terasi pri Kolnici sestoji zasip iz slabo zaobljenega proda in velikih blokov, kar dokazuje, da je bil nanesen v neposredno bližino čelnih moren. V terasi Bratranci na levem bregu Save pa leže na mlajšem konglomeratnem zasipu morene. Prodni zasip je na levem bregu Save v neposredni zvezi s šmidolsko moreno, kar je dokazal že K u š č e r (1955).

Najstarejše morene, ki bi bile v zvezi s starejšim konglomeratnim zasipom, niso nikjer ohranjene.

Iz vsega navedenega sledi, da izvirajo zasipi iz ledenih dob, ko so ledeniške reke odnašale material iz čelnih moren in ga odlagale vzdolž vsega toka od konca ledenika navzdol. Zaradi veliki čelnih in talnih moren, ki so jih ledeniki na debelo nasuli v rečnih dolinah, se je močno povečal začetni strmec ledeniških rek in s tem njihova energija; zato so odnašale velike množine materiala. Ko so ledeniki zapolnili rečne doline, so močno skrajšali rečne tokove. V konglomeratnih zasipih pri Naklem niso redki prodniki in nezaobljeni bloki do 1 m v premeru, kakršnih v recentnem nanosu Save ni.

Prodniki in bloki starejšega konglomerata v mlajših konglomeratnih zasipih in v prodnem zasipu kažejo, da je bil vsak starejši zasip že pred pričetkom akumulacije mlajšega sprijet. Prod se je cementiral v fazah erozije, ko se je gladina podtalne vode zaradi vrezovanja rek znižala in je bil omogočen dostop zraka v porozni prodni zasip. Sprijemanje proda je dolgotrajen proces, ki ga pospešuje višja temperatura. Oba pogoja sta bila lahko izpolnjena v interglacialih, ko je bila temperatura višja, razen tega pa so bili interglaciali mnogo daljši kot glaciali. Prodni zasip, za katerega je dokazano, da je bil odložen v würmu, je še sipek, kajti toplejše postglacialno obdobje, ki se je začelo po daunskem umikalnem stadiju, je bilo prekratko, da bi se prod sprijel.

Stratigrafska uvrstitev zasipov je zaradi pomanjkanja rastlinskih in živalskih ostankov nezanesljiva. Prodni zasip je nedvomno würmske starosti, kajti v vrtini S-14 v Senici leže pod prodom organske gline. V njih je našel Š e r c e l j pelod, ki dokazuje zadnji interglacial ali pa kak würmski interstadial.

V Lokarjih sestoji srednji konglomeratni zasip večidel iz gline. V njej je našel Š e r c e l j pelod, ki kaže na hladnejše obdobje zgornjega dela spodnjega pleistocena ali pa spodnjega dela zgornjega pleistocena.

Zaporedje štirih zasipov v Ljubljanski kotlini ustreza štirim ledenim dobam, günški, mindelski, riški in würmski; günške morene niso nikjer več ohranjene. V ledenih dobah so reke nanašale, v medledenih pa so se vrezale v že sprijet prod starega zasipa in še globlje v terciarno podlago. V dobi akumulacije so zasule svoje stare struge. Na obrobju Kranjskega in Sorškega polja, kjer se je ozemlje v erozijski fazi dvignilo in nagnilo proti

osrednjemu delu polja, mlajši zasip ni več dosegel starejšega; zato so se izoblikovale terase. V osrednjem delu Kranjskega in Sorškega polja ter na Ljubljanskem polju, kjer se je ozemlje pogreznilo, so reke najprej zasule svoje stare struge do vrha, nato pa so se razlile po polju in prekrile starejše zasipe.

Pleistocene Deposits of the Kranj, Sora, and Ljubljana Fields

Ljubo Žlebnik

The Kranj, Sora, and Ljubljana fields, as well as the area between Kranj and Radovljica towns, have been geologically mapped during the years 1963—1967. The mapping was supplemented by numerous exploratory bores. These investigations aimed at the increasing the water supply of the Ljubljana town.

In the region mentioned above there are not only two fluvial fills, one older, the other younger, as generally described up to now. Besides the younger gravel fill there exist three older conglomerated fluvial fills. Detailed investigation lead to the conclusion that the conglomerated fills are independent and don't be explained as erosional terraces of a single conglomerated fill. In younger conglomerated fills rounded cobbles as well as boulders of conglomerate from the older fills are found. Below the conglomerated terrace scarps the Tertiary bedrock is step-like incised. These geomorphologic features prove a strong erosion during the accumulation of the different conglomerated fills. In the places where the Tertiary beds crop out is shown that the younger filling following the erosion did not reach the bottom of the older fill.

In further text the conglomerated fills will be called older, intermediate, and younger conglomerated fills. Northwest of Kranj and on the southern borders of the Kranj and Sora fields they are represented by the older, intermediate, and younger conglomerated terraces.

In the central part of the Kranj—Sora field, as well as in the Ljubljana field, the fills occur in normal position. On the top lie the gravel fill as the youngest formation. It is underlain by a bed of brown clay, with weathered pebbles. The thickness of the clay amounts to a few meters. Next appear conglomerate and compacted gravel of the younger conglomerated fill, and then both the intermediate and older conglomerated fills. The brown clay with pebbles, representing the surface layer of the fills, was discovered only in a part of the bores. The erosion which followed the filling, carried away the weathered surface bed in most places.

On the northern and southern borders of the Kranj and Sora fields, and between Kranj and Radovljica, a flight of terraces can be seen in reverse order. The lowest is the youngest gravel fill terrace, the highest is the oldest conglomerated terrace. The difference in height of the oldest conglomerated fill at the border and in the centres of the fields amounts to about 100 meters. The reasons for deformations forming a synclinal

valley were tectonical movements, starting in Tertiary and continuing in Pleistocene. Besides downfolding, the region was intermittently uplifted. During the lifting period the streams incised in their valley fill, during the sinking periods they built up the fill. In the phases of regional uplifting, the older fill in the central part of the Kranj and Sora fields was sinking with respect to the border parts, due to downfolding of the synclinal valley. Therefore it was here completely covered by younger fill. On the borders of the fields, the dip of the older fill increased due to folding, therefore it could not be reached by the younger fill having a normal dip.

On the borders of the Ljubljana field, the older Pleistocene fills are not preserved as terraces, but they overlie each other. Only on the northwestern border of the Barje in the Vič terrace the old Pleistocene conglomerated fill is underlaying the clayey beds. The main part of the Ljubljana field, with exception of the banks of the Sava and Ljubljanica rivers, represents a Pleistocene gravel terrace. The thickness of the gravel fill varies between 4 and 13 meters. It is underlain by the younger conglomerated fill. Between both fills, a layer of clay with porphyric pebbles occur in some parts of the field, in others it is missing due to erosion immediately before the gravelfill accumulation.

The younger conglomerated fill is underlain by older conglomerated fills. Due to the scarcity of bores, a more exact differentiation in age is not possible, here. The total thickness of Pleistocene gravel and conglomerated fills near the pumping station Kleče amounts 101 meters, and decreases in eastern direction towards Zalog, as well as in northern direction towards Medno and Vižmarje to only about 5 to 15 meters. The Pleistocene beds in southern and southwestern direction between the Šentvid, Rožnik and Golovec hills are still of considerable thickness between 45 and 60 meters.

Investigations carried out up to now are not sufficient to explain the process of deposition of Pleistocene fills in the Ljubljana field. They still show, that the considerable thickness of the Pleistocene fills is due to sinking of the field. The differences in thickness in the northwestern and southern parts of the field, however, are probably due to not uniform sinking of the Permocarbonian basement, divided by faults in downthrown blocks. The exact position of the faults in the field itself has not yet been determined.

The field was downthrown mainly during glacial epoch, when large amounts of moraine deposits were carried to the fields. The limestone conglomerate of the Vič terrace, the Sava gravel and the conglomerate below the clayey sediments of the Barje near Dolgi Most and western of Dravlje show, that the Sava stream was flowing through the Ljubljana field already in older Pleistocene. Remnants of the younger conglomerated fill in the terraces at Spodnje Pirniče and Povodje show, that in the Riss glaciation the Sava found her way into the eastern part of the Ljubljana field.

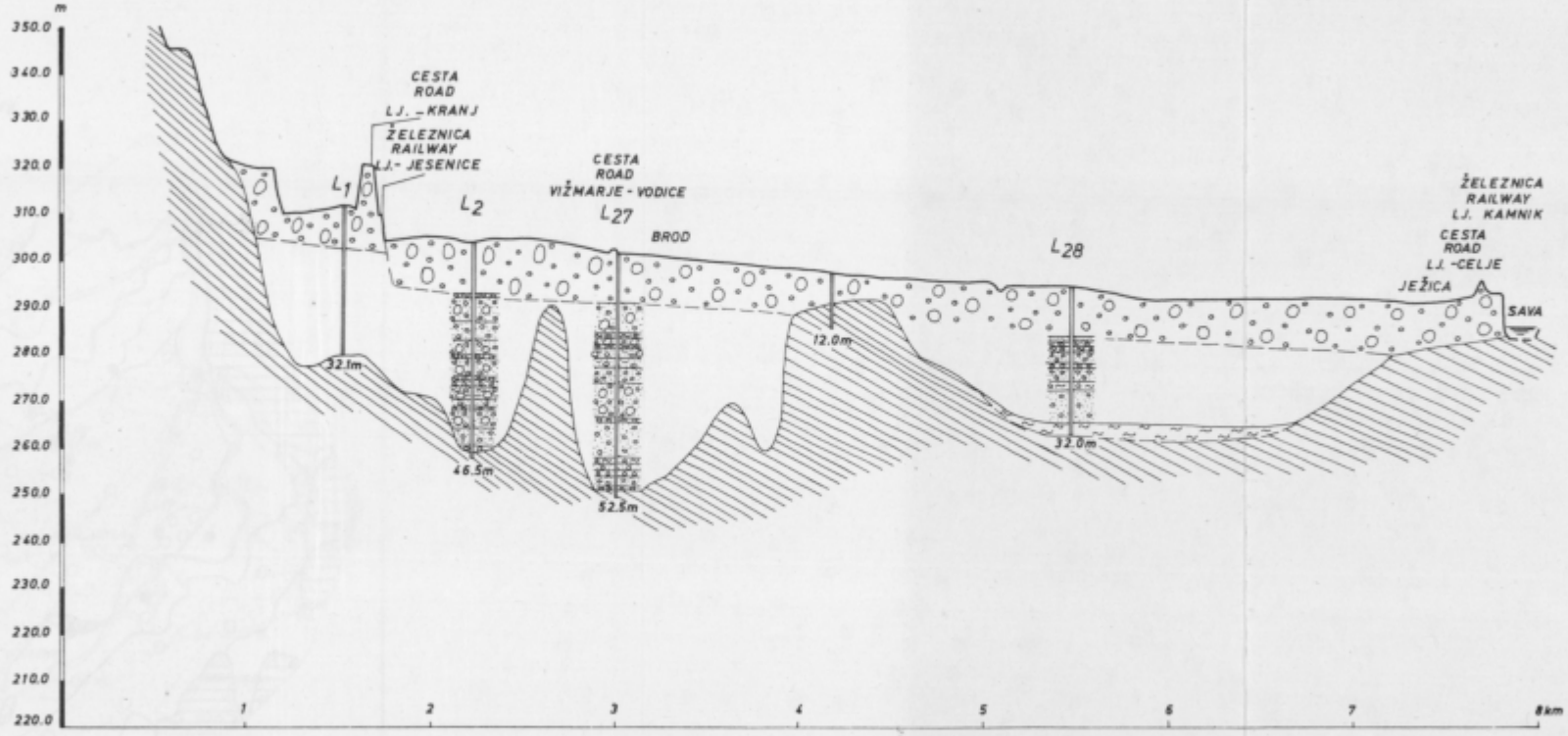
The intermediate and younger conglomerated fills, and the gravel fill of the Ljubljana, Kranj, and Sora fields are connected with corresponding moraines in the Radovljica valley. On the Lipnica and Brdo plains

SL. 11
FIG. 11

GEOLOŠKI PRESEK BROD — JEŽICA

TRANSVERSE GEOLOGIC SECTION ACROSS BROD AND JEŽICA

LEGENDA NA SL. 10
EXPLANATION IN THE FIG. 10



SL. 12
FIG. 12

GEOLOŠKA KARTA KRANJSKEGA, SORŠKEGA IN LJUBLJANSKEGA POLJA
GEOLOGIC MAP OF KRANJ, SORA AND LJUBLJANA FIELDS

the intermediate conglomerated fill is overlain by the weathered moraine deposits.

On the Brdo and Lipnica plains the intermediate conglomerated fill is separated from the younger conglomerated fill by a high escarpment, where porphyrite tuff is outcropping. This proves, that the recession of the glacier was followed by erosion. The stream has cut through the moraine and conglomerated fill, and has incised into the underlaying tuff. The erosion was followed by deposition of younger conglomerated fill. In the terrace near Kolnica the fill consists of subangular gravel and large boulders, which proves that it was deposited near the frontal moraine. The younger conglomerated terrace near Bratranca on the left bank of the Sava, however, is overlain by moraines.

The gravel fill on the left bank of the Sava is directly connected with the Šmidol moraine, as already proven by K u š č e r (1955).

The oldest moraines, which should be related with the older conglomerated fill, are not preserved.

From the aforementioned constatations follows, that the fills were formed from glacial streams, which deposited material from the frontal moraines along all their course. Due to the large size of the frontal and ground moraines, the initial hydraulic gradient of the streams in their upper course was very high, and because of their increased energy large quantities of moraine debris were carried away. In the conglomerated fills near Naklo angular boulders larger than one meter in size are often encountered, but can not be found in the recent deposits of the Sava river.

Gravels and boulders of older conglomerates in the younger conglomerated fills and gravel fill show, that every older fill has been conglomerated before the deposition of the more recent fill. The gravel was cemented during the erosional phases, when the level of the ground water table was lowered due to cutting of the streams into their beds, and therefore air found access into the porous deposits. The cementation of the gravel is a long process, which is accelerated by higher temperature. Both conditions were fulfilled in interglacial stages, which were also longer than the glacial stages. The gravel fill, proven to have been deposited during the Würm glaciation is still unconsolidated, as the warmer postglacial recessing period which started with the Daun stage, was to short for cementation of the gravel.

Stratigraphic classification of the fills is not secure, due to scarcity of fauna and flora remnants. The gravel fill is undoubtedly of Würm age, as below the gravel in bore S—14 in Senica it is underlain by organic clay. In this Š e r c e l j found pollen, which proves either the last interglacial, or a certain Würm interstadial stage.

In Lokarje the intermediate conglomerated fill consists mainly of clay. In this, Š e r c e l j found pollen which indicates a colder period of the upper part of the Lower Pleistocene, or a lower part of the Upper Pleistocene.

The four fluvial fills in the Ljubljana basin correspond to the four glaciations, Günz, Mindel, Riss, and Würm. The Günz moraines are not preserved. During glaciations the streams deposited gravel, during inter-

glacial stages they cut into the already conglomerated gravel fill, and into the underlaying Tertiary beds as well. During deposition, the streams filled up their former beds. At the borders of the Kranj and Sora fields, which were during the erosional phasis upthrown and tilted towards the central part of the fields, the younger fill did not reach up to the older one, and therefore terraces were built. In the central part of the Kranj and Sora field, which was downthrown, the streams filled at first their beds, and later flooded the field and covered the older fills.

Literatura

Ampferer, O., 1917, Über die Saveterrassen in Oberkrain. Jahrb. geol. R. A., 67, Wien.

Breznik, M., 1967, Študija o preskrbi Doma tiska v Ljubljani s hladilno vodo. Arhiv »Tehnike«, Ljubljana.

Čadež, N., 1960, Orientacijske geološke razmere na območju Ljubljana-Šiška. Arhiv HMZ, Ljubljana.

Drobne, F., Tovornik, S., 1961, Obvestilo o raziskavah geoloških pogojev za gradnje na območju mesta Ljubljane. Geologija, Ljubljana.

Gantar, J,. 1955, Arnešova luknja. Poročila, Acta carsologica, Ljubljana.

Ilešič, S., 1935, Terase na Gorenjski ravnini. Geogr. vestnik, XI, Ljubljana.

Kossmat, F., 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und Zuge der Julischen Alpen. Jb. geol. R. A., Wien.

Kossmat, F., 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack und Idria, Wien.

Kossmat, F., 1916, Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo und oberen Savegebiet. Z. Ges. Erdk. Berlin.

Klebelsberg, R., 1949, Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Zweiter Band, Wien.

Kühnel, W., 1933, Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krain. Prirod. razprave, II, Ljubljana.

Kuščer, D., 1955, Prispevek h glacialni geologiji Radovljiške kotline. Geologija, 3, Ljubljana.

Lucerna, R., 1906, Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich. Jhg. IV, Wien.

Melik, A., 1930, Bohinjski ledenik, Geogr. vestnik, V—VI, Ljubljana.

Nosan, T., 1962, Poročilo o hidrogeoloških raziskovalnih delih za dodatno vodopreskrbo tovarne »Belinka«. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.

Pavlovec, R., Drobne, F., Šercelj, A., 1960, Nekaj analiz ter problematika pleistocenskih sedimentov v Lokarjih pri Vodicah. Kamniški zbornik, VI, Ljubljana.

Penck, A., Brückner, E., 1909, Die Alpen im Eiszeitalter, I, III, Leipzig.

Plemelj, A., 1963, Poročilo o tehničnih podatkih obstoječih vodnjakov pri stari kurilnici in tovarni dekorativnih tkanin v Ljubljani. Arhiv ZRMK, Ljubljana.

Radinja, D., 1951, Sava na Ljubljanskem polju. Geogr. vestnik, Ljubljana.

Rakovec, I., 1930, K razvoju osamelcev in hidrografskega omrežja med Savo in in Kamniško Bistrico. Geogr. vestnik, 5—6, Ljubljana.

Rakovec, I., 1932, H geologiji Ljubljane in njene okolice. Geogr. vestnik, Ljubljana.

Rakovec, I., 1940, H geologiji Kranjsko-sorškega polja. Geogr. vestnik, 16, Ljubljana.

Rakovec, I., 1949, Dolina Vrat v pleistocenski dobi in razvoj Peričnika. Geogr. vestnik, XX—XXI, Ljubljana.
Rakovec, I., 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal. Ljubljana.
Rakovec, I., 1956, Razvoj pleistocena na Slovenskem. Zbornik: Prvi jugosl. geol. kongres, Ljubljana.
Rupnik, V., 1948, Tehnično poročilo hidrološke raziskave podtalnice Ljubljanskega polja in okolice. Diplomsko delo, Ljubljana.
Smreker, O., 1888, Projekt für das Wasserwerk Laibach, Erläuterungsbericht, Laibach.
Sketelj, J., 1963, Preskrba s hladilno vodo za Trg revolucije. Arhiv. Inst. za zdravstveno hidrotehniko, Ljubljana.
Stur, D., 1888, Zur Wasserversorgungs-Frage der Landeshauptstadt Laibach.
Šifrer, M., 1961, Porečje Kamniške Bistrice v pleistocenu. Razprave IV. razr. SAZU, 12, Ljubljana.
Šifrer, M., 1963, Kvartarni razvoj Dobrav. Poročilo za Sklad Borisa Kidriča, Ljubljana.
Tomšič, 1960, Glavni projekt za vodovod nove kurilnice ŽTP-Ljubljana v Mostah. Arhiv Industr. biroja, Ljubljana.
Troll, C., 1944, Diluvial-Geologie und Klima. Klimaheft der Geologischen Rundschau, Bd. 34, Stuttgart.
Wentzel, J., 1901, Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Thales der Neumarktler Feistritz. Jahresber. d. Staats-Oberrealschule in Laibach, Ljubljana.
Wentzel, J., 1922, Zur Bildungsgeschichte des Laibacher Feldes und Laibacher Moores. Lotos, 70, Prag.
Zibrik, K., 1960, Orientacijsko hidrološko poročilo o obstoječih razmerah podtalnice na območju Ljubljanskega polja v zvezi z določitvijo lokacije vodnjaka za potrebe umetnega drsališča v Tivoliju. Arhiv HMZ, Ljubljana.

O sistematskem položaju vrste *Keramosphaerina tergestina* Stache

Rajko Pavlovec

Z 2 slikama med tekstom in 2 tablama slik

Kratka vsebina. Avtor obravnáva problem zgornjekredne vrste *Keramosphaerina tergestina**. Na podlagi notranje zgradbe hišice dokazuje, da je to nesporno foraminiferna vrsta. Rod *Keramosphaerina* je zaradi razlik v zgradbi hišice treba ločiti od rodu *Keramosphaera*.

Med zanimivimi mikrofosili iz naših krajev je tudi foraminiferna vrsta *Keramosphaerina tergestina*. Našel jo je Stache leta 1873, vendar ji takrat še ni dal imena. Mislil pa je že na nov rod. Pozneje jo je večkrat omenjal in tudi podrobneje opisal. Čeprav je vrsta *Keramosphaerina tergestina* v nekaterih delih zgornjekrednih plasti pogosta, je po Stacheju dolgo niso podrobneje preiskovali. Leta 1924 jo je preučeval Silvestri. V novejšem času pa je šele Devoto (1964) ponovno razpravljal o njeni sistematski pripadnosti. Domači geologi so vrsto *Keramosphaerina tergestina* samo omenjali in skušali ugotoviti njen pravi stratigrafski položaj.

Stache** je to vrsto prvotno prištel rodu *Bradya* (Stache, 1889). Pozneje je ugotovil, da je pod tem imenom A. Boek že leta 1872 opisal rod iz skupine Copepoda. Zato je leta 1912 svoj rod *Bradya* spremenil v *Keramosphaerina* in je torej ime *Bradya* ostalo samo za kopepodno sistematsko enoto. Leta 1964 je Devoto dokazoval, da med fosilnim ro-

---

* Pregledal sem primerke te vrste z roba nanoške planote nad Podnanosom in iz okolice Postojne. Prve je nabral dr. Stanko Buser, druge mag. Rado Gospodarič. Zbruske keramosferin iz okolice Postojne je naredila dr. Katica Drobne in mi jih prepustila v obdelavo. Vsem imenovanim se za njihovo naklonjenost prisrčno zahvaljujem!

** Originalni Stachejev material sem pregledal v zbirki Geološkega zavoda na Dunaju. Keramosferine, ki so na slikah 27, 27a, 24 in 25 table VI. v Abh. Geol. R. A. 13, 1889, je nabral Stache leta 1872 v železniškem vseku pri Nabrežini. Primerki, ki jih je Stache uporabil za slikovni material v Jahrbuch Geol. R. A. 1912, pa so iz Dalmacije (tab. 25, sl. 5) in iz Sabotina (tab. 27, sl. 4).

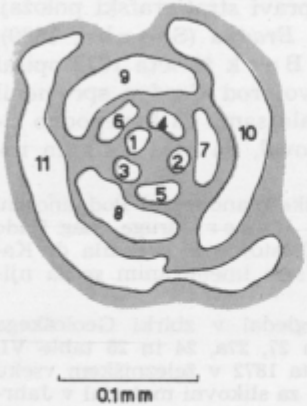
Za naklonjenost, ki sem je bil deležen med obiskom omenjene zbirke na Dunaju, se prof. dr. R. Sieberju najtopleje zahvaljujem.

dom *Keramosphaerina* in recentnim *Keramosphaera,* ki ga je leta 1882 opisal Brady, ni nobene razlike. Zato je vrsto *Keramosphaerina tergestina* pripisal rodu *Keramosphaera.* Istega leta sta Loeblich in Tappan (1964, C 786) naštela rod *Keramosphaerina* med oblikami, ki so bile pomotoma pripisane foraminiferam in sta bila mišljenja, da je to »probably a hydrocoralline«. Pri tem sta očividno sledila Silvestriju (1924), ki je vrsto *Keramosphaerina tergestina* prišteval hidrozojem*.

Silvestri pa ni bil prvi paleontolog, ki je opozoril na podobnost keramosferinske hišice hidrozojem. Že Stache (cf. 1912, 668—669) je pripomnil, da je *Keramosphaerina tergestina* podobna hidraktinijskemu rodu *Porosphaera.* Leta 1905 (str. 101 do 107) je podrobneje poročal o dotedanjih literaturnih podatkih, tudi o tistih, ki omenjajo rod *Bradya* (= *Keramosphaerina*) kot hidrozojsko obliko. Vendar je vrsto *Keramosphaerina tergestina* še naprej odločno prišteval foraminiferam. Našel je namreč embrionalno kamrico in opazil tendenco k spiralni zgradbi, ki se kmalu izgubi v vrstah radialnih kamric.

Skoraj nepravilna, črvičasta razporeditev kamričnih sten je na videz res nekoliko podobna strukturi skeleta mileporid ali stylasterid. Tudi slika prolokula, ki jo je objavil Stache (1912, tab. 27, sl. 5a), ni najbolj prepričljiva, zakaj začetek z votlinico, podobno prolokulu, imajo nekatere »hydrokoraline«. Vendar pri hidrozojih ne poznamo spiralnega začetka skeletnih delov, kar pa je pogosto pri foraminiferah. Prav tako pri hidrozojih ni takšnih kamric, kakršne slede prolokulu pri keramosferinski hišici.

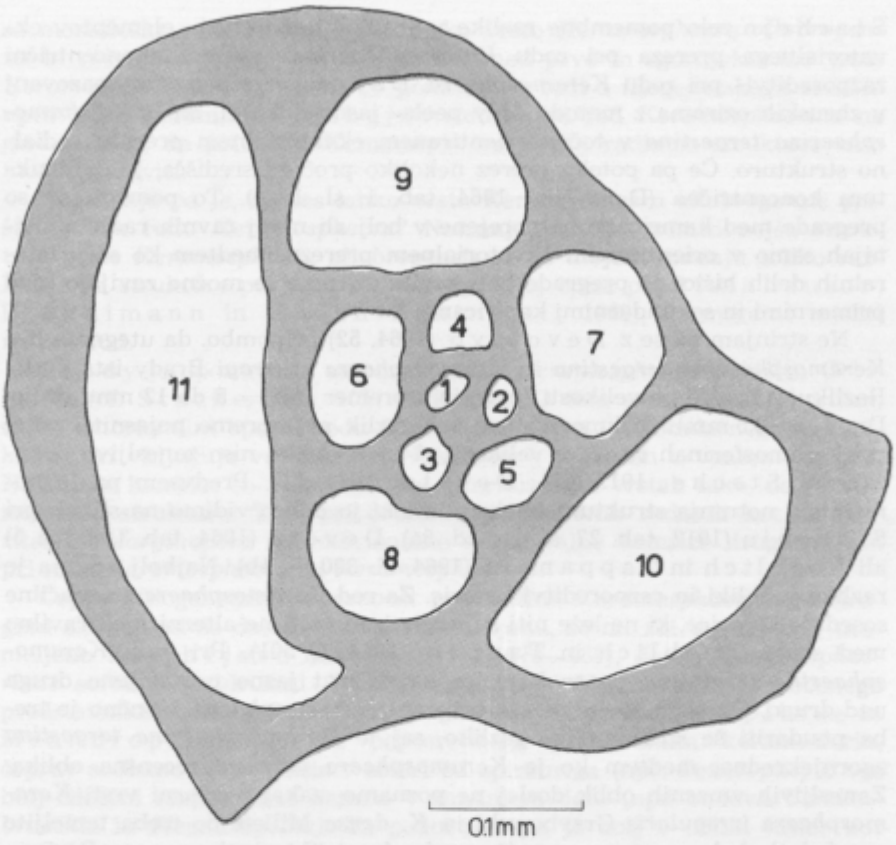
Zelo prepričljivi so prerezi, ki jih je na odličnih slikah prikazal Devoto (1964, tab. 1—3, sl. 1—2). Tu je jasno viden miliolidni začetek hišice, v katerem je približno 10 ali nekaj več kamric. Razporeditev začetnih kamric lahko primerjamo z nekaterimi rodovi iz skupine miliolid, npr. z rodom *Pyrgo,* ki imajo skoraj enako postavljene prve kamrice kot rod



Sl. 1. Shematsko prikazan začetni del hišice vrste *Keramosphaerina tergestina* Stache. Po: Devoto, 1964

Fig. 1. Schematic section of the initial part of a test of species *Keramosphaerina tergestina* Stache (According to Devoto, 1964)

* Silvestri je na tabli I upodobil primerke iz Krajne vasi pri Gorici in iz okolice Trsta.



Sl. 2. Shematsko prikazan začetni del hišice recentne vrste *Pyrgo sarsi* (Schlumberger). Po: Loeblich in Tappan, 1964

Fig. 2. Schematic section of the initial part of a test of recent species *Pyrgo sarsi* (Schlumberger). (According to Loeblich and Tappan, 1964)

Keramosphaerina (sliki 1 in 2). Devoto (1964, 50—51) je navedel poleg teh še druge značilnosti (odprtinice za komuniciranje med kamricami, struktura sten), ki govore za pripadnost vrste *Keramosphaerina tergestina* foraminiferam.

Iz vsega tega sledi, da je *Keramosphaerina tergestina* nesporno foraminiferna vrsta.

Ostane še vprašanje, ali je pravilna Stachejeva *Keramosphaerina tergestina* ali Devotova *Keramosphaera tergestina*? Podobnost med rodovoma *Keramosphaera* in *Keramosphaerina* je opazil že Stache, vendar je našel razlike v razporeditvi kamric in v površinski skulpturi (Stache, 1905, 105; 1912, 666—667 in 670). Po njegovem mnenju je to dovolj za ločitev dveh samostojnih rodov. Površinska struktura hišice pri foraminiferah sama po sebi sicer ni posebno pomemben taksonomski znak, vendar je navadno odraz notranje zgradbe. Devoto (1964, 52) pa zanika za

Stacheja zelo pomembne razlike v »radialni strukturi« elementov ekvatorialnega prereza pri rodu *Keramosphaerina* oziroma »koncentrični razporeditvi« pri rodu *Keramosphaera*. Devoto je s pomočjo opazovanj v zbruskih oziroma z metodo »dry peels« jasno dokazal, da ima *Keramosphaerina tergestina* v točno orientiranem ekvatorialnem prerezu radialno strukturo. Če pa poteka prerez nekoliko proč od središča, je ta struktura koncentrična (Devoto, 1964, tab. 1, sl. 1—4). To pomeni, da so pregrade med kamricami razporejene v bolj ali manj ravnih radialnih linijah samo v orientiranem ekvatorialnem prerezu, medtem ko so v lateralnih delih hišice te pregrade bolj zavite oziroma se močno zavijajo med primarnimi in sekundarnimi kamricami.

Ne strinjam pa se z Devotovo (1964, 52) pripombo, da utegneta biti *Keramosphaerina tergestina* in *Keramosphaera murrayi* Brady ista vrsta. Razlikujeta se že po velikosti (prva ima premer Dm = 5 do 12 mm, druga Dm = do 2,5 mm). Z dimorfizmom teh razlik ne moremo pojasniti, zakaj pri keramosferinah razlik v velikosti *A* in *B* oblike niso zanesljivo dokazali (cf. Stache, 1912, 671; Devoto, 1964, 51). Predvsem pa je pomembna notranja struktura obeh rodov, ki jo dobro vidimo na slikah pri Stacheju (1912, tab. 27, sl. 1b, 1d, 5a), Devotu (1964, tab. 3, sl. 2, 4, 5) ali Loeblich in Tappanovi (1964, sl. 390 — 1b). Najbolj opazna je razlika v obliki in razporeditvi kamric. Za rod *Keramosphaera* so značilne sosednje kamrice, ki ne leže niti superponirano niti ne alternirajo pravilno med seboj (Loeblich in Tappan, 1964, C 501). Pri vrsti *Keramosphaerina tergestina* pa so kamrice največkrat jasno postavljene druga nad drugo. Obenem so daljše kot pri rodu *Keramosphaera*. Končno je treba poudariti še stratigrafsko razliko, saj je *Keramosphaerina tergestina* zgornjekredna, medtem ko je *Keramosphaera murrayi* recentna oblika. Zanesljivih vmesnih oblik doslej ne poznamo, zakaj terciarni vrsti *Keramosphaera irregularis* Grzybowski in *K. densa* Millett bo treba temeljito pregledati glede na njuno generično pripadnost (Steinhauser, Brönnimann in Koehn-Zaninetti, 1969, 117).

Po vsem tem trdim, da sta *Keramosphaerina* in *Keramosphaera* dva rodova iz poddružine *Keramosphaerinae* Brady 1884.

Pred kratkim je bila opisana še ena vrsta iz rodu *Keramosphaera*, to je *Keramosphaera allobrogensis* (Steinhauser, Brönnimann in Koehn-Zaninetti, 1969). Avtorji te vrste so podrobneje primerjali vrsti *Keramosphaera allobrogensis* in *K. murrayi* pa tudi vrsto *Keramosphaerina tergestina* (str. 117 do 121). Čeprav prištevajo vse tri rodu *Keramosphaera*, bi bilo po njihovem mnenju treba revidirati celotno skupino *Keramosphaera*. Vrsta *Keramosphaera allobrogensis* naj bi bila filogenetsko starejša kot *Keramosphaerina tergestina*, ki se od prve loči po večji hišici, večjem številu kamric, toda manjši velikosti kamric, razporejenih v koncentrične in radialne vrste ter po strukturi, podobni radialnim stebričkom.

Predvsem pomembno je dejstvo, da *Keramosphaera allobrogensis* nima radialne in koncentrične razporeditve kamric, ampak ima povsem nepravilno notranjo strukturo (Steinhauser, Brönnimann in Koehn-Zaninetti, 1969, 119). Zato omenjeni avtorji tudi trdijo (str. 121), da

so morfološke razlike med berriasijsko vrsto *Keramosphaera allobrogensis* in recentno *K. murrayi* manjše kot med prvo in zgornjekredno vrsto *Keramosphaerina tergestina*. To pomeni, da tudi s filogenetskega stališča upravičeno ohranimo Stachejev samostojni rod *Keramosphaerina* ne glede na to, da pri rodu *Keramosphaera* doslej radialne strukture niso mogli ugotoviti.

Vprašanje pa je, ali res lahko vrsto *Keramosphaera allobrogensis* prištevamo k rodu *Keramosphaera*? Notranja, mnogo primitivnejša struktura vrste *Keramosphaera allobrogensis* se po mojem mnenju toliko razlikuje od strukture pri vrsti *K. murrayi* (glej opise pri Steinhauser, Brönnimann in Koehn-Zaninetti, 1969), da moramo misliti na nov rod.

Brady je opozoril na sorodnost rodu *Keramosphaera* z rodom *Orbitolites* (cf. Stache, 1905, 105; 1912, 668). O tem sam nisem prepričan, zakaj embrionalni aparat rodu *Orbitolites* sestoji iz globularnega nukleokonha, ki vključuje več kamric. Nukleokonh je obdan z vencem kamric. Nadaljnje kamrice so razporejene v alternirajočih vrstah tako, da tvorijo mrežasto strukturo. Tudi pri orbitolitesu podobnih rodovih kot sta *Sorites* in *Marginopora* so embrionalne in lateralne kamrice drugačne kot pri rodu *Keramosphaera* ali *Keramosphaerina*.

Čeprav filogenetska povezanost poddružine *Keramosphaerinae* z drugimi skupinami še daleč ni dovolj pojasnjena, se mi zdi vseeno bolj utemeljeno Stachejevo mišljenje (1912, 679—680), da so *Keramosphaerinae* sorodne poddružini Peneroplinae. Vendar nimam nobenega predstavnika družine Soritidae (iz poddružine Peneroplinae in Meandropsininae) za neposrednega predhodnika keramosferin, čeprav srečamo razvoj hišic v smeri od spiralnega (npr. *Peneroplis*) k vse bolj ciklični razporeditvi kamric v zunanjem delu (npr. rodova *Vandenbroeckia* in *Meandropsina*). Ta podobnost pa je bolj v obliki hišice kot v obliki in razporeditvi kamric ter vmesnih pregrad. Gre torej za zunanjo podobnost brez nujne filogenetske povezanosti.

V literaturi najdemo o starosti vrste *Keramosphaerina tergestina* precej neenotne podatke. Različni avtorji ugotavljajo to vrsto v plasteh od conjacija do danija. Pri tem gre včasih samo za različno interpretacijo razčlenitve najmlajše krede oziroma najstarejšega terciarja. Predvsem mislim tu na danij, ki ga nekateri še prištevajo kredni dobi, medtem ko ga ima večina za najstarejši del paleocena oziroma paleogena. Tak primer je Pleničarjeva (1961, 106) stratigrafska interpretacija, pri kateri postavlja plasti s *Keramosphaerina tergestina* iz Slovenije v 16. horizont, to je najnižji danij. Danij pa v celoti prišteva kredni dobi. Pavlovec (1963, 494—499) pripisuje plasti neposredno nad horizontom s *Keramosphaerina tergestina* že terciarju. To pomeni, da bi bil horizont s *Keramosphaerina tergestina* (Pleničarjev 16. horizont) najmanj maastrichtijske starosti, če ne celo nekoliko starejši. Podobno kot Pleničar pripisuje plastem s *Keramosphaerina tergestina* danijsko starost tudi Šikić (1956). Med novejšimi podatki je najpomembnejša trditev Buserja (1965, 130), da nastopa ta vrsta v zahodnih Dinaridih od campanija do spodnjega dela maastrichtija. Nekateri avtorji omenjajo vrsto *Keramo-*

sphaerina tergestina v turonijskih plasteh (cf. Polšak, 1963, 423). Tudi Ivanović (1960, 111—112) pripisuje plastem s *Keramosphaerina tergestina* na otoku Pašmanu obdobju od turonija do konca senonija. Devoto (1960, 52—53)sicer ne pove povsem jasno, v katerem horizontu je našel to vrsto na Monte Lepini v Apeninih. V krovnini teh plasti omenja vrsto *Coscinolina liburnica* Stache, ki nastopa pri nas v paleocenskih plasteh. Še više se na Monte Lepini začno sedimenti s številnimi alveolinami. To pomeni, da je takoj nad plastmi s *Keramosphaerina tergestina* že paleocenski horizont.

Keramosphaerina tergestina je torej zgornjekredna vrsta, ki so jo našli na mnogih krajih tudi pri nas (cf. Schubert, 1902; Stache, 1905; Montagne, 1941; Šikić, 1956; Sakač, 1958; Polšak, 1959; 1963; Radoičić, 1960; Ivanović, 1960; Buser, 1965; Bignot, Chorovicz in Dupeuble, 1968). Ni pa izključeno, da so med campanijskimi in maastrichtijskimi oblikami razlike v notranji zgradbi, česar se doslej še ni posrečilo ugotoviti.

The Systematic Position of Species *Keramosphaerina tergestina* Stache

Rajko Pavlovec

Abstract. The author deals with the problem of Upper Cretaceous species of *Keramosphaerina tergestina* Stache. On the base of the internal structure of test he maintains that it is undoubtedly a foraminifer species. Genus *Keramosphaerina* therefore should be separated from genus *Keramosphaera*.

In the year 1905 (page 101—107) a detailed report was given by Stache on the relations between the genera *Bradya* Stache, *Porosphaera* Steinmann, and *Keramosphaera* Brady. In this report the authors, considering the genus *Bradya* (= *Keramosphaerina)* to be a Hydrozoan, have been cited too. Although Stache (1912, 668—669) remarked the similarity of *Keramosphaerina tergestina* to hydractinian genus *Porosphaera,* he continued to place *K. tergestina* among the foraminifers. As regards this Stache pointed out an embrional chamber and a change of the indicated spiral development into radial chambers.

In the year 1924 Silvestri too ascribed genus *Keramosphaerina* to Hydrozoa. Therefore it is natural that Loeblich and Tappan (1964, C 786) mentioned genus *Keramosphaerina* among those forms which were erronously ascribed to foraminifers. They say it is "probably a hydroco-ralline."

An unregular, worm-like arrangement of chamber walls is at first sight similar to the structure of the mileporid or stylasterid skeletons. Also a picture of proloculus, published by Stache (1912, tab. 27, fig. 5a) is not very convincing for a foraminifer. A similar beginning with a cavity as

shown by this proloculus could be observed on some "hydrocorallins". But with the Hydrozoa a spiral beginning of skeleton parts is not known, as is often the case with foraminifers. The same goes for Hydrozoa, where no such chambers exist as shown in the initial part of a *Keramosphaerina* test.

This problem has been explained by D e v o t o (1964, tab. 1—3, fig. 1—2), who found a clearly visible miliolid beginnig of the test. In this part there are only ten or perhaps some more chambers. The arrangement of chambers can be compared to some genera of miliolids, which have a nearly identical arrangement of chambers as *Keramosphaerina* (fig. 1 and 2). D e v o t o mentioned also some other characteristics (perforation for communication among chambers, the structure of the walls), which support a classification of *Keramosphaerina tergestina* to foraminifers.

Thus it could be concluded that *Keramosphaerina* undoubtedly belongs to foraminifers.

It is still to be determined whether S t a c h e's *Keramosphaerina tergestina* or D e v o t o's *Keramosphaera tergestina* is the right one. Similarity between *Keramosphaera* and *Keramosphaerina* had been noticed already by S t a c h e, although he found differences in arrangement of chambers and in the surface sculpture (S t a c h e, 1905, 105; 1912, 666—667 and 670). In his oppinion this is sufficient for a distinction between the two independent genera. The surface structure of tests of foraminifers is by itself not a very important taxonomic sign, nevertheless it gives an impression of the internal structure. D e v o t o (1964, 52) denies the differences between "radial structure" of equatorial section elements of *Keramosphaerina* and "concentric arrangement" of *Keramosphaera*. By observation of a thin section and by dry peel method he clearly proved that *Keramosphaerina tergestina* has a radial structure in a precisely orientated equatorial section. In the section is off centre, the structure is concentric (D e v o t o, 1964, tab. 1, fig. 1—4).

But I cannot agree with D e v o t o's remark (1964, 52), that *Keramosphaerina tergestina* and *Keramosphaera murrayi* Brady is of the same shape. They differ in size. One should not take dimorphism into account as differences in size of *A* and *B* forms of *Keramosphaerina* have not yet been actually proved (cf. S t a c h e, 1912, 671; D e v o t o 1964, 51). Most important is the internal structure of both genera which are clearly distinguishable on S t a c h e's (1912, tab. 27, fig. 1b, 1d, 5a), D e v o t o's (1964, tab. 3, fig.. 2, 455) or L o e b l i c h's an T a p p a n's (1964, fig. 390 — 1b) figures. Most distinct is the difference in form and arrangement of chambers. Typical for genus *Keramosphaera* are the neighbouring chambers which are neither superimposed nor do they regularly alternate (L o e b l i c h and T a p p a n, 1964, C 501). The chambers of *Keramosphaerina tergestina* are often placed clearly one above another. They are also longer in size. Finally the stratigraphic difference must be emphasized as *Keramosphaerina tergestina* is an Upper Cretaceous whereas *Keramosphaera murrayi* is a recent form.

Thus I would maintain that *Keramosphaerina* and *Keramosphaera* are two genera of the K e r a m o s p h a e r i n a e Brady 1884 subfamily and

that *Keramosphaerina tergestina* and *Keramosphaera murrayi* are two species.

Not long ago *Keramosphaera allobrogensis* has been described (Steinhauser, Brönnimann and Koehn-Zaninetti, 1969), which has not a concentric chamber arrangement but a completely irregular internal structure. There is less morphological difference between the Berryasian species *Keramosphaera allobrogensis* and the recent *Keramosphaera murrayi* as between the first and the Upper Cretaceous *Keramosphaerina tergestina*. This means that even from this point of view it is justified to keep Stache's independent genus *Keramosphaerina*, especially so as so far no radial structure has been established.

But there is still the question whether species *"allobrogensis"* can be classified as *Keramosphaera*. The internal, much more primitive structure of *Keramosphaera allobrogensis* differs, according to my oppinion, to such an extent from the one of the species *Keramosphaera murrayi* that a new genus is conceivable.

The philogenetic connection of subfamily *Keramosphaerina* with other groups has never been clarified sufficiently, nevertheless I think, that Stache's opinion on *Keramosphaerina* being related to subfamily of Peneroplinas is justified. Although I do not maintain that any of the representatives of family Soritidae could be an immediate predecessor of *Keramosphaerina*, we do encounter a development of tests from spiral (genus *Peneroplis*) to progresively cyclic arrangement of chambers especially in the outer part (genera *Vandenbroeckia* and *Meandropsina*). But a greater similarity exists in the form of the test as in the form and arrangement of chambers and intermediate walls. Therefore this similarity has no immediate philogenetic importance.

In different sources rather divergent data about the age of species *Keramosphaerina tergestina* can be found. Different authors place this species from Coniacian to Danian.

Literatura

Bignot, G., Chorowicz, J. & Dupeuble, P. A. 1968, Précision stratigraphiques sur les formations du Crétacé supérieur et de l'Éocène situées au nord de Split (Dalmatie, Yougoslavie). C. R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr., 186—187. Paris.

Boeck, A., 1872, De Skandinaviske og arktiske Amphipoder beskrevne af Axel Boeck. Forh. Vidensk. Selsk. Christian, 46, Christiania, fasc. 192

Brady, H. B. 1882, Notes on *Keramosphaera*, a new type of porcellaneous Foraminifera. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 5, 10, 242—245, pl. 13. London.

Buser, S., 1965, Starost plasti s *Keramosphaerina (Bradya) tergestina* (Stache) v slovenskih Dinaridih. Geologija, 8, 130—134, sl. 1—3. Ljubljana.

Cita, M. B., 1965, Jurassic, Cretaceous and Tertiary Microfacies from the Southern Alps (Northern Italy). Internat. Sed. Petr. Ser., 8, 1—100, pl. 1—117. Leiden.

Devoto, G., 1964, Il passaggio Cretaceo-Paleocene nei Monti Lepini e il problema relativo a *Keramosphaera tergestina* (Foraminifera). Geol. Romana, 3 ,49—63. Roma.

Ivanović, A., 1960, Nova nalazišta keramosferina u Dalmaciji i njihovo stratigrafsko značenje. Geol. vjesnik, 13, 109—113. Zagreb.

Loeblich, A. R. in Tappan, H., 1964, Protista 2 (Moore: Treatise on Invertebrate Paleontology, C). I—XXXI + 1—900. Kansas.

Montagne, D. G., 1941, Geologie und Palaeontologie der Umgebung von Šestanovac, Dalmatien. 1—93, Taf. 1—8, 3 priloge. Utrecht.

Pavlovec, R., 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. Razprave SAZU, IV. razr., 7, 419—556, 1 priloga. Ljubljana.

Pleničar, M., 1961, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija, 6, 22—145, sl. 1—16, 5 prilog. Ljubljana.

Polšak, A., 1959, Rudisti i neki drugi fosili okolice Vrpolja i Perkovića u Dalmaciji. Geol. vjesnik, 12, 53—76, tab. 1—7. Zagreb.

Polšak, A., 1963, Stratigrafija krednih naslaga područja Plitvičkih jezera i Ličke Plješevice. Geol. vjesnik, 15, 411—434, tab. 1—4. Zagreb.

Radoičić, R., 1960, Mikrofacije krede i starijeg tercijara spoljnih Dinarida Jugoslavije. Paleont. jug. Dinarida, A, 4, 1—172. Titograd.

Schubert, R. J., 1902, Der geologische Bau des Inselzuges Morter, Vergada, Pašman und der die begleitenden Scoglien auf Blatt 30, Zone XIII (Zaravecchia-Stretto). Verh. geol. RA., 196—203. Wien.

Silvestri, A., 1924, Sulla *Bradya tergestina* Stache. Riv. Ital. Pal., 30, 17—26, tav. 1. Pavia.

Stache, G., 1873, Neue Petrefaktenkunde aus Istrien. Verh. geol. RA., 147—149. Wien.

Stache, G., 1889, Die Liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte. — Abh. geol. R. A., 13, 1—170, Taf. 1—8, geol. karta. Wien.

Stache, G., 1905, Ältere und neue Beobachtungen über die Gattung *Bradya Stache* in Bezug auf ihr Verhältnis zu den Gattungen *Porosphaera Steinmann* und *Keramosphaera Brady* und auf ihre Verbreitung in den Karstgebieten des österreichischen Küstenlandes und Dalmatiens. Verh. geol. RA., 100—113. Wien.

Stache, G., 1912, Über *Rhipidionina* St. und *Rhapydionina* St., zwei neubenannte Miliolidentypen der unteren Grenzstufe des küstenländischen Paläogens und die Keramosphärinen der oberen Karstkreide. — Jb. Geol. RA., 62, 659—684, Taf. 26—27. Wien.

Steinhauser, N., Brönnimann, P. in Koehn-Zaninetti, L., 1969: *Keramosphaera allobrogensis*, n. sp., from the upper Berriasian of the Jura Mountains and the subalpine region. — Archives sc., 22, 105—124, pl. 1—4. Genève.

Šikić, D., 1956, Nova nalazišta danijena u Dalmaciji. — Geol. vjesnik, 8—9, 137—140, tab. 1. Zagreb.

Zoophycos (Annelida, Polychaeta) v podsabotinskih plasteh zahodne Slovenije

Rajko Pavlovec in *Jernej Pavšič*

Z 2 slikama v prilogi

V nekaterih delih današnje južnozahodne Slovenije so se v zgornji kredi in v paleocenu usedali rdeči, vijolično rdeči in sivi peščeni laporji. Geologi so jih navadno imenovali *scaglia*. Drobnetova in Pavlovec (1969, 28) sta zaradi razlik s tipično *scaglio* predlagala zanje ime podsabotinske plasti po vasi Podsabotin v Goriških brdih. Ti sedimenti vsebujejo številne planktonske in nekoliko redkejše bentonske foraminifere. Ostankov makrofavne je v podsabotinskih plasteh malo.

Med najpogostejšimi ostanki makrofavne v teh sedimentih je *Zoophycos*, ki spada med ihnofosile, to je takšne organizme, od katerih so se ohranili samo njihovi sledovi. Ta, dolgo časa problematični fosil, je prvi omenil leta 1828 Brongniart (cf. Plička, 1968, 836) in ga imenoval *Fucoides circinnatus*. Ker je *Zoophycos* v sedimentu podoben velikemu listu (glej sliki 1 a b), je razumljivo, da ga je Brongniart imel za rastlinski ostanek. Enako je mislil leta 1851 tudi Massalongo, ki mu je prvi dal ime *Zoophycos* in ga prištel morskim algam. Poznejši raziskovalci so dali temu ihnofosilu več imen, med katerimi *Taonurus* ali *Spirophyton* nekateri še danes uporabljajo. Vendar je prioritetno ime Zoophycos (cf. Haas in drugi, 1962).

Leta 1955 je Lessertisseur začel misliti na razred mnogoščetincev Polychaeta. To so pozneje paleontologi še bolj potrdili. Zanimivo je, da sta Plička (1968) in Bischoff (1968) ločeno prišla do zelo podobnih sklepov. *Zoophycos* sta podrobno preučevala in rekonstruirala žival, ki naj bi pustila te sledove. Po teh izvajanjih danes torej lahko zanesljivo prištevamo *Zoophycos* anelidom (classis Polychaeta) in sicer družini Sabellidae (cevkarji).

Zoophycos v podsabotinskih plasteh ni vezan na določen stratigrafski horizont. Pojavlja se tako v laporjih iz spodnjega maastrichtija (pri Kožbani v Goriških brdih) ter iz maastrichtija in paleocena (pri Podsabotinu v Goriških brdih). V plasteh z zoofikusom pri Kožbani je bila ugotovljena naslednja mikrofavna:

Dorothia pupa Reuss
Dorothia oxycona Reuss

Globotruncana arca Cushman
Globotruncana contusa contusa Cushman
Globotruncana stuarti Lapparent
Globotruncana elevata elevata Brotzen
Gyroidina sp.
Heterohelix globulosa Ehrenberg
Heterohelix striata Ehrenberg
Pseudotextularia elegans Rzehak
Spiroplectammina dentata Alth
Planoglobulina sp.

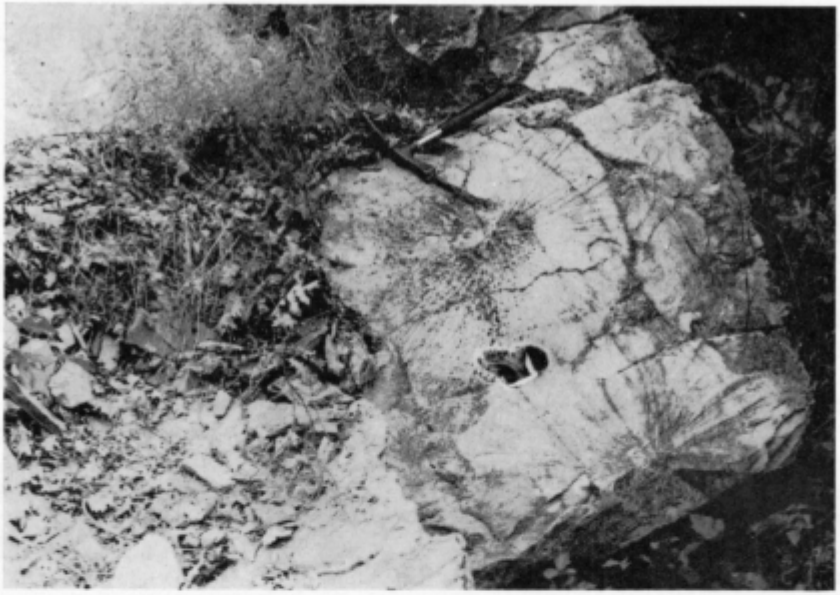
V istih plasteh je bila najdena tudi školjka *Inoceramus* sp.

V podsabotinskih plasteh dosežejo ostanki zoofikosa premer 60 cm ali celo nekoliko več. To ne preseneča, zakaj Ellenor (1970, 71) omenja do 85 cm velike primerke. V sredini je *Zoophycos* nekoliko dvignjen. Tam je bila osrednja cev. Okrog nje so sledovi tipalk, ki so raztegnjene v smeri plasti in so ena najpomembnejših značilnosti pri ugotavljanju posameznih vrst. *Zoophycos* iz Goriških brd je okrogel in po tem spominja na vrsto *Zoophycos massalongi* Plička. Ima tudi za to vrsto značilno cepitev tipalk (cf. Plička, 1968, 846). Precej podobna vrsta *Zoophycos circinnatus* (Brongniart) ima zunanji rob valovit, sicer pa je pri nekoliko slabše ohranjenih primerkih razlike pri cepitvi tipalk težko ugotoviti. Zato se sprašujemo, ali so kriteriji za ločitev vrst pri ihnofosilih sploh dovolj zanesljivi? O tem je razpravljal tudi Bischoff (1968, 1441). Glede na to, da najdemo samo sledove nekdanjih organizmov, v mnogih primerih določanje vrst ali podvrst nima nobene taksonomske ali praktične vrednosti.

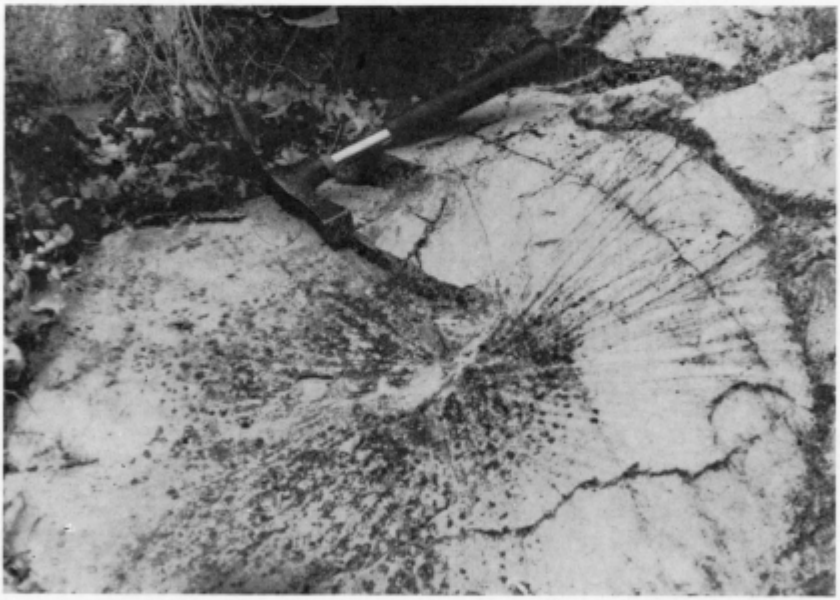
V nekaterih delih podsabotinskih plasti je *Zoophycos* zelo pogost, medtem ko ga drugod sploh ni. V horizontih, kjer smo ga našli, je navadno več primerkov drug poleg drugega. To je razumljivo, če vemo, da so živeli v plitvem morju in v kolonijah (Plička, 1968, 847). *Zoophycos* potemtakem dokazuje, da so podsabotinske plasti sediment plitvejšega morja.

Pri nas poleg zoofikosa nismo našli drugih bioglifov (npr. *Bullium*), ki jih zelo pogosto omenjajo skupaj z njim. Nadalje ima vrsta avtorjev *Zoophycos* za značilen fosil flišnih sedimentov (cf. Gomez de Llarena, 1954, 16—18; Seilacher, 1955, 217; Müller, 1963, 654; Dimitrijević in drugi, 1967). Spet drugi so našli *Zoophycos* v apnencih in peščenjakih (Seilacher, 1955, 223), v menilitnih plasteh (Đurković, 1959) ali v zelo različnih sedimentih (Plička, 1966). Podsabotinske plasti vsekakor ne kažejo značilnosti flišnih kamenin. Pri Podsabotinu znaša npr. njihova debelina nekaj sto metrov, vendar v večjem delu kažejo na mirno sedimentacijo laporjev, v katerih ni sledov blatnih tokov ali plastovitosti s postopno zrnavostjo. Potemtakem ihnofosila *Zoophycos* ne moremo šteti med značilno flišno favno.

Zoophycos prav tako ni omejen na krajše geološko obdobje. Ellenor (1970) ga opisuje iz devonskih sedimentov, medtem ko so najpogostejše najdbe iz krednih in paleogenskih obdobij (cf. Götzinger, 1951, 227, 232—233; Bischoff, 1968, 1439). Pri nas smo ga našli tako v zgornjekrednih kakor tudi v paleocenskih plasteh.



a



b

Sl. 1. *Zoophycos* v podsabotinskih plasteh pri Kožbani v Goriških Brdih, spodnji maastrichtij

Fig. 1. *Zoophycos* in the Podsabotin strata near Kožbana in Goriška Brda, Lower Maastrichtian

a povečano — enlarged 1,7 ×
b povečano — enlarged 7,5 ×

Zoophycos (Annelida, Polychaeta) in the Strata of Podsabotin in Western Slovenia

Rajko Pavlovec and *Jernej Pavšič*

In the Upper Cretaceous and Paleocene red, violet-red and grey marls of Western Slovenia (Western Yugoslavia) which are called the Podsabotin strata the remains of *Zoophycos* have been found (Fig. 1 a b). Generally there are more of these ihnofossils together and this points to life in colonies. It mostly resembles the species *Zoophycos massalongi* Plička, and considering some signs also the species *Zoophycos circinnatus* (Brongniart). But we are of the opinion that establishing of species with ihnofossils has no taxonomical and practical value.

In Lower Maastrichtian strata near Kožbana in the Hills of Gorica (Goriška Brda) rich microfauna (see page 63—64) appears together with the *Zoophycos*. The remains of the shell *Inoceramus* sp. can also be found there. In the Paleocene marls of the Hills of Gorica numerous globorotalias, globigerinas and some other microforaminifers appear together with the *Zoophycos*.

The Podsabotin strata do not show characteristics of Flysch sediments, therefore *Zoophycos* is not a typical Flysch fossil although it is often found just in Flysch sediments.

Literatura

Bischoff, B. 1968, *Zoophycos*, a Polychaete Annelid, Eocene of Greece. Journal Paleontol., 42, 1439—1443, pl. 179—180. Menasha, Wisconsin.

Dimitrijević, M. N., Dimitrijević, D. M in Radošević, D. 1967, Sedimentne teksture u turbiditima. Zavod geol. geofiz. istraž., pos. izdanja 16,1—70. Beograd.

Drobne, K. in Pavlovec, R. 1969, Les faciès Paléocènes en Slovénie. III. simpozij Dinar. asoc., 27—33. Zagreb.

Ďurkovič, T. 1959, Výskut problematika »*Zoophycus*« v menilitových vrstvách. Geol. práce, zprávy 15, 151—154, tab. 3. Bratislava.

Ellenor, D. W., 1970, The Occurrence of the Trace Fossil *Zoophycos* in the Middle Devonian of Northeastern New South Wales, Australia. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 7, 69—78. Amsterdam.

Gomez de Llarena, J. 1954, Observaciones geologicas en el flysch cretacico-numulitico de Guipuzcoa. I. Mon. Inst. »Lucas Mallada« Invest. Geol., 13, 1—98, lám. 1—61. Madrid.

Götzinger, G. 1951, Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jb. geol. B. A., 94 (Festband), 223—272, Taf. 23—31. Wien.

Hass, W. H., Häntzschel, W., Fischer, D. W., Howel, B. F., Rhodes, F. H. T., Müller, K. J. in Moore, R. C. 1962, Conodonts, conoidal shells of uncertain affinities, worms, trace fossils and problematica. Treatise on invertebrate paleontology, Part W, Miscellanea. — I—XXV + W 144—259. Lawrence, Kansas.

Lessertisseur, J. 1955, Traces d'activité animale et leur signification paléobiologique. Mem. Soc. géol. France, 74, N. s. 34, 1—150, pl. 1—11. Paris.

Müller, A. H. 1963, Lehrbuch der Paläozoologie, II. — Invertebraten, 3: Arthropoda 2 — Stomochorda. — 1—698. Jena.

Pličk a, M. 1966, Sedimentologický příspěvek k poznání původu otisků »*Zoophycos*«. — Čas. min. geol., 11, 423—430. Praha.

Pličk a, M. 1968, *Zoophycos*, and a proposed Classification of Sabellid Worms. Journal Paleontol., 42, 836—849, pl. 107—108. Menasha, Wisconsin.

Seilacher, A. 1955, Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 105, 214—227, Taf. 7—8. Hannover.

Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča

Ivan Mlakar in *Matija Drovenik*

Z 2 slikama med tekstom in z 28 tablami slik v prilogi

Vsebina

Kratka vsebina 67
Uvod 68
Geološka zgradba rudišča 68
Dosedanje raziskave orudenja 69
Značilnosti orudenja v paleozojskih in triadnih skladih 71
Karbonski glinasti skrilavec in peščenjak 71
Grödenski peščenjak 74
Zgornjepermski dolomit 75
Spodnjeskitski dolomit 78
Spodnjeskitski sljudnati skrilavec, meljevec in oolitni apnenec 80
Zgornjeskitski dolomit 83
Zgornjeskitski laporasti apnenec in apnenec 87
Anizični dolomit 87
Langobardski bazalni peščenjak 88
Langobardski konglomerat 90
Langobardski apneni peščenjak in apnenec 91
Skrilavec in peščenjak skonca 91
Langobardski tufit, tuf in radiolarit z rožencem 100
Cordevolski dolomit in apnenec 103
Nastanek rudišča 103
Besedilo k slikam na tablah 5 do 28 112
Explanation of Plates 5—28 112
Structural and genetic Particularities of the Idrija Mercury Ore Deposit . 120
Literatura 124

Kratka vsebina

Idrijska ruda strukturno in genetsko ni enotna.

V zgornjepaleozojskih, skitskih in anizičnih skladih je živosrebrna ruda epigenetska. Hidrotermalne raztopine so sledile srednjetriadnim prelomom in razpokam, ki so sekali plasti bolj ali manj pod pravim kotom (tabla 4, sl. B). Cinabarit je izpolnjeval razpoke in pore, ali pa nadomeščal karbonatne kamenine in vezivo klastičnih kamenin.

Medtem ko je v zgornjepaleozojskih skladih cinabarit povečini v vezivu, ga je v langobardskem peščenjaku največ v močno kaoliniziranih plagioklazovih zrnih in litoloških drobcih ter le malo v vezivu. Ruda langobardskih skladov je večidel singenetska.

Cinabarit se je odlagal v dveh fazah. V prvi so bile orudene zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti ter tuf v neposredni krovnini anizičnih plasti. Tuf je bil kmalu nato dezintegriran. Orudeni plagioklazi in drobci tufa pa so bili preneseni v nastajajoči bazalni langobardski peščenjak. Da so bili v prvi fazi orudeni starejši skladi, dokazujejo orudeni prodniki zgornjeskitskega dolomita v langobardskem konglomeratu.

Druga faza orudenenja sovpada z nastajanjem plasti skonca ter tufa in tufita v njihovi krovnini. V tej fazi so raztopine najprej dodatno orudile zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti in prinesle rudo v langobardski konglomerat. Nato so se izlile na morsko dno kot termalni vrelci. Ob nekaterih vrelcih je precipitiral cinabarit in nastale so konkordantne plasti jeklenke. Ob drugih vrelcih se je usedal tudi opal.

Kalni tokovi so nato prenašali nekonsolidiran opalsko-cinabaritni sediment in ga na drugih krajih zopet odlagali. Tako so v plasteh skonca nastale jetrenka in opekovka, ter plastovita in koralna ruda.

Singenetska ruda dokazuje nastanek idrijskega rudišča v langobardski podstopnji.

Obe vrsti rude sta v glavnem tudi prostorsko ločeni. Epigenetska se nahaja v spodnjem — jugovzhodnem delu rudišča, ki ga grade mlajše paleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti. V zgornjem — severozahodnem delu rudišča pa nahajamo epigenetsko rudo v anizičnem dolomitu in langobardskem konglomeratu, medtem ko vsebujejo bazalni langobardski peščenjak, plasti skonca in tufit v njihovi krovnini singenetsko rudo. Oba dela rudišča loči srednjetriadni prelom.

Uvod

Malo je rudnikov, kjer bi odkopavali rudo nepretrgoma skoraj 500 let. Eden izmed njih je Idrija, kjer so našli živo srebro že leta 1490 (M o h o r i č, 1960). Najprej so na površju odkopavali karbonski skrilavec s samorodnim živim srebrom na območju današnje cerkve sv. Trojice. Z jamskimi deli so začeli leta 1500 okrog 300 m jugovzhodno od tod (K r o p a č, 1912). Izkopali so Antonijev rov, ki se je ohranil do danes. Skrilavec s samorodnim živim srebrom so pridobivali nad nivojem tega rova do površja. Ta del rudišča imenujemo Pront. Bogato cinabaritno rudo pa so našli na dan sv. Ahaca, 22. junija 1508. Verjetno so v plasteh skonca zadeli na rudno telo Kropač-Ziljska, ki jih je vodilo v globino in proti jugovzhodu. Danes se nahajajo najgloblji odkopi na 15. obzorju, ki leži 363 m pod Antonijevim rovom.

Geološka zgradba rudišča

Na podlagi jamskega kartiranja v zadnjih desetih letih smo nadrobno razčlenili rudonosne paleozojske in triadne plasti (M l a k a r, 1959, 1967). Zgornjepaleozojske starosti so črni glinasti skrilavec, kremenov peščenjak

ter sivi in črni zgornjepermski dolomit. Srednjetriadni skladi leže na paleozojskih brez kotne diskordance. Za sedimentacijo skladov skitske stopnje triade je značilno menjavanje karbonatnih in drobnoklastičnih usedlin. V spodnjem delu skitskih plasti najdemo dolomit, peščeni dolomit, skrilavec in meljevec z lečami oolitnega apnenca, v zgornjem pa dolomit, peščeni skrilavec, laporni apnenec in apnenec. V anizično stopnjo uvrščamo le dolomit. Njegova debelina je bila v srednjetriadni erozijski fazi zelo okrnjena, ponekod je bil celo povsem erodiran. Fassanskih plasti doslej paleontološko nismo dokazali. Langobardske plasti ladinske stopnje leže z bazalnim peščenjakom ali konglomeratom diskordantno na anizičnih in ponekod celo na skitskih kameninah. Na konglomeratu leži ponekod apneni peščenjak in apnenec, navadno pa črni bituminozni skrilavec in peščenjak skonca. Langobardske plasti se končajo s tufitom, tufom in radiolaritom z rožencem. Najmlajši triadni kamenini orudenega bloka sta cordevolski dolomit in apnenec.

Prva pomembna tektonska faza je bila v srednji triadi. Radialno premikanje blokov je spremljala magmatska dejavnost v obliki geosinklinalnega-inicialnega vulkanizma. Takrat so skrepenele številne predornine, med njim felzitporfir (K o s s m a t, 1910), porfir in porfirit (R a k o v e c, 1946), kremenov keratofir in mandljasti diabaz (D u h o v n i k in S t r m o l e, 1970), ki jih najdemo okrog 13 km severozahodno od Idrije.

Mnogo intenzivnejša staroterciarna tektonika je nato močno zabrisala posledice srednjetriadne tektonske faze. Staroterciarna krovna zgradba idrijskega ozemlja, ki smo jo razčlenili v štiri pokrove, je končni stadij deformacije velike polegle gube (M l a k a r, 1964, 1969). Avtohtono podlago grade kredne plasti in eocenski skladi v normalni superpoziciji (tabla 1). Prvi pokrov sestoji iz krednih kamenin v pravilni legi. Zgornjetriadne plasti v inverznem stratigrafskem zaporedju grade drugi pokrov. V tretjem pokrovu leže paleozojske in triadne plasti v normalni in inverzni superpoziciji. Pri zgradbi četrtega pa sodelujejo vse plasti od mlajšega paleozoika do eocenskih skladov v pravilni stratigrafski legi.

V zadnjem stadiju alpske orogeneze je bila krovna zgradba prerezana še s sistemom dinarsko usmerjenih prelomov s horizontalnimi desnimi premiki blokov velikosti do 2,5 km (M l a k a r, 1964, 1969).

Rudišče se nahaja v drugem delu tretjega pokrova (tabla 1). Od talnine ga loči narivna ploskev prvega dela tretjega pokrova, proti krovnini pa ga omejuje narivna ploskev četrtega pokrova. Na severovzhodu ga je odrezal idrijski prelom, na jugozahodu pa prelom Zala. Spodnji del rudišča grade paleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti, ki leže subvertikalno ali inverzno, le na območju Talnine normalno. Nasprotno pa najdemo v zgornjem delu jame anizične, cordevolske in predvsem langobardske kamenine. Obe strukturi, ki smo ju označili kot spodnjo in zgornjo zgradbo rudišča, loči srednjetriadni prelom (M l a k a r, 1967).

Dosedanje raziskave orudenja

Pomembne podatke o rudnih in jalovih mineralih je objavil S c h r a u f (1891). Svojo mineraloško-petrografsko študijo je posvetil metacinabaritu in njegovi paragenezi. Obravnaval pa je še cinabarit, samorodno živo

srebro, pirit, epsomit, melanterit, sadro, halotrihit, kremen, dolomit, kalcit in fluorit ter nove minerale tuesit (kaolinit), barit in siderolit. Posebno zanimiv je njegov sklep, da vsebuje ruda več generacij cinabarita. Janda (1892) je določil idrijalin, Pilz (1915) je našel sfalerit, Berce (1958) pilolit, Colbertaldo in Slavikova (1961) pa markazit in auripigment. V odsevni svetlobi je začel raziskovati živosrebrno rudo Berce (1958). Mikroskopske raziskave sta nadaljevala Colbertaldo in Slavikova (1961) in podala starostno zaporednje važnejših mineralov.

Idrijska rudna struktura ni enotna. Zato je razumljivo, da so jo že v prejšnjem stoletju različno razlagali. Ker pa posamezni raziskovalci niso poznali celotnega rudišča, so svoja opazovanja v določenih delih jame posploševali. Tako so nastale različne interpretacije rudne strukture. Po Karstenu gre za enotno debelo žilo, po Zepharevichu za žilje, medtem ko je Tschebull pripisal celotnemu rudišču obliko prave plasti (Meier, 1868).

Meier (1868) je prvi opozoril na razliko v načinu pojavljanja rude v obeh idrijskih jamah. V severozahodnem delu rudišča je rudo označil kot plastovito, v jugovzhodnem pa kot žilaste impregnacije. Po Kropaču (1912) vsebujejo plasti skonca (v severozahodnem delu rudišča) plastovite obogatitve, medtem ko ima cinabarit v dolomitu (prevladuje v osrednjem in jugovzhodnem delu rudišča) obliko žilja ali pa zapolnjuje razpoke. Na stiku različnih kamenin so ponekod nastale cinabaritne žile; HgS najdemo tudi v njihovi razpokani krovnini in talnini. Tako naj bi bili nastali obe »strmi plošči« v jugovzhodnem delu rudišča, ki ju omenja Schrauf. Danes domnevamo, da gre za metasomatsko orudeni leči oolitnega apnenca.

Nadrobno je prikazal razlike v geološki zgradbi in orudenju obeh jam Pilz (1915). V njegovi razpravi najdemo več detajlnih geoloških profilov in kart posameznih delov rudišča. Berce (1958) je podal oblike in splošne lastnosti rudnih impregnacij od 1. do 13. obzorja. Opozoril je na pomembnost neprepustnih vložkov, pod katerimi so zaradi nadomeščanja prikamenine nastale pomembne koncentracije cinabarita. Po njegovem mišljenju je kristaliziral cinabarit tudi v tektonsko porušenih kameninah. Plastovita ruda v skonci pa naj bi bila nastala s selektivno metasomatozo. Nasprotno je našel v anizičnem dolomitu in werfenskih plasteh cinabarit v zrnih, žilicah in lečah ter v vezivu breče.

Glede starosti idrijskega rudišča se mišljenja geologov zelo razhajajo. Izmed starejših raziskovalcev so Gröger (1876), Schrauf (1891) in Kropač (1912) zagovarjali triadno starost, Pilz (1915) posttriadno, Lipold (1874), Nikitin (1934) in Schneiderhöhn (1941) terciarno in Stur (1872) celo pleistocensko. Zanimiva je Kosmatova (1911) razlaga. Menil je, da je prvotno živosrebrno rudišče nastalo v bližini triadnih eruptivnih žil in da je z njimi v genetski zvezi. Šele ob posteocenskih premikih naj bi bile termalne vode prinesle rudne minerale iz prvotnega nahajališča v sedanje. Na podoben način naj bi bili nastali tudi svinčevo-cinkovi rudišči Rabelj in Bleiberg. Kossmat je torej že več desetletij pred Schneiderhöhnom računal z možnostjo regeneracije rudišč. V novejšem času sta Berce (1958) in Mlakar (1967) dokazovala

triadno starost idrijskega rudišča, Colbertaldo in Slavikova (1961) pa terciarno.

V zvezi z genezo rudišča naj poudarimo veliko vertikalno razprostranjenost orudenih horizontov. Raziskave zadnjih let so pokazale, da se nahaja živosrebrna ruda v vseh horizontih mlajšega paleozoika ter spodnje in srednje triade. Zgornjetriadne, kredne in eocenske plasti pa so jalove.

Geološki profil rudišča (tabla 1) kaže mlajšepaleozojske, triadne, kredne in terciarne plasti. Z upoštevanjem jurskih skladov 10 km jugozahodno od Idrije znaša celotna debelina geosinklinalnih usedlin na idrijskem območju okrog 5500 m (tabla 2). V spodnjem delu se v intervalu okrog 1000 m menjavajo karbonatne in klastične usedline. Od tega odpade na rudonosne plasti okrog 800 m. V zgornjem delu pa prevladujejo karbonatne usedline, ki so mlajše od karnijske stopnje.

Struktura in kvaliteta rude se v posameznih plasteh spreminjata. O razvrstitvi rude in njeni kvaliteti po horizontih pa najdemo v dosedanji literaturi sorazmerno malo podatkov.

Da bi prikazali razlike v vertikalni razporeditvi rude, smo izračunali koeficient rudonosnosti, ki ga podajamo z izrazi zelo nizek, nizek, visok in zelo visok. Razmerje med koeficientom rudonosnosti za posamezne plasti kaže tabla 2.

Poleg tega navajamo stopnjo orudenja, tj. kvaliteto rude. Ločimo siromašno rudo z manj kakor 1 % *Hg*, bogato rudo z 1 % do 10 % *Hg* ter zelo bogato rudo, ki vsebuje več kakor 10 % *Hg*. Položaj rudnih teles v stratigrafsko-litološki lestvici označujemo z arabskimi številkami, ki rastejo od zgornjepaleozojskih plasti do cordevolskih. Številkam smo dodali črke, ki pomenijo razvrstitev rudnih teles v različnih nivojih.

Značilnosti orudenja v paleozojskih in triadnih skladih

Karbonski glinasti skrilavec in peščenjak

Črni glinasti skrilavec z lečami peščenjaka je brez dvoma najstarejša kamenina na idrijskem prostoru. Doslej so ga uvrščali v karbon, vendar nimamo dokazov, ali gre za karbonske ali permske plasti. V tej razpravi se bomo držali dosedanje stratigrafske uvrstitve. Kamenini sestojita iz zrnc kremena, kalcedona, plagioklazov, epidota in sljud ter iz glinasto kremenovega veziva. Poleg tega vsebujeta drobce antracita in pirit, ki tvori »orudene bakterije« s premeri 5 do 20 mikronov in nekoliko večja idiomorfna zrna. »Orudene bakterije« predstavljajo ponekod klice, ob katerih so kristalizirali piritovi idioblasti. Oba različka pirita sta verjetno nastala med diagenezo.

Karbonski skrilavec in peščenjak sta orudena predvsem tam, kjer sta v neposrednem stiku z bogatimi rudnimi telesi v triadnih kameninah. Obsežna orudena cona v krovnini langobardskih skladov seže od šestega obzorja do površja na območju rudnih teles Logar, Frančiška, Kropač-Ziljska, Pront in drugih. V talnini bogato orudenih skitskih plasti (tabli 1 in 2; oznaka 1a) na jugozahodnem obrobju rudišča se nahaja druga orudena cona v karbonskih kameninah.

Koeficient rudonosnosti karbonskih plasti je nizek. Siromašna ruda vsebuje cinabarit in samorodno živo srebro. Cinabaritu pripadajo predvsem drobne nepravilne impregnacije in luske (tabla 10, sl. 1), ki so vzporedne s plastovitostjo, ter oprhi po ploskvah skrilavosti. Tu in tam zasledimo do 200 mikronov velika zrnca cinabarita z rombičnimi preseki. Ta zrnca vsebujejo drobne vključke mineralov veziva, zato sodimo, da gre za idioblaste cinabarita. Večkrat opazimo tudi diskordantne in konkordantne cinabaritne in cinabaritno kremenove žilice s simetrično zgradbo; v srednjem delu najdemo cinabarit, v obrobnem pa kremen. Ob stiku s cinabaritom so kremenova zrnca razločno idiomorfna. Tu in tam so v žilicah celo lepo razviti kristalčki kremena s premeri do 0,6 mm, ki pa so navadno kataklastični; v razpokah zasledimo cinabarit. Samorodno živo srebro je v teh skladih bolj pogostno kakor cinabarit, zato so nekoč imenovali orudeni skrilavec tudi srebrni skrilavec. Kapljice samorodnega živega srebra nahajamo po ploskvah skrilavosti in v razpokah. Njihov premer se giblje od nekaj deset mikronov do 4 mm, prevladujejo pa kapljice, ki merijo okrog 0,5 mm; pri odkopavanju zelo rade »beže« iz skrilavca. Količini cinabarita in samorodnega živega srebra se močno povečata v piritnih gomoljih in lečah ter v njihovi neposredni bližini. Orudene piritne gomolje in leče v karbonskih skladih omenjajo številni raziskovalci Idrije, vendar sta jih mikroskopsko raziskala šele Colbertaldo in Slavikova (1961). Poleg pirita in samorodnega živega srebra sta našla cinabarit in markazit. Po paličastih presekih nekaterih piritnih zrn sta sklepala, da je nastal del pirita pri nadomeščanju barita.

Mikroskopsko smo raziskali številne piritne gomolje in leče. V njih prevladuje pirit, ki mu pripada 40 % do 90 %. Po količini slede cinabarit, markazit in samorodno živo srebro. Poleg tega opazimo še organsko snov, kremen in včasih kalcit.

Po nastanku ločimo dve vrsti gomoljev in leč. Prevladujejo gomolji in leče, v katerih je nastal pirit v glavnem pri nadomeščanju rastlinskih drobcev (tabla 5, sl. 1). Na polirani površini opazimo že na oko različno orientirana paličasta piritna zrna s premeri do 3 × 15 mm. Pod mikroskopom imajo ta zrna večkrat vlaknato strukturo in kažejo razpoke, ki so vzporedne z daljšo stranico preseka, ali pa so nanjo pravokotne. Številna zrna so zdrobljena, njihovi deli pa premaknjeni (tabla 10, sl. 2.). Ob robovih se cepijo v posamezna piritna vlakna, ki merijo povprečno 5 × 80 mikronov. Ta vlakna tvorijo osnovo, v kateri leže večja piritna zrna. Pirit s paličastimi preseki torej ne predstavlja psevdomorfoze po baritu, kakor sta domnevala Colbertaldo in Slavikova (1961), temveč gre za nadomeščanje rastlinskih drobcev. Ponekod je nadomestil rastlinske drobce tudi markazit; v enem izmed raziskanih gomoljev pripadajo piritnim psevdomorfozam srednji deli, markazitnim pa obodni. Oba minerala sta verjetno nastala v času zgodnje diageneze: v nevtralnem do slabo kislem okolju markazit, v slabo alkalnem pa pirit (Fairbridge, 1967). Gomolji in leče vsebujejo pogosto črno organsko snov, ki je pod mikroskopom v odsevni svetlobi siva z rjavim odtenkom. Čeprav so posamezna zrnca velika le okrog 10 mikronov, je njihov odsevni pleohroizem razločen. Pri navzkrižnih nikolih so efekti anizotropnosti lepo opazni; barve so

svetlo rjavkasto rumene. Po optičnih podatkih se ta organska snov močno približuje idrijalinu. Cinabarit zasledimo v nepravilnih poljih in žilicah. Pogosto nadomešča pirit, poleg tega pa se vrašča tudi v organsko snov, ki je starejša. V žilicah ga spremljata kremen in kalcit. Samorodno živo srebro nastopa predvsem v razpokah in porah.

Druga vrsta gomoljev in leč vsebuje piritna zrnca z izometričnimi, delno idiomorfnimi, delno ksenomorfnimi preseki. Tudi te tvorbe so verjetno nastale v zgodnji diagenezi; pirit je kristaliziral. V srednjem delu tovrstnih gomoljev in leč opazimo navadno idiomorfna zrnca pirita s preseki po kocki, ki jim pripada 70 do 90 % opazovane površine; zrnca so velika 20 do 70 mikronov. Proti obodu se število piritnih zrnc navadno zmanjšuje, njihovi preseki so nekoliko manjši in pogosto nepravilni. Tu in tam opazimo manjša polja piritnih psevdomorfoz po rastlinskih ostankih. V nekaterih gomoljih smo našli cinabarit. Ponekod gre le za sledove, drugod pa je živosrebrni sulfid do take mere nadomestil pirit, da gre za cinabaritno-piritne gomolje in leče (tabla 5, sl. 2.). V slednjem primeru vsebujejo izometrična cinabaritna polja le še vključke pirita (tabla 10, sl. 3). Organske snovi vsebujejo gomolji in leče malo, kapljice samorodnega živega srebra pa opazimo le ob stiku s prikamenino (tabla 5, sl. 2).

Meja med piritnimi gomolji in lečami ter prikamenino je ponekod zelo razločna, drugod pa ne. V večini primerov se količina piritnih zrnc proti prikamenini zmanjšuje. Mineralna sestava piritnih gomoljev in leč ter njihov postopen prehod v prikamenino dokazujeta, da te tvorbe ne izvirajo iz fragmentov peščenjaka, ki naj bi bili dobili subsferično obliko pri kotrljanju (Colbertaldo in Slavikova, 1961), temveč so nastale diagenetsko. Zaradi medplastovnega trenja so se piritni gomolji in leče ponekod izluščili iz matične kamenine in se tudi premikali. Pri tem so se zdrobili.

Med 9. in 10. obzorjem severozahodnega dela rudišča leži v karbonskih plasteh blok aniziČnega dolomita in langobardskega konglomerata (tabli 1 in 4, oznaka K). V njem so še pred nekaj desetletji odkopavali rudno telo Karoli, ki je imelo lečasto obliko s površinami nekaj m^2 do 200 m^2 in je vsebovalo bogato cinabaritno rudo, ponekod celo jeklenko. V zbirkah so se ohranili kosi rude, ki jo imenujemo po rudnem telesu »karoli ruda«.

Za »karoli rudo« je značilna velika količina pirita, ki se giblje v mejah 50 % do 90 %. Skupki železovega sulfida so povečini okrogli ali ledvičasti in kovinskega sijaja. Merijo nekaj mm do 1 dm. Sestoje v glavnem iz ksenomorfnih in idiomorfnih piritnih zrnc, vsebujejo pa tudi jalovinske minerale. Velikost in gostota piritnih zrnc se postopoma spreminjata od sredine proti robu. Zato imajo skupki koncentrično zgradbo. Verjetno gre za sulfidne konkrecije, ki so nastale diagenetsko. Konkrecije obdaja drobnozrnato vezivo, v katerem prevladujejo minerali glin, najdemo pa tudi kremen in sericit. Poleg tega vsebuje vezivo lepo razvite kocke pirita s premeri 0,5 mm do 10 mm, ki leže posamezno ali pa se zraščajo. Kocke so mlajše od konkrecij, nastale pa so verjetno tudi v času diageneze.

Raziskani vzorci »karoli rude« vsebujejo več odstotkov živega srebra. Večji del cinabarita najdemo ob stiku piritnih konkrecij in kock z drobnozrnatim vezivom. Cinabarit tvori nepravilna polja, ki so navadno brez tu-

jih vključkov, kažejo pa sledove tektonskih deformacij. Poleg tega zapolnjuje cinabarit pogosto tudi razpoke v piritnih konkrecijah in kockah (tabla 11, sl. 1). Spremlja ga kremen, ki obroblja tudi cinabaritna polja v vezivu in drobce pirita.

Deli rudišča, kjer so nekoč odkopavali rudno telo Karoli, sedaj niso dostopni. Zato nam manjkajo podatki za razlago njegovega nastanka. Vendar domnevamo, da izvira pirit iz karbonskih skladov. Živosrebrna ruda je seveda mlajša.

Grödenski peščenjak

Klastične grödenske usedline sosijske stopnje so v Idriji dolgo veljale za jalove. Pred nekaj leti pa so našli tudi v teh skladih živosrebrno rudo. Gre za manjša rudna telesa (table 1, 2, 3, slika E; oznaka 2a). Pomembno je rudno telo Logar nad 4. obzorjem tik ob južni strani osrednjega jezika karbonskega glinastega skrilavca (tabla 3, slika E). Cinabaritne impregnacije v grödenskem peščenjaku nahajamo nad 6. obzorjem v rudnem telesu Kreda. Na severovzhodnem obrobju rudišča, in sicer na 2., 10. in 13. obzorju, pa smo našli več siromašnih rudnih teles. Omenimo naj le rudno telo Grübler na 13. obzorju.

Mikroskopsko smo nadrobno raziskali rudo iz rudnih teles Logar, Kreda in Grübler. Orudeni peščenjak rudnega telesa Logar ima enostavno mineralno sestavo. V njem prevladujejo kremenova zrna, ki kažejo povečini valovito potemnitev in merijo 150 do 250 mikronov. Njihovi preseki so navadno izometrični. Večkrat opazimo avtigeni rob, ki je nastal pri diagenetski in epigenetski rasti kremenovih zrn. Poleg tega zasledimo še zrna kvarcita, kaoliniziranega ortoklaza, rutila, magnetita in muskovita. Vezivo sestoji iz mineralov glin, zrnc kremena in karbonatov, lističev sericita in neprozornih mineralov; pripada mu 50 % opazovane površine. V odsevni svetlobi ločimo pirit in cinabarit; prvemu pripadata 2 %, drugemu pa približno 4 % površine. Oba sulfida sta v rudi dokaj enakomerno razvrščena. Idiomorfna in ksenomorfna piritna zrna merijo do 500 mikronov in so pogosto razpokana; nastala so verjetno v času diageneze. Številna piritna zrna obdaja avtigeni kremen. Cinabarit je nadomestil predvsem vezivo. Zato vsebuje pogosto vključke mineralov glin, kremena, sericita in pirita (tabla 11, sl. 2). Njegova polja merijo nekaj mikronov do 0,85 mm in so povečini ksenomorfna, le tu in tam zasledimo polje s pravilnim presekom (tabla 11, sl. 2); v takšnem primeru gre za idioblast. Pri kristalizaciji je obdal *HgS* tudi številna detritična kremenova zrna in jih delno nadomestil. To dokazujejo zobčaste meje kremena in zajede cinabarita, ki jih lepo vidimo v presevni svetlobi (tabla 11, sl.3). V nekaterih primerih se avtigeni kremenov rob s pravilnimi kristali vrašča v cinabaritno polje; ob stiku kremenovega zrna in avtigenega robu smo zasledili drobne vključke jalovinskih mineralov, veziva in cinabarita. Lepo razvita kremenova zrna smo našli nadalje v kremenovo-cinabaritnih žilicah, ki so med seboj vzporedne in se navadno javljajo v skupinah. Cinabarit kaže pri navzkrižnih nikolih progasto strukturo; ploščata sulfidna zrna so navadno pravokotna na stene žilic. Najbogatejša ruda leži neposredno ob

stiku z langobardskim bazalnim peščenjakom. Z oddaljevanjem od tega stika se zmanjšuje količina cinabarita. Zato je prehod bogate rude v jalov peščenjak postopen (tabla 3, slika E).

Vzorec orudenega grödenskega peščenjaka iz rudnega telesa Kreda vsebuje 1 % *HgS*. Največ ga je v vezivu med kremenovimi zrni, kjer nadomešča predvsem zrnca karbonatov. Cinabaritna polja imajo nepravilne preseke in merijo 50 do 100 mikronov. Nekatera cinabaritna polja in piritna zrnca obrašča avtigeni kremen. Tu in tam zasledimo tanke cinabaritne in kalcitne žilice. Kalcitne žilice sečejo cinabaritna polja, torej so mlajše. Nismo pa mogli ugotoviti starostnega razmerja med cinabaritnimi in kalcitnimi žilicami. V bogato orudenem peščenjaku z območja rudnih teles Logar in Kreda najdemo v porah in razpokah pogosto kapljice samorodnega živega srebra.

V rudnem telesu Grübler ima kremenov peščenjak večidel karbonatno vezivo. Dolomit in kalcit sta pri diagenetskih in epigenetskih procesih delno nadomestila kremenova zrnca, ki imajo zaradi tega pogosto zobčaste robove. Grödenski peščenjak vsebuje nadalje tanke pole in leče meljevca, ki so prav tako orudene. Ruda iz rudnega telesa Grübler ima manj pirita kakor ruda iz rudnega telesa Logar, pa tudi preseki njegovih zrnc so manjši; v sledovih smo našli markazit. Cinabaritna zrna so različno velika in neenakomerno raztresena. Zrnca s premeri nekaj mikronov slede stiku med karbonatnimi zrni ter karbonatnimi in kremenovimi zrni. Pri močnejši metasomatozi so nastala zrna s premeri 30 do 150 mikronov, ki se tu in tam združujejo, tako da opazimo pod mikroskopom večja polja s številnimi karbonatnimi in kremenovimi zrni (tabla 12, sl. 1). Največja cinabaritna polja dosežejo 5 mm^2 in so brez jalovinskih vključkov. Menimo, da je kristaliziral cinabarit v porah peščenjaka. Za ta polja je značilna pri navzkrižnih nikolih progasta struktura.

Meljevec v rudnem telesu Grübler sestoji iz kremenovih zrnc in karbonatno-glinastega veziva. Tanke cinabaritne impregnacije imajo v njem nepravilne preseke, vendar opazimo tu in tam zrna cinabarita z rombičnimi preseki (tabla 12, sl. 2), ki merijo povprečno 100 mikronov. V meljevcu so karbonatna zrna precej manjša in nimajo idiomorfnih presekov. Zato sodimo, da ne gre za psevdomorfozo cinabarita po dolomitu in kalcitu, temveč za idioblaste cinabarita. To potrjujejo številni vključki kremena in karbonatov, ki jih je zajel cinabarit med rastjo.

Zgornjepermski dolomit

Kossmat (1911), Kropač (1912) in Berce (1958) so šteli ves dolomit v idrijski jami v srednjo triado. Mlakar (1957, 1959) je ugotovil, da pripada del teh plasti zgornjemu permu.

Najstarejši zgornjepermski stratigrafski člen je sivi jedrnati plastoviti dolomit s skrilavimi vložki. Plasti so debele 5 do 30 cm, le tu in tam 1 m. Pod mikroskopom vidimo, da ima kamenina drobnozrnato strukturo. Ksenomorfna in hipidiomorfna zrnca dolomita merijo povprečno le 10 mikronov. V manjši količini zasledimo okrog 50 mikronov velika detritična zrnca kremena, podrejeno pa tudi zrnca pirita s premeri 10 do 20 mikro-

nov. Piritna zrnca so enakomerno razvrščena; sodimo, da so nastala diagenetsko. Skrilavi, nekoliko sljudnati vložki dosežejo debelino 5 cm. Poleg dolomita in sljude vsebujejo ti vložki tudi minerale glin in kremen, ki mu pripada okrog 8 %. Skupna debelina sivega dolomita s skrilavimi vložki je 10 do 15 m.

Mlajši zgornjepermski horizont sestoji iz črnega dolomita. Na stiku se menjavajo plasti sivega in črnega različka v debelini okrog 10 m. V črnem različku merijo zrna dolomita povprečno 30 mikronov in kažejo večkrat idiomorfne preseke. Zaradi drobno razpršene organske snovi so nekoliko motna. Kamenina vsebuje nadalje detritična zrnca kremena in diagenetska zrnca pirita; v porah zasledimo črno organsko snov. Tekstura kamenine je jedra, ponekod brečasta. Plasti črnega dolomita merijo 5 do 25 cm. Tu in tam vsebujejo skrilave vložke s kremenom in minerali glin. V litološki lestvici mu pripada okrog 35 m.

Oba različka zgornjepermskega dolomita sta orudena in ju sekajo tanke bele dolomitne žilice. Večkrat najdemo tudi majhne geode, zapolnjene s pravilno razvitimi belimi dolomitnimi kristalčki. Poudariti moramo, da smo našli dolomitne žilice tako v jalovem, kakor tudi v orudenem dolomitu. Koeficient rudonosnosti je med največjimi v rudišču (tabla 2). Rudna telesa se razprostirajo od drugega do trinajstega obzorja. Leže v treh nivojih: v bližini stika z grödenskim peščenjakom (rudno telo Grübler, tabli 1 in 2, oznaka 3a), v intervalu, kjer se menjavata sivi in črni dolomit (oznaka 3b), ter ob kontaktu s spodnjeskitskim dolomitom (rudno telo Portorož, oznaka 3c).

Rudna telesa so ploščata, široka nekaj 10 m, na obzorjih pa imajo površino več sto ali celo več tisoč m^2. Vertikalna razsežnost rudnih teles pogosto preseže 100 m. Na več krajih, predvsem na območju intenzivne triadne tektonike, je oruden ves zgornjepermski dolomit. Ruda je povečini siromašna. Obogatitve najdemo le vzdolž rudonosnih prelomov in razpok ter na presečiščih razpok. Nekatere razpoke so zapolnjene celo z jeklenko. Skrilavi vložki v dolomitu imajo pogosto vlogo lokalnih ekranov. Vmesni deli so jalovi, ali pa vsebujejo sledove cinabarita v tankih razpokah.

Pod mikroskopom smo raziskali bogato rudo iz rudnega telesa Kiessel na 10. obzorju, siromašno rudo iz rudnih teles Strelska na 11. obzorju in Uršič na 4. obzorju ter jeklenko iz rudnega telesa Urban na 6. obzorju.

V sivem dolomitu rudnega telesa Kiessel so nastale pri tektonskih premikih številne razpoke in pore. V njih je kristaliziral najprej dolomit, ponekod tudi kalcit, oba navadno v lepo razvitih kristalčkih. Iz raztopin se je izločal nato kremen. Rastel je v razpokah in porah, pa tudi metasomatsko v kamenini. Ta kremen se razlikuje od detritičnega po pravilnih presekih in po vključkih dolomita, ki jih je zajel pri rasti. Prisotnost hidrotermalnega kremena govori za slabšo silifikacijo. Sledil mu je cinabarit. Odlagal se je predvsem v razpokah in porah (tabla 12, sl. 3) ter nadomeščal kristale dolomita in kalcita, poleg tega se je vraščal v drobnozrnati dolomit. Metasomatsko rast cinabarita v drobnozrnatem dolomitu dokazujejo vključki dolomita, kremena in pirita v njegovih poljih. Omeniti pa moramo, da v nekaterih, predvsem večjih cinabaritnih poljih ni nikakršnih vključkov. Zato sodimo, da je *HgS* kristaliziral v porah. Prav za ta polja

je pri navzkrižnih nikolih značilna progasta struktura. V številnih geodah najdemo poleg kristalčkov dolomita in kalcita tudi lepo razvite kristalčke cinabarita, ki dosežejo nekaj mm.

V rudi iz rudnega telesa Strelska je največ cinabarita ob meji tankih belih dolomitnih žilic in črnega drobnozrnatega dolomita. Dolomitne žilice so verjetno nastale prej kot ruda pri epigenetskem premeščanju dolomita iz kamenine v razpoke. V času orudenja so imele njihove meje vlogo dovodnih poti. Cinabarit se je vraščal v žilice tako, da je sledil stiku med posameznimi zrni dolomita. V drobnozrnatem črnem dolomitu zasledimo malo cinabaritnih impregnacij, ki navadno ne presežejo 300 mikronov. Večidel gre za zapolnitev drobnih por, le tu in tam vidimo, da je dolomit tudi nadomeščen. Hidrotermalnega kremena v tej rudi nismo našli.

Siromašno rudo iz rudnega telesa Uršič preprezajo dolomitne, cinabaritno-dolomitne in cinabaritne žilice. Za dolomitne žilice velja isto kot v rudi rudnega telesa Strelska. Sečejo jih tako cinabaritno-dolomitne, kakor tudi cinabaritne žilice. Starostnega razmerja med slednjima nismo uspeli dognati. V črnem dolomitu, ki obdaja žilice s cinabaritom, najdemo tu in tam drobne impregnacije *HgS;* njihovo število in tudi njihov premer pa se z oddaljevanjem od žilic zmanjšuje. Po nekaj milimetrih izginejo tudi najbolj drobne impregnacije.

V rudnem telesu Urban smo našli v breči sivega dolomita nepravilno lečo jeklenke. Mikroskopska raziskava je pokazala, da v njej prevladuje cinabarit (približno 60 %), ki ga spremljata kremen in pirit. Struktura te rude spominja na porfiroidno strukturo magmatskih kamenin. V jeklenki najdemo živosrebrni sulfid v dveh oblikah. Manjši del cinabarita sestoji iz zrn z rombičnimi, pravokotnimi in kvadratnimi preseki, ki merijo 70 do 200 mikronov (tabla 13, sl. 1) in vsebujejo ponekod drobne vključke kremena in pirita. Razvrščena so enakomerno v drobnozrnati osnovi, v kateri prevladujeta cinabarit in kremen. Pri močnejši povečavi opazimo v osnovi psevdomirmekitsko zraščanje cinabarita in kremena ter ozek kremenov rob, ki obdaja izometrična zrna cinabarita. Kremenova zrnca robu so napram cinabaritu povečini razločno idiomorfna (tabla 13, sl. 2). Njihove meje so povsem ravne, kar dokazuje, da cinabarit tega kremena ni nadomeščal.

V vezivu dolomitne breče, ki obdaja jeklenko, smo našli v kalcitni osnovi idiomorfna zrna kalcita s premeri okrog 100 mikronov. Ponekod se s karbonatnimi zrnci zrašča kremen, ki obdaja tudi večja kalcitna zrna. Tu in tam je kalcit delno nadomeščen s cinabaritom. Upoštevajoč takšno strukturno razmerje med kalcitom, kremenom in cinabaritom sodimo, da je nastala jeklenka pri večkratnem nadomeščanju. Kalcitno lečo s »porfiroidno« strukturo je najprej delno nadomestil kremen, ki je zrastel z drobnozrnatim kalcitom. Nato je bil preostali kalcit povsem nadomeščen s cinabaritom, pri čemer je nastala v številnih primerih psevdomorfoza cinabarita po kalcitu. Teže je razložiti nastanek idiomorfnih zrnc kremenovih robov. Če bi bila kremenova zrnca prisotna že takrat, ko je kristaliziral cinabarit, bi prišlo do najedanja. Njihove meje pa so ravne, zato sodimo, da so mlajša kot cinabarit.

Zaradi tektonskih premikov se je cinabarit jeklenke ob dolomitni breči deformiral in nato rekristaliziral. To lepo vidimo v ozkem pasu ob stiku jeklenke z brečo. Pri navzkrižnih nikolih opazimo značilno strukturo »svinčevega repa«. Cinabaritna zrnca so enako velika, merijo povprečno le 15 mikronov, imajo bolj ali manj eliptične preseke in so optično podobno orientirana.

V vezivu dolomitne breče prevladujejo karbonati, najdemo pa še minerale glin, kremen, pirit, markazit in cinabarit. Živosrebrni sulfid tvori nepravilne impregnacije s premeri nekaj mikronov do 1 mm. Večja polja kažejo pri navzkrižnih nikolih progasto strukturo. Drobne impregnacije cinabarita opazimo tudi v dolomitnih kosih; živosrebrni sulfid je tu zapolnil pore. Brečo sečejo karbonatno-kremenove žilice, ki vsebujejo ponekod tudi cinabarit in organsko snov.

Spodnjeskitski dolomit

Izmed vseh stratigrafskih horizontov idrijskega rudišča je spodnjeskitski dolomit najdebelejši. Njegove plasti dosežejo 170 m in leže subvertikalno. Razprostirajo se od drugega medobzorja do najnižjih obzorij osrednjega dela rudišča (tabla 1). Tudi temu dolomitu so do leta 1957 pripisovali anizično starost.

Spodnji del tega stratigrafskega horizonta (približno 10 do 15 m) sestoji iz sivega zrnatega dolomita s stilolitsko teksturo. Stilolitske površine so med seboj oddaljene 1 mm do več centimetrov. Kamenina vsebuje v manjši količini kremen in sericit. Više se ritmično menjavata sivi zrnati dolomit in peščeni dolomit. Njune plasti so debele nekaj decimetrov do več metrov. V peščenem dolomitu prevladujejo zrnca dolomita s premerom okrog 40 mikronov, najdemo pa še zrnca kremena, kalcedona, turmalina in sericita ter majhna polja mineralov glin. Najbolj pogostni klastični komponenti sta kremen in sericit. Kremen je dokaj enakomerno razvrščen in mu pripada povprečno 25 %. Sericit je v nekaterih plasteh peščenega dolomita pogosten, v drugih pa zelo redek. V majhni količini najdemo tudi zrnca diagenetskega pirita s premeri okrog 20 mikronov. Dolomitni razvoj spodnjeskitskih skladov se konča s svetlo sivim enakomerno zrnatim dolomitom, ki mu pripada v litološki lestvici okrog 32 m. Pod mikroskopom ima ta kamenina razločno mozaično strukturo. V njej prevladujejo zrnca dolomita, ki imajo pogosto hipidiomorfne in celo idiomofne preseke ter merijo 100 do 150 mikronov. Opazimo še kalcit, v majhni količini detritični kremen in diagenetski pirit.

Spodnjeskitski dolomit je prepreden z belimi dolomitnimi žilicami in vsebuje pogosto majhne geode, ki so delno ali povsem zapolnjene z belimi kristalčki dolomita. V mlajšem dolomitnem nivoju najdemo v razpokah in geodah večkrat organske snovi, med njimi tudi idrijalin.

Koeficient rudonosnosti je nizek (tabla 2). Rudna telesa vsebujejo zelo bogato, bogato in siromašno rudo v različnih nivojih spodnjekitskega dolomita. Najbolj pogostna so v različkih, ki so brez klastičnih komponent ali jih vsebujejo v majhnih količinah. Rudna telesa so povečini ploščata in imajo na obzorjih površine nekaj 10 do več 1000 m². Skoraj vsa so subvertikalna. Nekatera se raztezajo po višini celo več 100 m.

Velika rudonosna cona se nahaja okrog 50 m nad zgornjepermskimi skladi pod prvo debelejšo plastjo peščenega dolomita. V njej so rudna telesa Rop, Dolomitne plošče in nekatera druga (table 1, 2 in 3, slika *A*; oznaka 4 a). V litološki lestvici slede nato rudna telesa manjšega pomena. Živosrebrno rudo najdemo vedno le na severovzhodni strani peščeno-dolomitnih plasti, torej pod plastmi, ki so predstavljale v času orudenja nepropustne ekrane. Najbogatejšo rudo, ponekod celo jeklenko, najdemo ob srednjetriadnih prelomih in razpokah, posebno v neposredni bližini njihovih presečišč s plastmi peščenega dolomita. Prelomi in razpoke sekajo dolomit in peščeni dolomit skoraj pravokotno na plastovitost. Z oddaljevanjem od rudonosnih prelomov, razpok in neprepustnih plasti se količina cinabarita zmanjšuje (tabla 3, slika *A*).

O pomenu neprepustnih plasti za nastanek rudnih teles v idrijskem rudišču nas prepričajo telesa v spodnjeskitskem dolomitu tik ob njegovem stiku s krovninskim sljudnatim skrilavcem. Ob tem stiku je dolomit oruden v širini nekaj metrov do več 10 m (table 1, 2 in 3, slika *A*; oznaka 4 b). Neposredno ob stiku se nahaja zelo bogata ruda, ki nato postopno prehaja v bogato rudo. Sledi siromašna ruda, ki meji na jalov dolomit. Bogato in zelo bogato rudo najdemo še v triadnih prelomih in sistemih razpok bolj ali manj pravokotno na stik s sljudnatim skrilavcem (tabla 3, slika *A*). V takšni legi so številna rudna telesa, med njimi Joško, Močnik in Pravica.

Mikroskopsko smo raziskali bogato rudo iz rudnega telesa Uršič ter jeklenko iz rudnih teles Rop in Kiessel.

V dolomitu iz rudnega telesa Uršič na 4. obzorju tvori cinabarit tanke žilice, ki se nepravilno prepletajo, poleg tega mu pripadajo številne impregnacije, ki so enakomerno razvrščene in merijo povprečno 30 mikronov. Impregnacije so nastale v glavnem tako, da je kristaliziral cinabarit v porah kamenine, delno pa pri nadomeščanju karbonatnih zrnc.

Na območju rudnega telesa Rop na 13. obzorju je bil spodnjeskitski dolomit najprej silificiran; hidrotermalni kremen je zastopan s približno 15 %. Nato je kristaliziral cinabarit in nadomeščal karbonatno kamenino. Tako je nastala ponekod jeklenka, ki vsebuje najmanj 70 % cinabarita, poleg tega pa dolomit, kremen, kalcit ter v sledovih diagenetski pirit in organsko snov. Na prelomu je ta ruda jekleno siva.

Večji del cinabarita nahajamo v poljih z okroglimi, eliptičnimi in ledvičastimi preseki, ki merijo okrog 200 mikronov. Nekatera so razvrščena tako, da dajo videz smrekove vejice. Pri navzkrižnih nikolih vidimo, da sestoje ta polja iz zrnc s premeri 1 do 15 mikronov. Imajo različno zgradbo. Najbolj pogostna so polja z radialno in pahljačasto strukturo. Druga so izrazito koncentrična, srednji deli takšnih polj sestoje iz zrnc s premeri okrog 2 mikronov, v obrobnih prevladujejo zrnca s premeri 5 do 15 mikronov, ali pa obratno. Oblika cinabaritnih polj, velikost zrnc in njihova razvrstitev dokazujejo, da je precipitiral HgS iz koloidnih raztopin, pozneje pa je sulfidni gel prekristaliziral. Nekatera polja so obdana s hipidiomorfnimi in idiomorfnimi cinabaritnimi zrni s premerom okrog 50 mikronov. Verjetno gre za mlajšo generacijo cinabarita, ki je kristalizirala iz ionskih raztopin. V obdajajočem dolomitu tvori cinabarit drobne idioblaste, zapol-

njuje razpoke in pore ter se vrašča med karbonatna zrnca v obliki intergranularnega filma.

V rudnem telesu Kiessel na 13. obzorju zapolnjuje jeklenka več centimetrov široko razpoko v orudenem peščenem dolomitu. Tudi v tem različku močno prevladuje cinabarit, ki je nastal iz koloidnih raztopin. Njegova polja so nepravilna, okrogla in eliptična (tabla 13, sl. 3) s premerom 0,1 do 0,2 mm in sestoje iz zelo drobnih ksenomorfnih zrnc. Pri navzkrižnih nikolih so nekatera pahljačasta, druga koncentrična. Podobno kakor v jeklenki iz rudnega telesa Rop so tudi ta polja pogosto obdana z mlajšimi zrni cinabarita, ki so nastala iz ionskih raztopin in so večja ter pravilno razvita. Podobnega nastanka so cinabaritna zrna z izometričnimi, večkrat hipidiomorfnimi preseki, združena v nize, ki se mrežasto prepletajo. Tu in tam vsebujejo cinabaritni nizi tudi zrnca pirita in markazita. Cinabaritna polja in nize obdajata dva različka organske snovi. Prevladuje svetlo zeleni idrijalin z nizko odsevno sposobnostjo, razločnim pleohroizmom ter svetlo rumenimi in rumenkasto zelenimi notranjimi refleksi. V manjši količini se kaže tudi črni različek, ki ima sicer podobno odsevno sposobnost kakor idrijalin, vendar je izotropen in brez notranjih refleksov.

V glinasto peščeni poli, s katero meji jeklenka na peščeni dolomit, so pogostna idiomorfna zrnca cinabarita s premeri 10 do 50 mikronov (tabla 14, sl. 1). V tem primeru ne gre za psevdomorfozo po karbonatnih zrnih, temveč za sulfidne idioblaste. Poleg tega najdemo v obdajajočem peščenem dolomitu drobne cinabaritne impregnacije z nepravilnimi preseki. Njihovo število se postopno zmanjšuje, tako da opazimo nekaj centimetrov od jeklenke le še redke zelo drobne impregnacije *HgS*.

Spodnjeskitski sljudnati skrilavec, meljevec in oolitni apnenec

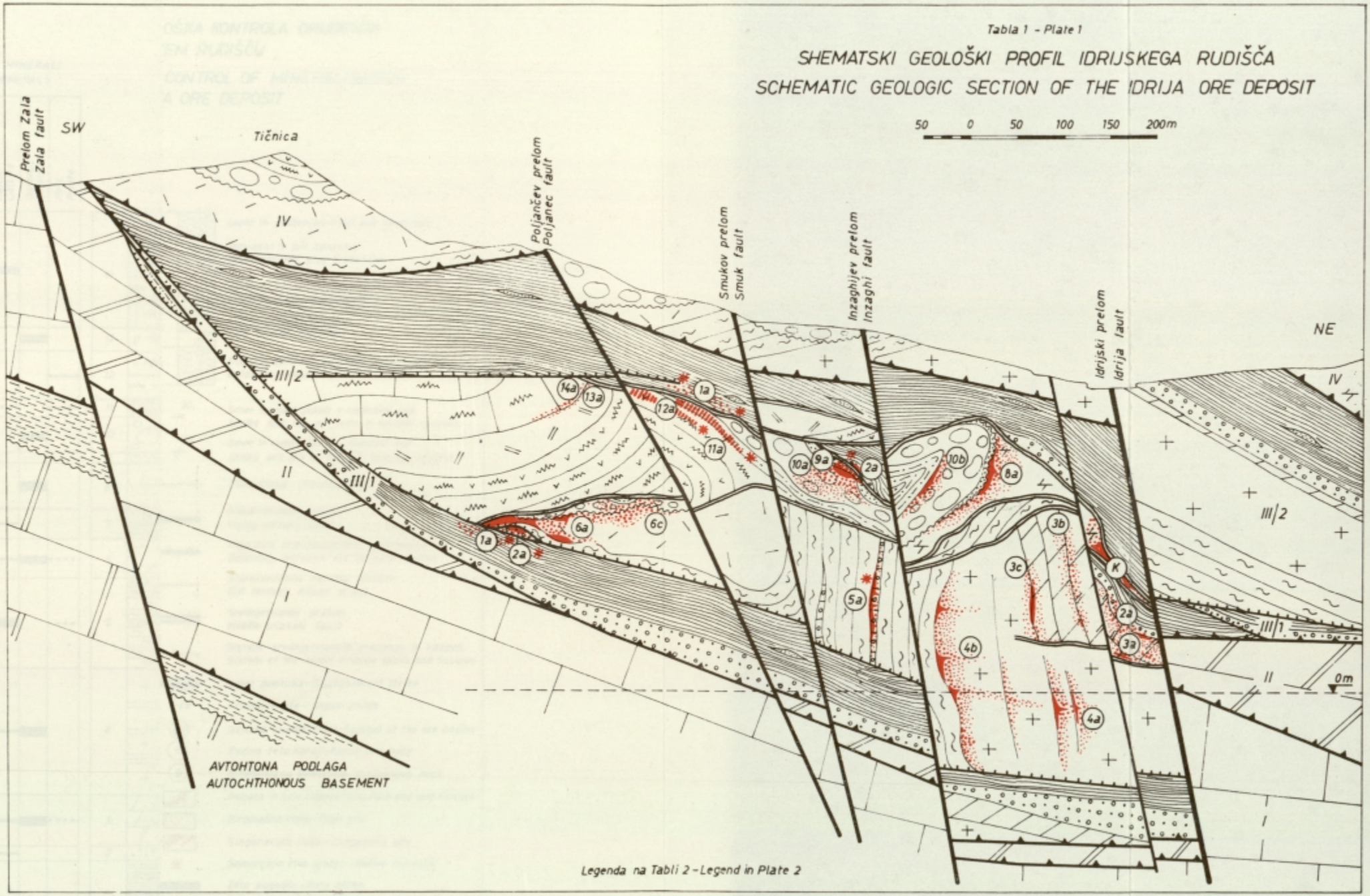
V stratigrafsko-litološki lestvici sledi spodnjeskitskemu dolomitu precej bolj pestro, približno 120 m debelo zaporedje plasti sljudnatega skrilavca, meljevca in oolitnega apnenca. Te kamenine so razširjene v osrednjem in jugovzhodnem delu rudišča.

Zaporedje skrilavca, meljevca in oolitnega apnenca se večkrat ponavlja. V spodnjem delu se menjavata sivkasto zeleni sljudnati skrilavec in meljevec. V srednjem delu vsebuje skrilavec najprej posamezne pole in leče oolitnega apnenca. Nato je apnenca vedno več, skrilavec pa izgine. Zaporedje se konča s sivim oolitnim apnencem z belimi kalcitnimi žilicami, ki ga ostro omejuje krovninski sivkasto zeleni skrilavec naslednjega zaporedja.

V idrijskem rudišču najdemo vsaj 6 horizontov oolitnega apnenca. V spodnjem delu klastično-karbonatnega razvoja spodnjeskitskih skladov so horizonti oolitnega apnenca tanjši, v zgornjem pa debelejši. Leče oolitnega apnenca so debele 1 m do 10 m, po smeri pa jim sledimo več deset in celo nekaj sto metrov. Najmlajši oolitni horizont v bazi zgornjeskitskih plasti je najdebelejši. Na oko ločimo v kamenini oolite in vezivo. Ooliti merijo navadno 0,5 mm do 1 mm (B e r c e , 1958). Jedro in lupine so iz kalcita, tanka opna med lupinami pa sestoji iz mineralov glin. V vezivu prevladujejo ksenomorfna zrnca kalcita, ki merijo povprečno ponekod

Tabla 1 - Plate 1

SHEMATSKI GEOLOŠKI PROFIL IDRIJSKEGA RUDIŠČA
SCHEMATIC GEOLOGIC SECTION OF THE IDRIJA ORE DEPOSIT

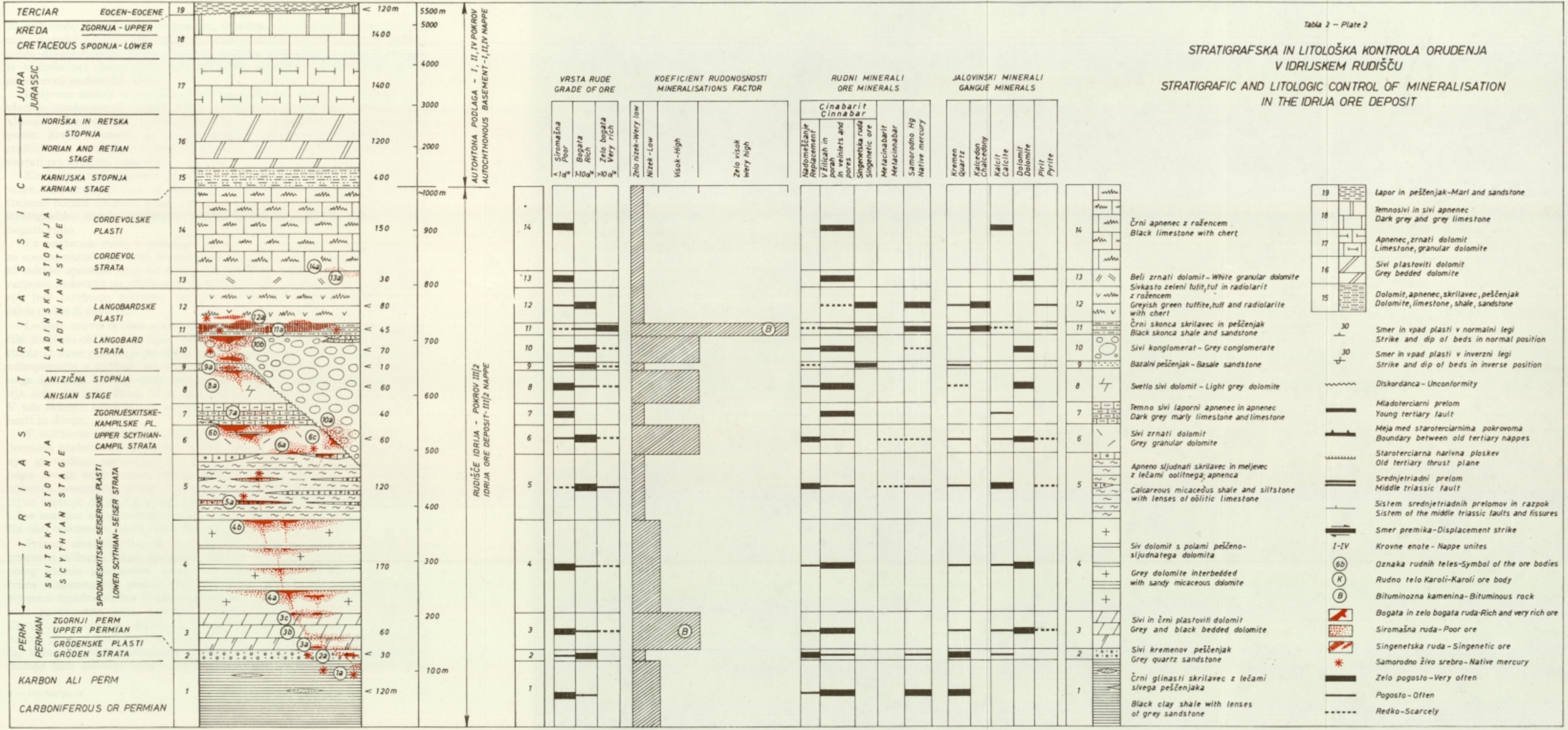


Legenda na Tabli 2 - Legend in Plate 2

Tabla 2 – Plate 2

STRATIGRAFSKA IN LITOLOŠKA KONTROLA ORUDENJA V IDRIJSKEM RUDIŠČU

STRATIGRAFIC AND LITOLOGIC CONTROL OF MINERALISATION IN THE IDRIJA ORE DEPOSIT



70 mikronov, drugod 200 mikronov. Opazimo še idiomorfna zrnca dolomita, najedena zrnca detritičnega kremena, minerale glin, sericit in drobna zrnca diagenetskega pirita. Ponekod oolitna struktura ni opazna. Morda je izginila pri diagenetski rekristalizaciji apnenca, ali pa kamenina že prvotno ni vsebovala oolitov.

Meljevec sestoji iz zrnc kremena in sljude ter veziva, v katerem prevladuje drobnozrnati kalcit. Tudi v skrilavcu je kremen najpogostejša klastična komponenta. Našli pa smo še rutil, magnetit, antracit in zrnca pirita. Zrnca kremena so se pri diagenetskih in epigenetskih procesih zraščala ter vraščala v vezivo. Tu in tam opazimo pravilne preseke, ki so nastali pri avtigeni rasti robu.

Koeficient rudonosnosti zgornjega dela spodnjeskitskih skladov je zelo nizek. Živosrebrno rudo najdemo v vseh treh litoloških členih, vendar štejemo oolitni apnenec (tabli 1 in 2; oznaka 5 a) med najmočneje orudene stratigrafske nivoje idrijskega rudišča. Vsebuje povečini bogato in zelo bogato rudo.

Za nastanek rude v oolitnem apnencu veljajo iste zakonitosti kakor za spodnjeskitski dolomit. Bogata ruda se nahaja ob rudonosnih razpokah, ki sekajo apnenec bolj ali manj pravokotno, najbogatejša pa tam, kjer razpoke zadenejo na skrilavec. Značilno je, da je oruden povsod le južni rob leče oolitnega apnenca, medtem ko je severovzhodni rob navadno jalov (tabla 3, slika B).

Lečasto razvit oolitni apnenec in manj prepustni skrilavec sta povzročila ploščato obliko tega tipa rudnih teles, ki stoje navadno subvertikalno (tabla 1) in se raztezajo po višini ponekod celo prek 100 m. Na obzorjih jih odkopavamo v dolžini več 10 m. Rudo najdemo v različnih nivojih oolitnega apnenca. Vendar velja pravilo, da je najbolj orudena prva, tj. spodnja leča, ki leži okrog 50 m nad stikom s spodnjeskitskim dolomitom. V teh skladih izkoriščamo rudna telesa Ruda, Lamberg, Zorc, Metacinabarit in druga.

V oolitnem apnencu je cinabarit najbolj pogosten rudni mineral. Nadomešča karbonatno kamenino, poleg tega pa zapolnjuje razpoke in pore, kjer ga večkrat spremljajo beli kristalčki kalcita. Tudi kapljice samorodnega živega srebra niso redke. Pred nekaj leti smo našli v oolitnem apnencu posamezna zrnca in konkrecije metacinabarita. Krovninski skrilavec vsebuje drobne impregnacije in tanke žilice cinabarita, pa tudi številne kapljice samorodnega živega srebra. Meljevec je oruden le malokje. Na oko opazimo v njem samo drobne cinabaritne impregnacije.

Primer značilne bogate rude iz leče oolitnega apnenca predstavlja vzorec iz rudnega telesa Zorc na 9 .obzorju. Karbonatna kamenina vsebuje poleg kalcita idiomorfna zrnca dolomita, nekaj odstotkov kremena in zrnca diagenetskega pirita. Večji del kremena je hidrotermalnega izvora. Njegova hipidiomorfna in idiomorfna zrna ter nepravilna polja se vraščajo med karbonatna zrna; ponekod vsebuje vključke kalcita in dolomita. Cinabarit zapolnjuje razpoke in lasnice, ki so najpogostejše ob tankih glinastih polah s sericitom in detritičnim kremenom, veže drobce apnenca ter kamenino tudi nadomešča. Pripada mu 6 % površine. Cinabaritu pripadajo tudi številne impregnacije s premeri 10 do 500 mikronov, raz-

vrščene ob stikih med karbonatnimi zrni. Poleg tega zapolnjuje cinabarit drobne pore. Poudariti moramo, da imajo zrna cinabarita pogosto idiomorfne preseke v obliki romba, pravokotnika, trapeza in trikotnika (tabla 14, sl. 2). V sulfidnih zrnih skoraj ni opaziti kalcita, vedno pa najdemo v njih idiomorfna zrnca dolomita. To dokazuje, da je cinabarit pri kristalizaciji sorazmerno lahko nadomeščal kalcit, zelo težko pa dolomit. Kalcitna zrnca so ksenomorfna in precej manjša od sulfidnih. Zato menimo, da pravilno razvita cinabaritna zrna ne predstavljajo psevdomorfoz po kalcitu, temveč idioblaste. Idiomorfna zrna cinabarita v oolitnem apnencu (rudno telo Ruda) in zgornjeskitskem dolomitu (rudno telo Filipič) sta našla tudi Colbertaldo in Slavikova (1961). Zapisala sta, da gre za popolno psevdomorfozo cinabarita po kalcitu. Toda fotografije, ki jih prilagata, nas ne prepričajo o pravilnosti njune domneve. Posebej velja to za sliko 1 na tabli 2, kjer so zrnca karbonata razločno ksenomorfna in precej manjša od zrnc cinabarita. Bolj verjetno se nam zdi, da gre tudi v tem primeru za idioblaste cinabarita.

Na rudno telo Zorc so pri mlajših tektonskih premikih delovali pritiski. Ob razpokah, zlepljenih s cinabaritom, je prišlo do ponovnih premikov. Cinabarit je bil zdrobljen, nato pa je rekristaliziral. Tako so nastali pasovi drobnozrnatega cinabarita, ki imajo strukturo »svinčevega repa«.

Pri močnejšem nadomeščanju je nastala v leči oolitnega apnenca jeklenka. Tak primer predstavlja vzorec rude iz rudnega telesa Ruda 1 na 6. obzorju, ki vsebuje vsaj 70 % HgS. Cinabarit najdemo v poljih s pravilnimi in nepravilnimi preseki, ki se med seboj pogosto dotikajo. Živosrebrni sulfid je pri kristalizaciji intenzivno nadomeščal kalcit in mu sledil večkrat tudi vzdolž dvojčičnih lamel (tabla 14, sl. 3). Poleg tega je nadomeščal nekoliko starejši pirit (tabla 15, sl. 1), ki je nastal najbolj verjetno iz hidrotermalnih raztopin. Cinabarit vsebuje pogosto vključke dolomita, včasih zrnca detritičnega kremena in mineralov glin, tu in tam tudi zrnca sericita. Jeklenko je zajela mlajša tektonika. Cinabaritna zrnca so bila pri tem deformirana in zdrobljena. Zato opazimo pri navzkrižnih nikolih pogosto milonitsko strukturo. Deli jeklenke, kjer je *HgS* rekristaliziral, pa kažejo strukturo »svinčevega repa«. Poleg cinabarita je rekristaliziral tudi kalcit. Številna zrna kalcita kažejo namreč lepo razvite ravne dvojčične lamele, ki so nastale najbolj verjetno šele po drobljenju rude.

Iz rudnega telesa Ruda 1 hranimo v zbirki tudi vzorec iz razpoke na 12. obzorju. Na steni razpoke je kristaliziral najprej zelo drobnozrnati cinabarit, ki so ga nato prekrili kalcitovi kristalčki s prizmatskim habitusom; ti dosežejo kvečjemu 3 mm. Na kristalčkih kalcita leže 0,5 do 2 mm veliki skupki cinabarita v obliki polkrogle s priraščenimi majhnimi kristalčki metacinabarita. Tu in tam opazimo tudi skupke metacinabarita v obliki polkrogle, ki merijo 1 mm do 4 mm. Pod binokularnim mikroskopom ločimo na teh skupkih posamezna zrna in dvojčke, katerih kristalne ploskve sestoje iz vicinalnih ploskvic; najizrazitejše so ploskve rombskega dodekaedra. Kristalografsko in kemično je raziskal podobne tvorbe iz idrijskega rudišča že Schrauf (1891). Njegove raziskave smo sedaj dopolnili z opazovanjem pod rudnim mikroskopom. Ugotovili smo, da sestoje

manjši skupki le iz metacinabarita, v večjih pa se temu mineralu pridružuje še cinabarit. Tako smo našli v jedru večjega skupka zrnca metacinabarita s premeri 50 do 150 mikronov. Na jedru se je izločil cinabarit, ki tvori 50 do 250 mikronov debelo lupino. Cinabarit je nadomeščal zrna metacinabarita in se vraščal ob njihovih stikih. V primerjavi z metacinabaritnimi zrni so cinabaritna zelo majhna, saj merijo povprečno komaj 5 mikronov; njihovi preseki so ksenomorfni. Na cinabaritni lupini je kristaliziral ponovno metacinabarit. Njegova zrna, ki leže neposredno na cinabaritu, merijo le okrog 50 mikronov in imajo izometrične preseke. Navzven njihova velikost raste in doseže v perifernih delih celo 0,6 mm. Za ta zrna so značilne dvojčične lamele.

V primerjavi s cinabaritom predstavlja metacinabarit v rudi oolitnega apnenca le mineraloško redkost.

Zgornjeskitski dolomit

Pestro zaporedje sljudnatega skrilavca, meljevca in oolitnega apnenca prekriva dolomit, ki so mu vseskozi pripisovali anizično starost. Na podlagi superpozicije plasti smo prišli do sklepa (M l a k a r , 1957, 1959), da gre za zgornjeskitski dolomit. V rudišču ga najdemo predvsem na južnem in jugovzhodnem obrobju. Njegove plasti so debele 1 dm do 1 m. Kamenina ima masivno teksturo, pod mikroskopom pa mozaično strukturo. Dolomitna zrna so idiomorfna, hipidiomorfna in ksenomorfna ter merijo 40 do 80 mikronov. Poleg dolomita najdemo še ksenomorfna zrnca kalcita, najedena detritična zrnca kremena (okrog 2,5 %) in zrnca diagenetskega pirita. Med dolomitnimi plastmi opazimo tu in tam nekaj milimetrov debele vložke črnega glinastega skrilavca. V zgornjem delu teh skladov, okrog 15 m pod stikom z zgornjeskitskimi skrilavo-lapornatimi plastmi, smo našli na več krajih približno 1 m debelo plast peščenega dolomita s kremenovimi in muskovitnimi zrni. Razpoke in pore v zgornjeskitskem dolomitu so ponekod zapolnjene z organsko snovjo.

B e r c e (1958) je popisal iz idrijskega rudišča pilolit in podal njegovo kemično sestavo. Ta mineral se nahaja v zgornjeskitskem dolomitu. Daje videz sive kože, debele do 1 mm, ki sestoji iz tankih različno orientiranih kristalnih vlaken.

Koeficient rudonosnosti je visok, stopnja orudenja pa se giblje v območju bogate rude (tabla 2). Orudenih razpok je precej manj kakor v spodnjeskitskem dolomitu. Rudna telesa so vezana na stik z zgornjeskitskim lapornim apnencem (npr. rudno telo št. 11; tabla 2; oznaka 6b), ali pa jih najdemo pod srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco (tabli 1 in 2, oznaka 6c in tabla 3, slika C). Langobardske plasti imajo pri tem vlogo ekrana. V takšnem položaju se nahajajo rudna telesa Mayer, Talnina in druga. Manj rudnih teles je ob stiku s spodnjeskitskim skrilavcem in oolitnim apnencem. Najdemo jih v delu jame, imenovanem Talnina (npr. Kreda in Filipič; tabli 1 in 2, oznaka 6a). Pri odkopavanju smo ugotovili, da se nahaja najbogatejša ruda povsod neposredno ob neprepustni plasti ali tik pod srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco. Rudna telesa

so široka nekaj 10 m, dolga nad 100 m, medtem ko sežejo po vertikali več 10 do 100 m.

Bogata ruda je nastala navadno tako, da je bil dolomit delno nadomeščen s cinabaritom. V njej najdemo cinabaritne žilice pa tudi tanke kalcitne in kalcitno-kremenove žilice, ki vsebujejo pogosto živosrebrni sulfid. V geodah opazimo tu in tam lepo razvite kristalčke cinabarita s ploščatim habitusom, ki dosežejo velikost 5 mm. Ti kristalčki sede pogosto na romboedrih kalcita in dolomita. Bogata ruda vsebuje večkrat kapljice samorodnega živega srebra, našli pa smo tudi metacinabarit.

Pod mikroskopom smo raziskali bogato in siromašno rudo iz rudnega telesa Kreda na 7. obzorju ter bogato rudo iz nadkopa Ruda 1.

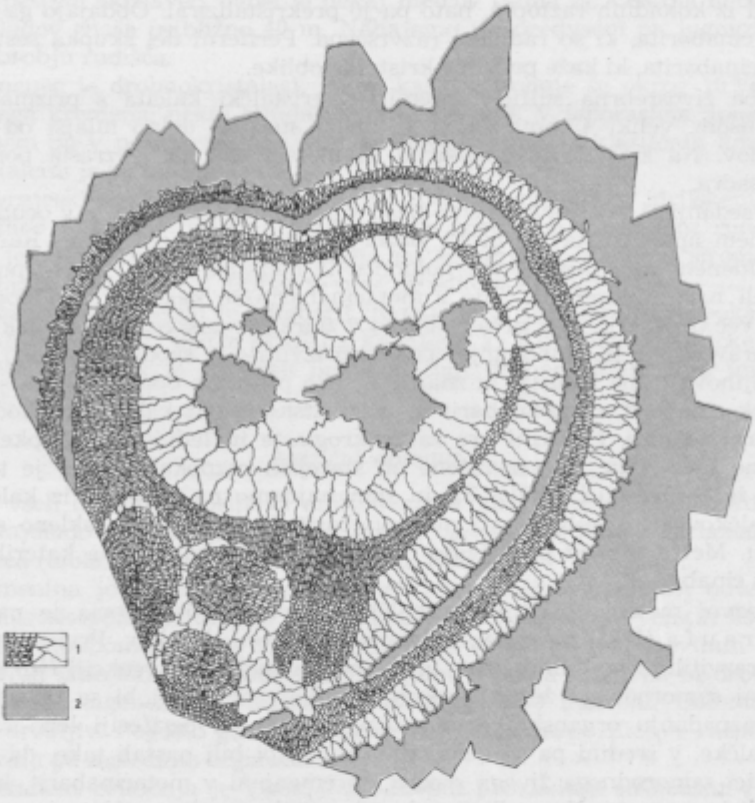
Bogata ruda iz rudnega telesa Kreda je brečasta. V razpokah zdrobljene kamenine so kristalizirala najprej zrna dolomita, ki imajo pogosto idiomorfne preseke in merijo povprečno 150 mikronov. Nato se je izločal cinabarit; kot vezivo je kristaliziral v razpokah, poleg tega je metasomatsko nadomeščal karbonatno prikamenino. Neposredno ob razpokah je dolomit skoraj 60 % nadomeščen z živosrebrnim sulfidom. V cinabaritnih poljih leže nepravilni ostanki dolomitnih zrn z najedenimi zobčastimi mejami (tabla 15, sl. 2). Vstran se količina cinabarita naglo zmanjšuje. Rudni mineral tvori tanke opne, ki slede stiku med posameznimi dolomitnimi zrni (tabla 15, sl. 3), le tu in tam opazimo nekoliko večja polja, ki so zrastla ob stiku dolomitnih zrn. Z večjo oddaljenostjo od razpok je cinabarita vedno manj. Kamenina sicer še vsebuje zrnca rudnega minerala, toda ta so zelo drobna (tabla 16, sl. 1). Končno najdemo v dolomitu le še posamezne neenakomerne impregnacije cinabarita.

Za siromašno rudo je značilna žilna in impregnacijska tekstura. Temno sivi dolomit sečejo namreč tanke karbonatne in karbonatno-kremenove žilice, ki vsebujejo v manjši količini tudi cinabarit in idrijalin. V žilicah je najprej kristaliziral dolomit ali kalcit. Iz raztopin se je izločal nato predvsem v srednjih delih kremen in se vraščal med zrna karbonata. Tu in tam opazimo tudi idiomorfne preseke kremena. Pore v žilicah je ponekod zapolnil idrijalin. V paragenezi je najmlajši cinabarit, ki sledi stikom med jalovinskimi zrni. Siromašna ruda vsebuje tudi impregnacije cinabarita, ki so večje kakor cinabaritna zrnca v žilicah. Gre za živosrebrni sulfid v porah dolomita (tabla 16, sl. 2). Karbonatna zrna so napram rudnemu mineralu idiomorfna; njihovi robovi niso najedeni. To dokazuje, da cinabarit ni nadomeščal prikamenine.

V nadkopu Ruda 1 smo našli med 7. in 9. obzorjem orudeno dolomitno brečo. Cinabarit je povečini v vezivu breče, poleg tega pa v kosih in drobcih dolomita. Drobci so s sulfidom enakomerno impregnirani, kosi pa vsebujejo v obrobnem delu več cinabaritnih impregnacij kakor v sredini. Številne kose sečejo tudi tanke žilice rudnega minerala. V vezivu breče nahajamo poleg cinabarita še kalcit, dolomit, pirit in barit. Najprej sta kristalizirala oba karbonata, ki obrobljata dolomitne kose in drobce, nato barit, sledil je pirit in naposled cinabarit. Omeniti moramo, da smo našli barit le v tem vzorcu idrijske rude. Njegovi beli ploščati kristalčki imajo premer do 8 mm. V porah med ploščicami barita se je odložil cinabarit, zato sodimo, da je rudni mineral mlajši od sulfata.

Orudeno brečo iz nadkopa Ruda 1 sečejo številne razpoke. Stene razpok prekriva povečini kalcit, najdemo pa tudi cinabarit in sadro ter izjemoma metacinabarit. Cinabarit tvori navadno tanke prevleke, le tu in tam smo našli posamezne večje kristalčke, ki imajo lepo razvite ploskve romboedra s številnimi vicinalnimi ploskvicami. Metacinabaritu pripadajo zrnca s premeri 0,05 do 1,5 mm. S pomočjo binokularnega mikroskopa smo ločili ploskvice rombskega dodekaedra z vicinalnimi ploskvicami in ploskvice kocke. Večja zrna nastopajo včasih posamezno, manjša pa se združujejo v polkrogle in ledvičaste skupke s premerom do 9 mm (tabla 6, sl. 1). Skupki sestoje le iz metacinabarita ali pa iz metacinabarita in cinabarita.

Metacinabaritni skupki vsebujejo v srednjem delu manjša zrnca, ki se navzven večajo. Periferna zrna imajo podolgovate preseke in so večja. Zato imajo metacinabaritni skupki radialno strukturo. Metacinabarit ima



Sl. 1. Lupinasta zgradba metacinabaritno-cinabaritnega skupka. Vzorec iz nadkopa Ruda 1. 50 ×

1 cinabarit, *2* metacinabarit

Fig. 1. Metacinnabar-cinnabar aggregate showing shelly structure. Specimen taken from raise Ruda 1. 50 ×

1 Cinnabar, *2* Metacinnabar

nekoliko slabšo odsevno sposobnost kakor cinabarit in je pri navzkrižnih nikolih slabo anizotropen. Številna zrna kažejo enostavne široke dvojčične lamele.

V sredini metacinabaritno-cinabaritnih skupkov je navadno zelo drobnozrnat cinabarit, ki ga obdaja metacinabarit. V enem izmed skupkov smo našli lupinasto zgradbo (sl. 1 med tekstom). Prvotno metacinabaritno jedro je skoraj povsem nadomestil cinabarit; preostala so le posamezna korodirana zrna metacinabarita. Jedro je nato obdal cinabarit, ki ga vidimo v zelo drobnih, toda enako velikih zrnih. Ta cinabarit je precipitiral verjetno iz koloidnih raztopin in je pozneje prekristaliziral. Kristalizacijo iz koloidnih raztopin dokazujejo tudi trije manjši agregati cinabarita v levem spodnjem delu slike, ki ima značilno strukturo prekristaliziranega sulfidnega gela. Na drobnozrnatem cinabaritu so zrasla večja zrnca HgS, obdana s tanko lupino metacinabarita. Sledi lupina zelo drobnozrnatega cinabarita. Tudi ta je nastal iz koloidnih raztopin, nato pa je prekristaliziral. Obdajajo ga večja zrna cinabarita, ki so radialno razvrščena. Periferni del skupka sestoji iz metacinabarita, ki kaže pravilne kristalne oblike.

Oba živosrebrna sulfida spremljajo kristalčki kalcita s prizmatskim habitusom, veliki 4 mm. Kalcit je delno starejši, delno mlajši od obeh sulfidov. Na kristalčkih cinabarita in metacinabarita je zrasla ponekod tudi sadra.

S sedanjimi raziskavami smo našli v jami metacinabarit le v orudenem oolitnem apnencu na 10. in 12. obzorju (npr. v rudnem telesu Ruda) in v orudenem zgornjeskitskem dolomitu iz nadkopa Ruda. Zato smo pregledali tudi živosrebrno rudo z metacinabaritom, kakršno so odkopavali pred več desetletji, in vzorce hranimo v zbirki geološkega odseka fakultete za naravoslovje in tehnologijo. Ti vzorci izvirajo iz spodnjih obzorij, vendar njihova točna lokacija ni znana. V vseh primerih opazujemo na stenah razpok cinabarit, metacinabarit in prizmatsko razvit kalcit, ponekod tudi kristalčke sadre. Povečini gre za polkroglaste in ledvičaste skupke, raztresene brez reda, ali razvrščene ob starejših razpokah, kakor je to popisal že Schrauf (1891). Tu in tam najdemo na prevleki iz kalcitnih kristalčkov zelo drobnozrnat metacinabarit, ki daje videz jekleno sivega prahu. Metacinabarit prekrivajo mlajši kristalčki kalcita, na katerih leže zrnca cinabarita.

Razvoj metacinabaritnih kristalčkov v rudi s 6. obzorja je navedel Schraufa (1891) na misel, da gre za dve vrsti skupkov. Prvi ne kažejo lepo razvitih kristalnih ploskev in naj bi bili nastali pri reakciji H_2S s kapljicami samorodnega živega srebra; žveplov vodik naj bi se bil sprostil pri razpadanju organskih snovi. Drugi imajo na periferiji lepo razvite kristalčke, v sredini pa so »amorfni« in naj bi bili nastali tako, da so na kroglici samorodnega živega srebra, spremenjeni v metacinabarit, kristalizirali iz raztopin. Na podlagi sedanjih raziskav sodimo, da je nastal metacinabarit le pri kristalizaciji iz raztopin. Polkroglaste in ledvičaste oblike skupkov so nastale ponekod zaradi sočasne rasti večjega števila zraščenih metacinabaritnih zrnc, drugod zaradi zaporedne kristalizacije metacinabarita in cinabarita, pri čemer se je izločal cinabarit iz koloidnih raztopin, nato pa je prekristaliziral. Velikost metacinabaritnih zrnc v perifernem

delu skupkov in razvoj njihovih ploskev sta odvisna le od časa njihovega nastajanja: čim počasneje so kristalizirali, tem večji kristalčki so nastali in tem lepše so njihove ploskve. Tako smo našli večje skupke s prav majhnimi kristalnimi ploskvami, pa tudi majhne skupke z lepo razvitimi ploskvami. Več lupin cinabarita in metacinabarita v istem skupku dokazuje, da so vladali v določenih delih rudišča večkrat ugodni pogoji za nastanek enega ali drugega minerala.

Zgornjeskitski laporasti apnenec in apnenec

Skitske plasti se končajo z alternacijo temno sivega laporastega apnenca in apnenca. Posamezne plasti so debele nekaj cm do 1 m. Med zgornjeskitskim dolomitom in laporastim apnencem je ponekod razvit še sivkasto zeleni peščeni skrilavec, debel le nekaj metrov (tabla 2). Celotna debelina teh skladov znaša približno 40 m. Nahajamo jih predvsem na jugovzhodnem obrobju rudišča.

Apnenec je drobnokristalast. Poleg kalcita vsebuje še okrog 10 % detritičnega kremena, nekaj sljude in minerale glin. V laporastem apnencu, predvsem pa v peščenem skrilavcu, se poveča količina klastičnih komponent, kalcita je pa manj.

Zgornjeskitski laporasti apnenec in apnenec spadata v idrijskem rudišču med najslabše orudene stratigrafske horizonte. Koeficient rudonosnosti je zelo nizek, stopnja orudenja pa se giblje v območju siromašne rude (tabla 2; oznaka 7a). Danes te rude ne odkopavamo.

Edini rudni material je cinabarit. Kristaliziral je v tankih razpokah in lasnicah bodisi sam, bodisi skupaj s kalcitom, ki tvori bele kristalčke. Ob orudenih razpokah in lasnicah opazimo tudi drobne cinabaritne impregnacije.

Anizični dolomit

Od vseh dolomitov pripada anizičnemu v idrijskem rudišču morda le 5 %. Najdemo ga samo na severni strani osrednjega jezika karbonskega skrilavca (tabla 1) in v jugovzhodnem delu rudišča.

Kamenina je svetlo siva in siva ter ima včasih rumenkast odtenek. Pod mikroskopom vidimo, da sestoji iz 30 do 50 mikronov velikih ksenomorfnih, hipidiomorfnih in idiomorfnih zrnc dolomita, maloštevilnih ksenomorfnih zrnc kalcita, posameznih zrnc detritičnega kremena in drobnih kristalčkov diagenetskega pirita s premeri pod 30 mikroni. Dolomit je precej drobljiv. Pogosto ga sečejo tanke bele dolomitne žilice, v razpokah in gnezdih pa zasledimo organsko snov.

Koeficient orudenja je visok. Na odkopih prevladuje siromašna ruda, ki prehaja ponekod v bogato. Tu in tam opazimo tudi žile jeklenke. Cinabaritna rudna telesa so vezana za srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco, ob kateri so razvrščena v nizih. Najbogatejšo rudo najdemo pod langobardskim bazalnim peščenjakom. Z oddaljevanjem od kontakta se količina cinabarita naglo zmanjšuje (table 1, 2 in 3, slika *D;* oznaka 8a). Rudna telesa so ploščata; njihova dolžina več 10 krat preseže širino. Od-

kopavamo jih v poljih Gugler (tabla 3, slika *D*), Šmit, Vsi sveti in še v nekaterih drugih.

Mikroskopsko smo raziskali siromašno rudo in jeklenko iz rudnega telesa Šmit. V siromašni rudi se nahaja večji del cinabarita v tankih dolomitnih žilicah, ki so med seboj vzporedne, ali pa se sečejo pod različnimi koti. Pri kristalizaciji dolomit ni povsem zapolnil razpok, temveč so ostale drobne pore, v katerih imajo karbonatna zrna pravilne preseke. V žilicah je sledil dolomitu ponekod najprej kremen, nato pa je kristaliziral cinabarit ter zapolnil preostale pore (tabla 16, sl. 3). Nekaj cinabarita najdemo tudi v porah prikamenine ob stikih med karbonatnimi zrni. Lepo razvite kristalčke s premeri več milimetrov pa smo našli v dolomitni breči. Ti kristalčki predstavljajo zelo verjetno mlajšo generacijo cinabarita.

Zelo drobnozrnata jedra jeklenka gradi nekaj cm debelo žilo, ki seče orudeni dolomit. Na svežem prelomu je jekleno siva z rdečim odtenkom. Pod mikroskopom opazimo pogosto koloidalne strukture, ki dokazujejo, da je nastal večji del cinabarita iz koloidnih raztopin. V jeklenki namreč prevladujejo cinabaritna polja z okroglimi, eliptičnimi in ledvičastimi preseki, ki se pogosto združujejo. Zanje je značilna lupinasta zgradba (tabla 17, sl. 1). Gel HgS je pozneje prekristaliziral; nastala so zrnca, ki imajo v sredini polj navadno bolj ali manj izometrične preseke, sicer pa so radialno razvrščena. Zato opazimo pri navzkrižnih nikolih radialno in pahljačasto strukturo. Med lupinasto zgrajenimi cinabaritnimi polji najdemo poleg slabo anizotropne organske snovi tudi mlajšo generacijo cinabarita (tabla 17, sl. 2), ki je kristalizirala iz ionskih raztopin. Zrna tega različka merijo v povprečju 70 mikronov. Zaradi tektonskih premikov so nekatera okrogla, eliptična in ledvičasta cinabaritna polja zdrobljena, cinabarit, ki jih veže, pa kaže valovito potemnitev.

Ob žili jeklenke zasledimo številne impregnacije cinabarita in slabo anizotropno organsko snov. Tu in tam sečejo orudeni dolomit tudi tanke žilice cinabarita, ki jih niso prizadeli tektonski premiki. Cinabarit v teh žilicah predstavlja verjetno najmlajšo generacijo.

Langobardski bazalni peščenjak

Na anizičnem dolomitu leže diskordantno usedline ladinske stopnje. Pričnо se s peščenjakom, ki so ga prejšnji raziskovalci uvrščali v werfen (npr. Kossmat, 1911, Kropač, 1912), ali h grödenskim skladom (Berce, 1958). Na podlagi litološkega zaporedja pa smo prišli do sklepa (Mlakar, 1967), da spada v langobardsko podstopnjo. Nahajamo ga le v zgornji zgradbi rudišča. Debel je največ 10 m, vendar ni povsod razvit.

Po petrografskih raziskavah Berceta (1953, 1958) in podatkih Mlakarja (1967) sestoji bazalni peščenjak iz zrnc kalcedona in kremena, v manjši količini tudi iz zrnc karbonatov, pirita in sericita ter v sledovih iz cirkona. Peščenjak sekajo žilice kalcedona in kaolinita.

To klastično usedlino smo ponovno raziskali. V njej nismo našli kalcedona, temveč precejšnje količine kaolinita, ki smo ga röntgensko dokazali. V presevni svetlobi so optične lastnosti kaolinita zelo podobne lastnostim kalcedona, zato menimo, da so prejšnji raziskovalci zamenjali kaolinit

s kalcedonom. Poleg tega smo našli še karbonatizirana in kaolinizirana zrnca plagioklazov in biotita, zrnca apatita ter fluorit.

V petrografskem pogledu gre za heterogene plasti, ki sestoje iz meljevca, kremenovega peščenjaka, kaolinitnega peščenjaka in verjetno tudi tufita. Mineralna sestava teh skladov se bistveno razlikuje od sestave skitskih in grödenskih klastičnih usedlin. Nadrobno jo bomo popisali v posebni razpravi.

Koeficient orudenja langobardskega bazalnega peščenjaka je zelo nizek. Rudna telesa so majhna in nepravilna, včasih lečasta (tabli 1 in 2; oznaka 9a). Najdemo jih predvsem tam, kjer meji bazalni peščenjak vzdolž srednjetriadnega preloma na grödenske plasti. Sedaj odkopavamo orudeni bazalni peščenjak v rudnih telesih Logar (tabla 3, sl. *E*) in Brus. Ruda je bogata.

V rudi iz rudnega telesa Logar nad 4. obzorjem in v rudi vzdolž srednjetriadnega preloma »O« (na 3. obzorju za Golobom) vidimo na oko številna opekasto rdeča zrna s premeri okrog 0,7 mm. Pri opazovanju v presevni svetlobi smo se prepričali, da gre za plagioklaze, ki so bili skoraj povsem nadomeščeni z minerali glin. Prevladuje kaolinit, manj pogostna zrnca z višjimi interferenčnimi barvami pa utegnejo pripadati illitu. Tu in tam smo našli celo ostanke nespremenjenih plagioklazov z lepo razvitimi dvojčičnimi lamelami. Kaolinizirani plagioklazi vsebujejo drobna neprozorna zrnca. V odsevni svetlobi se opekasto rdeča zrna niti po trdoti niti po odsevnosti ne razlikujejo od veziva. Toda pri večjih povečavah opazimo v njih drobne impregnacije cinabarita. Zelo številni so tudi submikroskopski vključki cinabarita. O tem se prepričamo, če vključimo analizator. V spremenjenih plagioklazovih zrnih se namreč zasvetijo brezštevilni rdeči notranji refleksi, ki so navadno enakomerno razvrščeni. V nekaterih primerih so refleksi posebno močni v črtah, ki so med seboj vzporedne, ali pa se sekajo pod topim kotom; gre za razkolne razpoke plagioklazov, zapolnjene s cinabaritom.

Poleg spremenjenih in orudenih zrn plagioklazov smo našli tudi spremenjene drobce tufa in predornine (?) ter nekaj zrn kremena. Nekateri litoidni drobci vsebujejo nepravilne impregnacije pirita s premeri okrog 20 mikronov, pa tudi tanke piritne žilice, ki se ponekod mrežasto prepletajo. V drobcih smo opazovali tudi zelo drobne impregnacije cinabarita. Nekatera zrna spremenjenih in orudenih plagioklazov ter litoidne drobce obrašča kremenov rob.

V vezivu smo ločili zanesljivo le minerale glin, pirit, cinabarit in kremen. Piritu pripadajo idiomorfna in ksenomorfna zrnca s premeri nekaj mikronov do 0,5 mm. Posamezna večja zrna so zdrobljena. Številna piritna zrna obrašča kremen (tabla 17, sl. 3), tu in tam je železov sulfid nadomeščen s cinabaritom. Redka nepravilna polja cinabarita v vezivu imajo premere do 400 mikronov. Ta polja vsebujejo zelo redko vključke mineralov jalovine, zato sodimo, da so nastala pri zapolnitvi por. Le tu in tam opazimo v njih ksenomorfne ostanke pirita. Značilno je, da so cinabaritna polja obdana s kremenom (tabla 17, sl. 3), ki se pogosto prstasto vrašča v vezivo, napram cinabaritu pa je razločno idiomorfen (tabla 18, sl. 1).

Orudeni peščenjak vsebuje ponekod tudi kratke vzporedne cinabaritno-kremenove žilice. Cinabarit se nahaja v sredini žilic, kremen pa v obrobnih delih. Tudi v žilicah je kremen napram cinabaritu povečini idiomorfen.

Langobardski konglomerat

V stratigrafskem zaporedju sledi konglomerat, ki ga najdemo v zgornji zgradbi rudišča. Kossmat (1899, 1911), Kropač (1912) in Berce (1958) so menili, da gre za dolomitno brečo anizične stopnje. Toda z rovi in globinskim vrtanjem smo našli na več krajih v talnini tega konglomerata bazalni langobardski peščenjak, v krovnini pa skrilavec in peščenjak skonca. Spričo tega uvrščamo konglomerat v langobardsko podstopnjo.

Kamenina je siva in sestoji iz prodnikov z različno stopnjo zaobljenosti in iz veziva. Najpogostejši so prodniki rumenkasto sivega dolomita anizične starosti. Ostali sestoje iz temno sivega zrnatega zgornjeskitskega dolomita, nekateri pa iz zgornjeskitskega apnenca. Njihov premer se giblje od 1 cm do 5 cm, vendar dosežejo nekateri celo 20 cm. V vezivu prevladujejo karbonatna zrnca, najdemo pa še detritična zrna kremena in minerale glin. Tu in tam vsebuje konglomerat pole drobnozrnatega sivkasto zelenega peščenjaka z dolomitnimi prodniki in skrilave vložke. Ti skladi so debeli nekaj metrov do 70 m, vendar ponekod niso razviti.

Konglomerat spada med najbolj enakomerno orudene horizonte idrijskega rudišča. Ponekod je oruden v vsej debelini, drugod je ruda le ob bazalnem peščenjaku, npr. rudno telo Logar (tabla 3, sl. E; oznaka 10a), ali pa ob skrilavcu in peščenjaku skonca (tabla 2, oznaka 10b). Koeficient orudenja je med najvišjimi v rudišču. V primerjavi z doslej opisanimi skladi imajo ekrani za lokalizacijo rude neprimerno manjšo vlogo.

Rudna telesa vsebujejo povečini bogato rudo. Na obzorjih imajo izometrične (npr. rudno telo Logar) ali podolgovate preseke (rudna telesa Blaj, Frančiška, Auersperg in dr.) s površinami celo nad 1000 m²; po vertikali se razprostirajo na več obzorjih. Ruda vsebuje večidel cinabarit, toda v razpokah, ki sekajo bogata rudna telesa, najdemo tudi kapljice samorodnega živega srebra. Piritu in markazitu pripadajo le majhne količine.

Makroskopsko smo primerjali vzorce rude iz različnih rudnih teles in jih nato raziskali tudi pod mikroskopom. Našli smo, da nastopajo rudni minerali povsod na zelo podoben način. Največ cinabarita je v vezivu, kjer zapolnjuje pore in nadomešča karbonatna zrna. Njegove impregnacije merijo navadno 50 do 200 mikronov. Poleg tega zapolnjuje cinabarit razpoke in lasnice, ki sekajo tako prodnike, kakor tudi vezivo. Na presekih vidimo, da gre za tanke cinabaritne in cinabaritno-dolomitne žilice, dolge nekaj cm, široke pa 10 do 500 mikronov. Drobne cinabaritne impregnacije opazimo le ob debelejših žilicah, pa tudi te po 1 do 1,5 mm izginejo. Končno moramo omeniti cinabarit ob stiku prodnikov z vezivom.

Pirit in markazit nikjer ne tvorita žilic, ki bi sekale kamenino. Njuna bolj ali manj idiomorfna zrna s premeri 10 mikronov do 5 mm nastopajo le v vezivu, in sicer posamezno, v nizih in skupkih. Oba sulfida sta nastala verjetno v času diageneze.

Posebnost predstavljajo orudeni prodniki zgornjeskitskega dolomita, ki vsebuje impregnacije cinabarita in se po temno rdeči barvi jasno razlikujejo od drugih prodnikov (tabla 7, sl. 1). Pod mikroskopom vidimo, da so cinabaritne impregnacije zelo enakomerno razvrščene (tabla 18, sl. 2), merijo pa 30 do 80 mikronov. Cinabarit je kristaliziral v porah dolomita, poleg tega je karbonatno kamenino tudi nadomeščal. Številna zrna cinabarita kažejo bolj ali manj idiomorfne preseke (tabla 18, sl. 3) in vsebujejo korodirane vključke dolomita. Opazovani prodniki so vsebovali okrog 6 % HgS. V enem vzorcu smo našli dva orudena prodnika, ki sta merila 2 in 7 cm, medtem ko so bili vsi drugi prodniki jalovi. Tudi v vezivu konglomerata smo zasledili le redke drobne cinabaritne impregnacije. Omeniti pa moramo, da se je širil živosrebrni sulfid iz obeh orudenih prodnikov vzdolž lasnic v vezivo in sosednje jalove prodnike; po nekaj cm smo opazili le še sledove cinabarita.

Langobardski apneni peščenjak in apnenec

Temno sivi apneni peščenjak, debel nekaj metrov, najdemo na konglomeratu v južnem bloku, tj. na južni strani osrednjega jezika karbonskega skrilavca. Sivi jedrnati apnenec, razvit v obliki leč, pa se nahaja na območju Talnine (tabla 3, slika C). Medsebojno lego teh plasti smo prikazali na tabli 4, sl. *A*.

V apnenem peščenjaku doslej nismo našli rude. V apnencu pa zapolnjuje cinabarit le tu in tam drobne pore in tanke razpoke skupaj z belim kalcitom. Rudo najdemo v apnencu le neposredno nad orudenim langobardskim konglomeratom.

Koeficient orudenja langobardskega apnenca je med najnižjimi v rudišču, ruda pa je siromašna.

Skrilavec in peščenjak skonca

V okolici Idrije sta razvita dva litološko podobna horizonta skonca (M l a k a r, 1967), ki imata v zaporedju langobardskih skladov različno lego. Ločimo spodnji in zgornji horizont. V rudišču je razvit le zgornji horizont, ki prekriva langobardski konglomerat, ponekod tudi langobardski peščenjak s karbonatnim vezivom in temno sivi apnenec (tabla 2 in tabla 4). Ta horizont je debel navadno 10 do 45 m, na območju Talnine pa le nekaj metrov ali pa ga sploh ni. Zgornji horizont skonca je petrološko med najbolj zanimivimi litološkimi členi. V njegovem spodnjem delu je pogostejši skrilavec, v zgornjem pa peščenjak (tabla 4, sl. *A*). B e r c e (1958) je našel v njem tudi tufske vložke.

Črni skrilavec z antracitnim sijajem sestoji večidel iz mineralov glin in organskih snovi, zato ga uvrščamo med glinaste bituminozne skrilavce. Organska snov je drobno razpršena, zato je kamenina v zbrusku slabo prozorna ali celo neprozorna. Prepoznamo le nekoliko večja zrnca kremena, včasih drobce plagioklazov in lističe sericita, pogosteje pa radiolarije, zrnca kalcedona in iglice spongij. Ponekod so radiolarije tako številne, da prehaja kamenina že v bituminozni radiolarit. Radiolarije imajo

navadno okrogle, včasih nekoliko eliptične preseke, sestoje pa iz kalcedona (tabla 19, sl. 1). Na podlagi oblike presekov in sestave jih uvrščamo v rod *Spumellaria* (Müller, 1958). Številne radiolarije vsebujejo drobne neprozorne vključke s preseki po kocki, ki ustrezajo piritu, in temno rjavo snov. Schroeckinger (1877) je našel v razpokah glinastega bituminoznega skrilavca poleg dolomitnih kristalčkov tudi 0,5 mm debele skorje fluorita. Sedanje raziskave so pokazale, da so številne razpoke zapolnjene z razločno anizotropno organsko snovjo, najbolj verjetno idrijalinom, ki ga spremlja kremen. Fluorita nismo našli.

V temno sivem in črnem drobnozrnatem bituminoznem peščenjaku prevladujejo zrnca kremena. Nekatera so lepo zaobljena in potemnjujejo valovito, druga so le slabo obrušena in kažejo pravilno potemnitev. Številna so nadalje zrna plagioklazov, ki imajo večinoma ravne mejne ploskve in ostre robove. Po Colbertaldu in Slavikovi (1961) pripadajo oligoklaz-andezinu. Prevladujejo sveža plagioklazova zrna z lepo razvitimi dvojčičnimi lamelami, nekatera pa so delno kaolinizirana in karbonatizirana. Omeniti moramo še zrna kalcedona in kaolinita, ki sestoje iz 1 do 5 mikronov velikih zrnc, zrna turmalina, rutila in epidota, lističe sericita, zdrobljene iglice spongij ter drobce radiolarij in antracita. V vezivu ločimo minerale glin, organsko snov, zrnca pirita in karbonate. V enem izmed zgornjih nivojev peščenjaka se nahaja okrog 0,5 m debela plast z brahiopodom, ki ga je uvrstil Bittner v rod *Discina* (tabla 4, slika *A*).

Rudno bogastvo plasti skonca so poznali že v začetku rudarjenja v Idriji. Po starejših in novejših podatkih sodimo, da je koeficient rudonosnosti skonca daleč najvišji v idrijskem rudišču. Rudna telesa zajemajo skoraj celotno debelino horizonta (tabli 1 in 2; oznaka 11a). Njegov zgornji del je močneje oruden kot spodnji (tabla 3, sl. *F* in tabla 4, sl. *A*). Rudna telesa, dolga več 10 do 100 m, se vrste v nizih, ki so ločeni s krajšimi jalovimi conami. Večji del rudnih teles leži nad 4. obzorjem; le na območju jaška Inzaghi sežejo v ozkem pasu do 9. obzorja.

V primerjavi z rudo iz drugih litoloških enot je ruda iz skonce bolj raznovrstna. Bogata in zelo bogata ruda sta zastopani z jetrenko, opekovko, plastovito rudo, jeklenko in koralno rudo. Najpomembnejši rudni mineral je povsod cinabarit. Siromašna ruda nima posebnih imen; lahko je slabo orudeni glinasti bituminozni skrilavec, bituminozni radiolarit ali bituminozni peščenjak. Cinabarit se nahaja tudi v antracitu.

V srednjem in zgornjem nivoju orudenih plasti skonce najdemo povsod kapljice samorodnega živega srebra.

Jetrenka je najbolj pogostna bogata ruda. Vsebuje do 65 % Hg. Gre za orudeni glinasti bituminozni skrilavec in za orudeni bituminozni radiolarit. Pri tektonskih premikih se je ruda drobila in luščila v ploščice ter nepravilne, pogosto kot pest velike leče. Ploščice in leče so zaradi medplastovnih premikov drsele druga ob drugi. Njihove drsne ploskve prekrivajo razmaz bitumena in tanke opne cinabarita, zato se svetijo v jetrno rdeči barvi; odtod ime jetrenka. Drsne ploskve pogosto kažejo med seboj vzporedne tanke raze. Na svežem prelomu je jetrenka motno črna z rahlim rdečim odtenkom.

Pod mikroskopom vidimo, da je večji del cinabarita v kalcedonovih zrnih in radiolarijah (tabla 19, sl. 2). Kalcedonova zrna imajo nepravilne preseke s premerom 20 do 200 mikronov. Vsebujejo drobne vključke cinabarita, ki merijo 1 do 10 mikronov. Pri navzkrižnih nikolih kažejo kalcedonova zrna s cinabaritnimi vključki rdeče notranje reflekse po vsej površini. V radiolarijah je cinabarit ponekod le v lupini, drugje sledi organski strukturi. To je vzrok, da leže sulfidni vključki v koncentričnih krogih, ali pa zapolnjuje cinabarit notranji del mikrofosila, kjer je bila prvotno plazma (tabla 19, sl. 3).

Kremenova zrna so povečini brez cinabarita. Zelo redko najdemo cinabarit v njegovih razpokah. Colbertaldo in Slavikova (1961) sicer navajata, da vsebujejo zaobljena kremenova zrna iz skonce impregnacije cinabarita, kar naj bi dokazovala tudi slika 3 na tabli 2. Na sliki res vidimo dve zrni z okroglim presekom, ki vsebujeta vključke cinabarita. Sodeč po obliki njunega robu in razvrstitvi cinabaritnih vključkov, pa menimo, da gre za orudeni radiolariji.

V vezivu orudenega glinastega bituminoznega skrilavca in bituminoznega radiolarita ni opaziti cinabarita. Zasledimo le zrnca pirita in ponekod markazita s premeri okrog 30 mikronov; nekatera zrnca so ksenomorfna, druga razločno idiomorfna. Tu in tam se lepo ohranjene »orudene bakterije« združujejo v kolonije.

Jetrenko sečejo v raznih smereh starejše in mlajše razpoke. Starejše so zapolnjene z organsko snovjo, najbolj verjetno idrijalinom, poleg tega s cinabaritom, kremenom in redko s kalcitom. Tako so nastale žilice, široke 10 do 200 mikronov in dolge do 5 cm. Med njimi so najbolj pogostne žilice s cinabaritom in idrijalinom, nekatere pa so zapolnjene s cinabaritom in kremenom ali z vsemi tremi komponentami. Žilni cinabarit ima pogosto progasto strukturo, ki je posebno razločna pri navzkrižnih nikolih.

Struktura žilic je različna celo v istem kosu rude. Nekatere so simetrične, v sredini je idrijalin in ob robovih cinabarit, ali pa v sredini cinabarit in ob robovih kremen; drugje je v sredini idrijalin, sledi cinabarit in nato kremen. Najdemo še nesimetrične in brečaste žilice. Po razvrstitvi sestavin v simetričnih in nesimetričnih žilicah bi lahko prišli do napačnega sklepa, da je idrijalin najmlajši in kremen najstarejši. Prav brečaste žilice pa nam nudijo prepričljiv dokaz, da je najstarejši idrijalin, sledil mu je cinabarit in kot najmlajši kremen. Večkrat namreč opazimo, da veže kremen tako idrijalinove kakor tudi cinabaritne drobce. Omenimo naj še, da se vrašča v simetričnih in nesimetričnih žilicah kremen med cinabaritna zrna. Pri tem kaže pogosto pravilne oblike.

Mlajše razpoke sečejo poleg omenjenih žilic še orudeni skrilavec in radiolarit. Edini mineral, ki ga zasledimo v teh razpokah, je samorodno živo srebro.

Prehod jetrenke v jalovo prikamenino je zvezen. Bogata ruda vsebuje proti skrilavcu in radiolaritu vse manj opekasto rdečih zrnc. Zato se rdeči odtenek na prelomu postopoma izgubi, na drsnih ploskvah pa so cinabaritne opne vse redkejše in tanjše. Barvo jeter zamenja temno siva ali črna barva.

O p e k o v k a. V slabo orudenem glinastem bituminoznem skrilavcu, bituminoznem radiolaritu, peščenjaku pa tudi v jetrenki, se ponekod v zgornjem delu skonce močno poveča količina kalcedonovih zrn z večjimi preseki. Kalcedonova zrna vsebujejo zelo pogosto cinabaritne impregnacije s premeri 1 do 30 mikronov, le redko tudi več (tabla 20, sl. 1). Količina orudenih kalcedonovih zrn je tolikšna, da se med seboj pogosto dotikajo. Poleg tega se jim večkrat pridružujejo orudene radiolarije in zato je glinastega bituminoznega veziva zelo malo. Makroskopsko je takšna ruda opekasto rdeča; odtod ime.

Kremenova in plagioklazova zrna, ki dopolnjujejo mineralno sestavo opekovke, so brez cinabaritnih vključkov, čeprav leže neposredno ob orudenih kalcedonovih zrnih. Izjemoma najdemo cinabarit le v razpokah kremena ali plagioklazov.

Opekasto rdečo cinabaritno rudo najdemo v konkordantnih polah in manjših lečah. Njene meje s siromašno rudo in jetrenko so navadno ostre. Kjer je bila opekovka pri tektonskih premikih zdrobljena, nahajamo cinabarit tudi v vezivu med orudenimi kalcedonovimi zrni. Poleg tega je kristaliziral cinabarit v porah, redkeje pa tudi v tankih žilicah, kjer ga pogosto spremlja kremen. Cinabarit je v srednjih delih žilic, kremen pa ob robovih. Pri večji povečavi opazimo, da je kremen ob stiku s cinabaritom pogosto idiomorfen.

J e k l e n k a. Tudi v skonci predstavlja jeklenka najbogatejši različek živosrebrne rude. Leži v konkordantnih plasteh (tabla 4, sl. *A*), debelih do 0,5 m in v manjših konkordantnih lečah. Ta vrsta rude je zelo drobnozrnata in se pod udarcem kladiva rada drobi. Proti jalovemu talninskemu in krovninskemu skrilavcu in peščenjaku je ostro omejena. Na svežem prelomu in na drsnih ploskvah je svetlo jekleno siva do temno jekleno siva z rdečim odtenkom. Jekleno siva barva je posebno izrazita na poliranih ploskvah. Številni vzorci vsebujejo črne nabrane tanke pole ali luske.

Starejši raziskovalci, med njimi S c h r a u f (1891) in K r o p a č (1912) so zapisali, da vsebuje jeklenka večje količine bitumena. Verjetno so imeli pri tem v mislih prav različke iz skonce. V številnih vzorcih smo namreč našli le pomembne količine cinabarita in organsko snov; cinabaritu pripada na opazovanih poliranih površinah 30 % do 90 %, s kemično analizo pa smo ugotovili, da vsebuje jeklenka iz skonce do 79 % *Hg*. V svetlo jekleno sivem različku prevladuje cinabarit, temni različek pa vsebuje tudi znatne količine organske snovi. Verjetno gre za brezstrukturni sapropelit, vendar bi bila potrebna za točno določitev nadrobna kemična raziskava. Tudi črne pole in luske so iz iste snovi.

Cinabarit je precipitiral povečini iz koloidnih raztopin. Prevladujejo vzorci z natečno in ledvičasto obliko, ki imajo lupinasto — bolj ali manj koncentrično zgradbo (tabla 20, sl. 2). Nekatere lupine sestoje le iz cinabarita, v drugih pa se pridružuje cinabaritu tudi organska snov, zaradi katere imajo lupine slabšo odsevno sposobnost. Posamezne lupine sestoje le iz organskih snovi, v drugih pa najdemo tudi pirit (tabla 20, sl. 3), ki je nastal bolj ali manj sočasno s cinabaritom. Polja živosrebrnega sulfida s kolomorfno strukturo merijo navadno 40 do 250 mikronov. V jeklenki

so razvrščena dokaj enakomerno, obdaja pa jih organska snov, ki vsebuje tu pa tam »orudene bakterije«, drobna zrnca kremena in včasih sericit. Pri navzkrižnih nikolih vidimo, da je prvotni gel *HgS* prekristaliziral. Cinabaritna polja sestoje namreč iz 1 do 10 mikronov velikih zrnc, ki so ponekod nepravilno raztresena, drugod pa radialno razvrščena. Pod mikroskopom se pojavi temni križ, ki pri vrtenju mizice zadrži svojo obliko. Kolomorfna jeklenka predstavlja v skonci najbogatejšo rudo.

Z živim srebrom manj bogati so različki, ki vsebujejo zelo drobna zrna rudnega minerala s premerom nekaj mikronov (tabla 21, sl. 1). Pri večji povečavi vidimo, da leže sulfidna zrnca v sapropelitu. Njihova koncentracija se pravokotno na plast spreminja. Ponekod jim pripada 60 % do 85 % opazovane površine, drugod 30 % do 60 %, izjemoma tudi manj.

Pogosto opazimo tanke pole in drobne leče sapropelita, ki so povsem jalove, ali pa vsebujejo le nekaj odstotkov zelo drobnozrnatega cinabarita. Pole in leče sapropelita so navadno konkordantno vložene v bogate dele jeklenke (tabla 7, sl. 2). Nabranost jeklenke dokazuje, da je morala biti ruda v času tektonskih premikov polplastična. Poleg HgS najdemo v sapropelitu še zrnca kremena, lističe sericita, »orudene bakterije« in drobce mikrofosilov. Živosrebrni sulfid je neenakomerno razpršen, tvori pa tudi tanke nabrane opne (tabla 21, sl. 2). Meja med jeklenko, v kateri prevladujejo zrnca cinabarita, ter polami in lečami sapropelita z manjšo količino sulfidnih zrnc ali brez njih, je ponekod ostra, drugod zabrisana. Tu in tam opazimo postopen prehod jeklenke z drobnimi cinabaritnimi zrni v jeklenko, kjer imajo cinabaritna polja kolomorfno strukturo.

Skoraj v vseh vzorcih smo našli precej velika idiomorfna zrna cinabarita, ki imajo ponekod rombične preseke. Drugod, npr. v rudnem telesu Turniš, pa imajo paličaste preseke, ki govore za prizmatski habitus s prizmo (10$\bar{1}$0) kot najbolj razvito ploskvijo (tabla 21, sl. 3). Zrna merijo povečini 50 do 200 mikronov, dosežejo pa celo 0,6 mm. Pogosto vsebujejo vključke organske snovi in klastičnih komponent, zato menimo, da gre za idioblaste.

Jeklenko ter slabo oruden in jalov sapropelit sečejo pogosto cinabaritne žilice, debele 20 mikronov do 3 mm (tabla 7, sl. 2, tabla 21, sl. 1 in sl. 2). V nekaterih vzorcih imajo žilice isto smer, v drugih pa se sistemi žilic sečejo pod različnimi koti. Sodimo, da je cinabarit zapolnil razpoke in lasnice, ki so nastajale in se odpirale pri občasnih tektonskih premikih. Mlajše žilice so širše kot starejše, ki so ob mlajših premaknjene. Pri navzkrižnih nikolih vidimo v žilicah rekristalizirano strukturo. Cinabaritne žilice pogosto sečejo idioblaste (tabla 21, sl. 3) in je s tem njihovo starostno razmerje jasno dokazano.

Jeklenko sečejo tudi redke cinabaritno-kremenove in cinabaritno-kremenovo- kalcitne žilice (tabla 7, sl. 2), ki merijo včasih tudi več mm. V cinabaritno-kremenovih žilicah je verjetno najprej kristaliziral cinabarit in nato kremen, v cinabaritno-kremenovo-kalcitnih pa najprej kalcit, nato cinabarit in na koncu kremen.

Tektonsko zdrobljena jeklenka z večjo količino sapropelita ima drsne ploskve prekrite z razmazom organske snovi in številnimi tankimi opnami cinabarita. Ruda izgubi značilno jekleno sivo barvo in je jetrno rdeča. Zato

so takšni vzorci na oko zelo podobni jetrenki. Če upoštevamo barvo rude (Kropač, 1912), ali jakost orudenja (Pilz, 1915), jih moramo res tako imenovati. Pod mikroskopom seveda vidimo, da gre za siromašno jeklenko z drobno razpršenim cinabaritom v sapropelitu.

Koralna ruda. V idrijskem rudišču leži koralna ruda le v zgornjem delu horizonta skonce (tabla 4, sl. *A*). Gre za konkordantne leče orudenega bituminoznega peščenjaka z lupinami brahiopoda *Discina*. V literaturi nismo mogli zaslediti, kdaj je ta ruda dobila ime koralna ruda. Verjetno so prvotno domnevali, da predstavljajo brahiopodne lupine ostanke koral. Tudi pozneje se je staro ime obdržalo navzlic Bittnerjevi ugotovitvi, da gre za brahiopoda. Nekoč je vsebovala koralna ruda 1 do 10 % *Hg* (Kropač, 1912). V rudnem telesu Hangend nad 7. obzorjem pa smo sedaj našli do povprečno 40 % *Hg*.

V rudi prepoznamo najprej lupine brahiopodov (tabla 8, sl. 1), ki jih je ponekod toliko, da gre za lumakele, drugod pa jih je le malo. V nekaterih kosih rude so enakomerno razvrščene. Lupine so tu in tam prevlečene s cinabaritno opno, ki prekriva večkrat tudi njihove odtise v peščenjaku. Orudeni peščenjak vsebuje še drobna opekasto rdeča zrnca, včasih cinabaritne impregnacije in žilice, ki sečejo tudi lupine brahiopoda. Zelo pogosta komponenta je FeS_2. Njegova količina se giblje med 5 in 10 %, doseže pa v nekaterih delih plasti tudi 20 do 40 %. V prejšnjem stoletju so se nadrobno ukvarjali s kemično sestavo te rude. Vendar ne zato, ker je vsebovala živo srebro; v njej so našli namreč znatne količine forsforjevih spojin. Po zapiskih Petere (1847) naj bi bil že Berthier ugotovil fosforjeve in fluorove spojine v koralni rudi. Nato sta rudo analizirala Kletzinsky in Jahn (1870). Končno ji je določil kemično sestavo tudi Janda (1897).

Koralna ruda je bila deležna tolikšne pozornosti predvsem zato, ker vsebuje fosfor, Avstro-Ogrska pa ni imela fosfatnih nahajališč. Vendar zamisel o uporabi koralne rude za proizvodnjo superfosfata ni bila uresničena zaradi premajhnih zalog. Po letu 1900 pa je začela prihajati v vedno večjih količinah dobra fosfatna ruda iz Severne Afrike in Amerike.

Po kemični analizi je sodil Kletzinsky, da vsebuje koralna ruda železov apatit. To je do sedaj edina razlaga, v kakšni mineralni obliki naj bi nastopala fosfor in fluor. Poznejših raziskovalcev to vprašanje ni zanimalo. *Discina* gradi lupino iz kalcijevega fosfata in ne iz kalcijevega karbonata (Ramovš, 1969). Pomanjkanje karbonatov v usedlini dokazujejo tudi petrološke raziskave; v skrilavcu in peščenjaku smo našli zelo malo karbonatov.

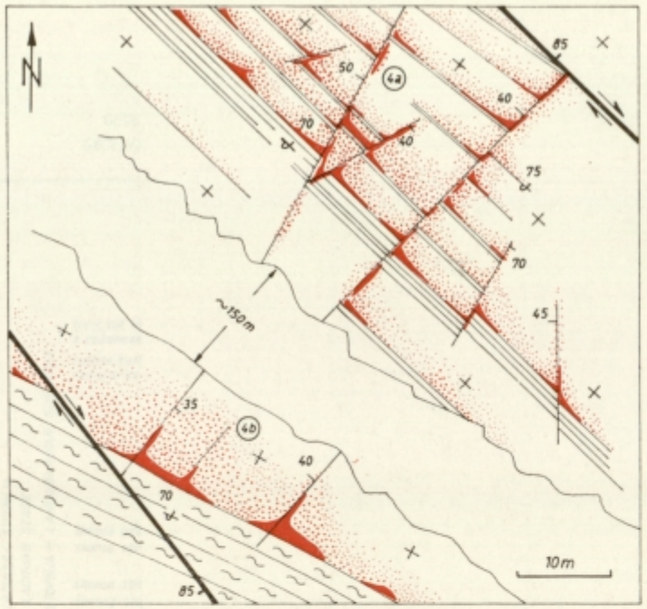
V presevni svetlobi vidimo, da sestoje lupine brahiopoda iz vzporednih plasti. Nekatere so prozorne in svetlo do temno rjave, druge so neprozorne. Prozorne plasti imajo večji lomni količnik kot kanadski balzam. Pri navzkrižnih nikolih opazimo, da je snov izotropna. Vsi ti podatki dokazujejo, da sestoji lupina brahiopoda *Discina* iz kolofona $3\,Ca_3(PO_4)_2 \,.\, n\,Ca(CO_3, F_2, O)(H_2O)_x$. V odsevni svetlobi opazimo med posameznimi plastmi lupine pogosto tanko opno organske snovi.

Prve podatke o rudnomikroskopskih raziskavah koralne rude zasledimo šele pri Colbertaldu in Slavikovi (1961). Ugotovila sta ci-

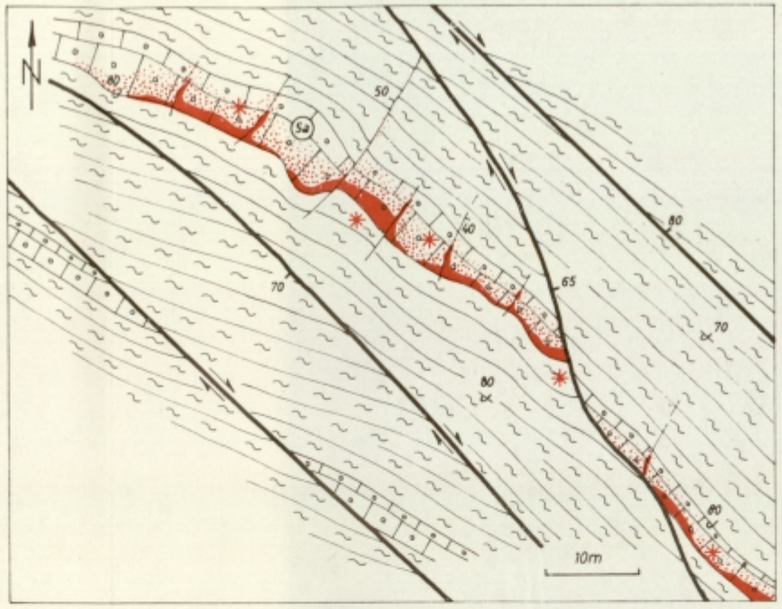
Tabla 3 — Plate 3

GEOLOŠKE KARTE NEKATERIH ZNAČILNIH RUDNIH TELES
GEOLOGIC MAPS OF SOME TYPICAL ORE BODIES

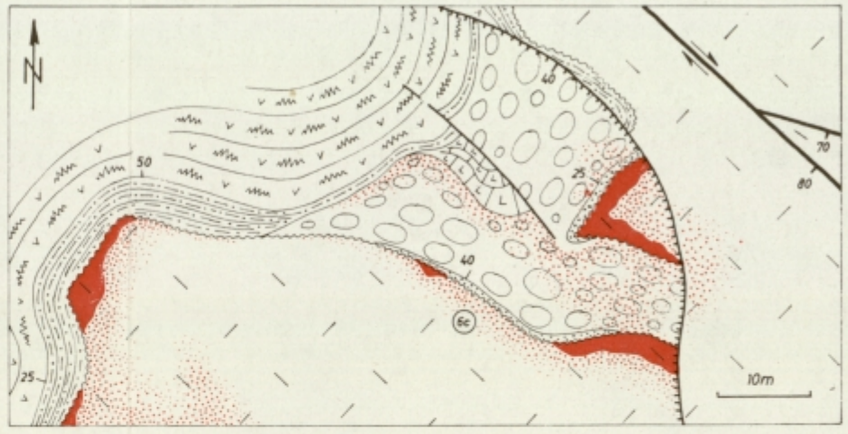
Legenda na Tablah 2 in 4 – Legend in Plates 2 and 4



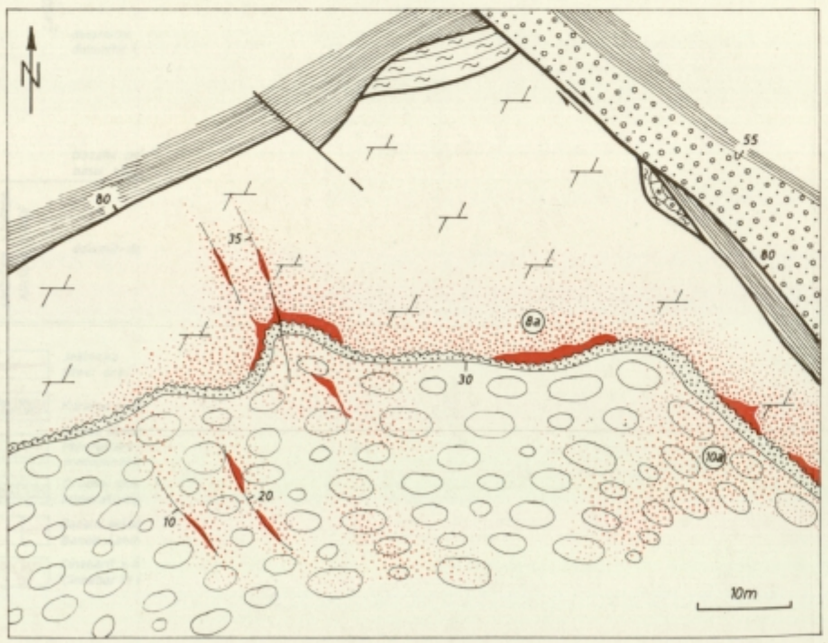
A Rudni telesi Rop (4a) in Joško (4b) na 12. obzorju
Rop (4a) and Joško (4b) ore bodies on the 12th level



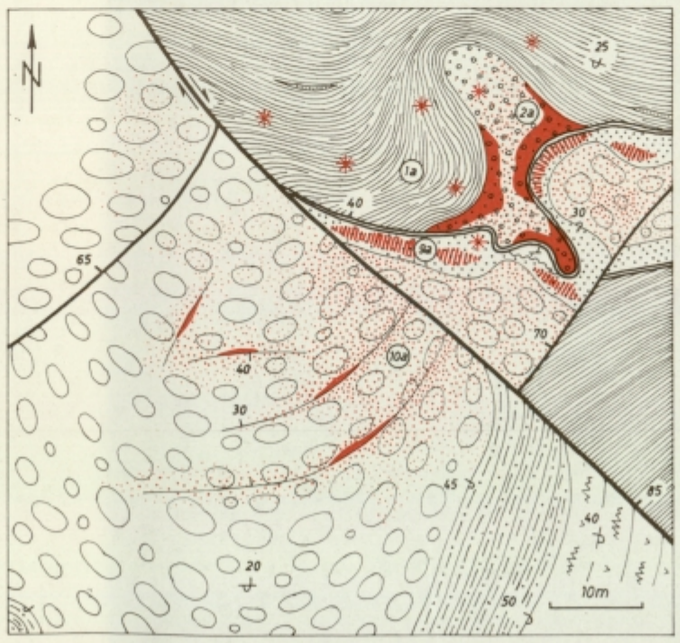
B Rudno telo Ruda (5a) nad 12. obzorjem
Ruda ore body (5a) above the 12th level



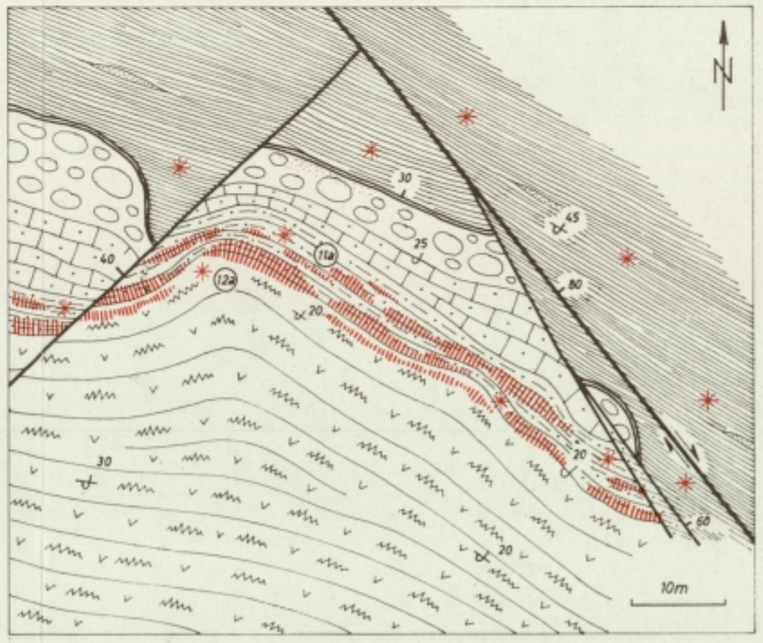
C Rudno telo Talnina (6c) nad 6. obzorjem
Talnina ore body (6c) above the 6th level



D Rudno telo Gugler (8a in 10a) nad 2. obzorjem
Gugler ore body (8a and 10a) above the 2nd level



E Rudno telo Logar (2a, 9a in 10a) nad 4. obzorjem
Logar ore body (2a, 9a and 10a) above the 4th level



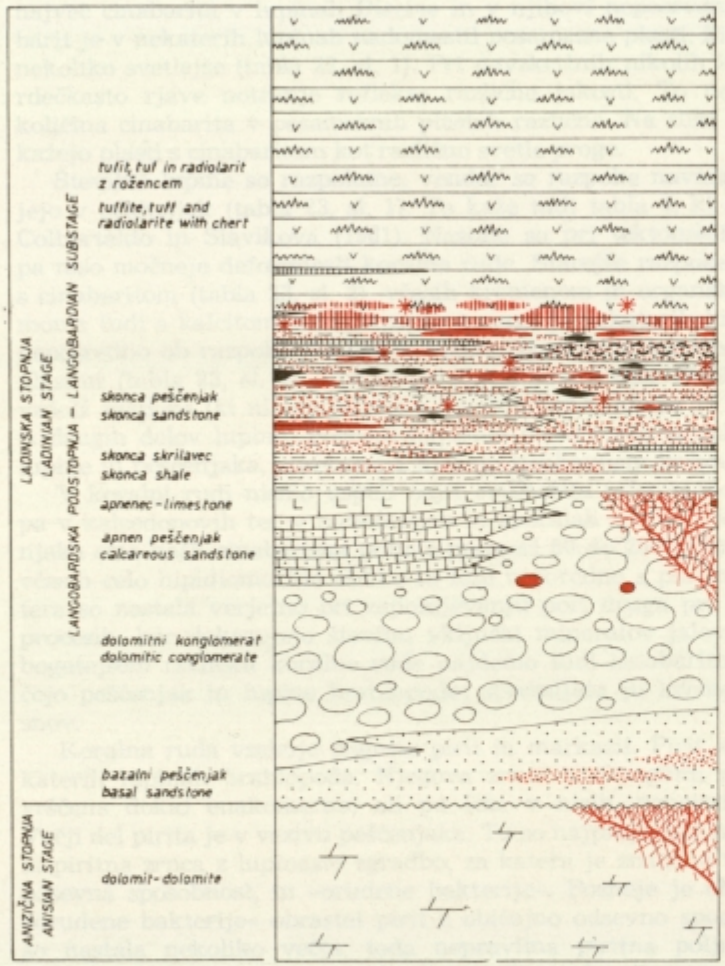
F Rudno telo Kropač (11a in 12a) nad 1. obzorjem
Kropač ore body (11a and 12a) above 1st level

A

TABLA 4 – PLATE 4

B

GEOLOŠKI PRESEK ORUDENIH LANGOBARDSKIH PLASTI
GEOLOGIC SECTION OF THE MINERALISED LANGOBARD BEDS



Jeklenka
Steel ore

Koralna ruda – Coral ore

Orudeni skonca skrilavec-pretežno jetrenka
Mineralized skonca shale – predominantly liver ore

Orudeni skonca peščenjak
Mineralized skonca sandstone

Bazalni peščenjak-orudeni
Basale sandstone-mineralized

Cinabarit v žilicah
Cinnabar in veinlets

Cinabaritna plastovita ruda
Cinnabarite bedded ore

Piritne pole
Pyrite sheets

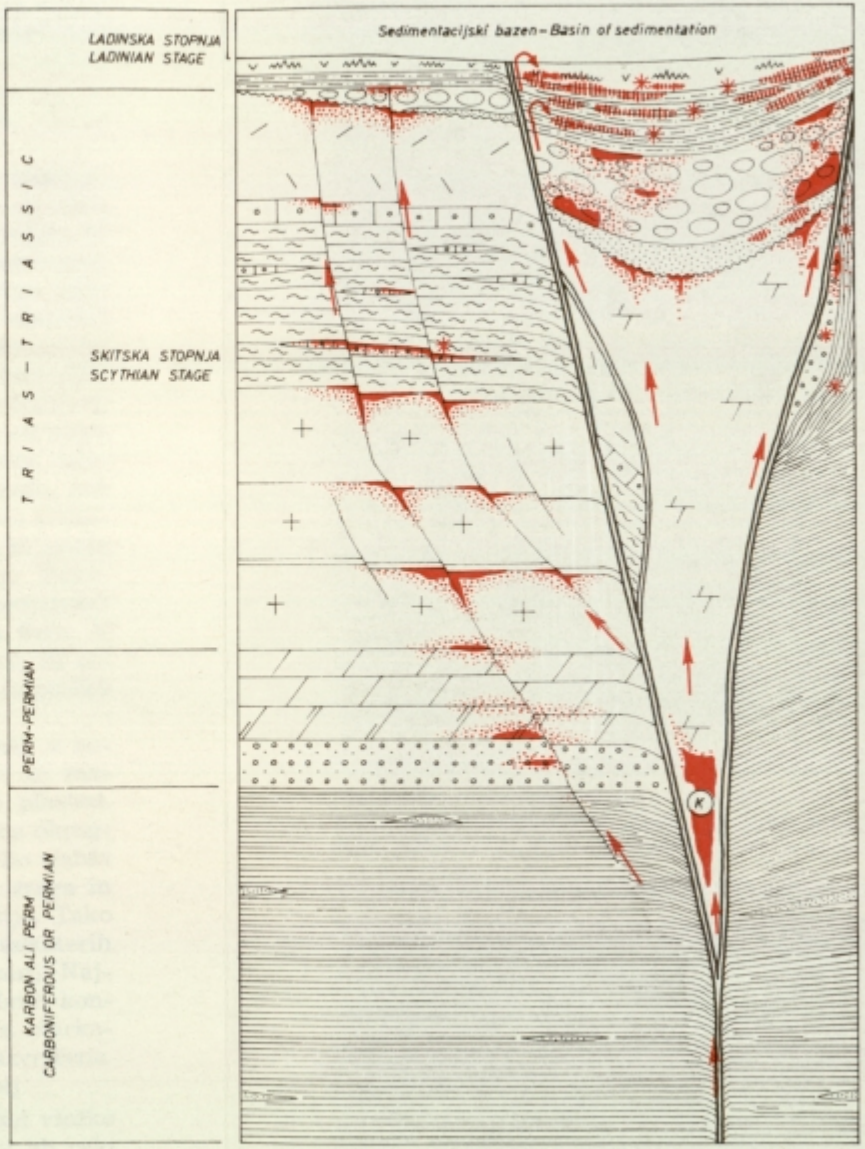
Orudeni prodniki
Mineralized pebles

Samorodno živo srebro
Native mercury

Antracit
Anthracite

5m
Približno merilo
Approximate scale

SHEMATSKI GEOLOŠKI PROFIL STRUKTURE V SREDNJI TRIADI
SKETCH SECTION SHOWING THE GEOLOGIC STRUCTURE IN MIDDLE TRIASSIC



Domnevne smeri hidrotermalnih tokov
Supposed directios of hydrothermal flows

50m
Približno merilo
Approximate scale

(K) Rudno telo Karoli
Karoli ore body

Singenetska ruda
Syngenetic ore

Epigenetska ruda
Epigenetic ore

nabarit predvsem v tankih razpokah, ki sečejo tako peščenjak kakor tudi lupine brahiopoda. Iz razpok naj bi se bil živosrebrni sulfid vrival v lupine ob stiku med plastmi. Istočasno naj bi bil cinabarit nadomeščal zrnca kremena in zapolnjeval pore peščenjaka.

Podobno kot v drugih rudah skonce tudi v koralni rudi nismo našli prelomov in razpok. Značilno za vse raziskane vzorce je, da najdemo največ cinabarita v lupinah *Discine* in v njihovi neposredni bližini. Cinabarit je v nekaterih lupinah nadomestil posamezne plasti, ki so zaradi tega nekoliko svetlejše (tabla 22, sl. 1). Pri navzkrižnih nikolih kažejo te plasti rdečkasto rjave notranje reflekse različne jakosti. To dokazuje, da je količina cinabarita v posameznih plasteh različna. Na sliki 2 (tabla 22) se kažejo plasti s cinabaritom kot različno svetle proge.

Številne lupine so razpokane, vendar se razpoke navadno ne nadaljujejo v peščenjak (tabla 23, sl. 1). To kaže tudi tabla 4, ki sta jo objavila Colbertaldo in Slavikova (1961). Nastale so pri tektonskih premikih, ki pa niso močneje deformirali koralne rude. Starejše razpoke so zapolnjene s cinabaritom (tabla 23, sl. 2), včasih kremenom in organsko snovjo, izjemoma tudi s kalcitom, mlajše pa so prazne. V nekaterih lupinah opazimo neposredno ob razpoki cinabaritne opne, ki slede stiku med posameznimi plastmi (tabla 23, sl. 1). Vprašanje je, ali so prinesle cinabarit raztopine vzdolž razpoke (ki ni zapolnjena s cinabaritom!), ali pa je bil mobiliziran iz drugih delov lupine. Pogosto najdemo živosrebrni sulfid tudi ob stiku lupine in peščenjaka, posebno na njenem konkavnem in konveksnem delu.

V koralni rudi nismo uspeli najti cinabarita v kremenovih zrnih, pač pa v kalcedonovih ter v radiolarijah in spikulah spongij. V vezivu peščenjaka smo našli cinabaritna polja s premeri 50 do 250 mikronov, ki imajo včasih celo hipidiomorfne oblike in leže vzporedno s plastovitostjo. Nekatera so nastala verjetno pri zapolnjevanju por, druga pri metasomatskih procesih, kar dokazujejo številni vključki mineralov jalovine in FeS_2. V bogatejšem različku koralne rude najdemo tudi cinabaritne žilice, ki sečejo peščenjak in lupine brahiopoda; spremljata ju kremen in organska snov.

Koralna ruda vsebuje pogosto pirit in markazit. Pirit smo našli v nekaterih lupinah brahiopoda. Njegova zrnca z okroglimi preseki so razvrščena dokaj enakomerno, ali pa leže v nizih, vzporednih s plastmi. Večji del pirita je v vezivu peščenjaka. Tu so najprej nastala drobna okrogla piritna zrnca z lupinasto zgradbo, za katera je značilna nekoliko slabša odsevna sposobnost, in »orudene bakterije«. Pozneje je okrogla zrnca in »orudene bakterije« obrastel pirit z običajno odsevno sposobnostjo. Tako so nastala nekoliko večja, toda nepravilna piritna polja. V nekaterih vzorcih je markazita prav toliko kot pirita, v drugih pa ga je manj. Najdemo ga v idiomorfnih zrnih s paličastimi preseki, ali pa v drobnih konkrecijah. V sredini konkrecij opazimo drobna ksenomorfna zrnca markazita, robovi pa sestoje iz večjih idiomorfnih zrnc, ki so radialno razvrščena. Zelo redko najdemo markazit tudi v perifernih delih piritnih polj.

P l a s t o v i t a r u d a. V plasteh skonce je B e r c e (1958) našel vložke peščenjaka s cinabaritnim vezivom, ki so jih ločili slabo orudeni ali celo jalovi vložki, debeli 0,2 do 2 in več centimetrov. Do orudenja po plasteh

naj bi bilo prišlo zaradi selektivne metasomatoze karbonatnega veziva s cinabaritom. To vrsto rude je imenoval plastovita ruda.

S sedanjimi raziskavami nismo našli plastovite rude, v kateri bi bil cinabarit metasomatsko nadomestil karbonatno vezivo. Večkrat pa smo naleteli na rudo s plastovito teksturo. Takšne teksture imajo nekatere plasti orudenega peščenjaka in glinastega skrilavca v zgornjem delu skonce, posebno v bližini njenega stika s krovninskimi plastmi. Rudo grade svetlo rdeče do sivkasto rdeče konkordantne pole, ki merijo 5 mm do 2 cm. Z njimi se zaporedoma menjavajo temno sive in črne pole peščenjaka ter glinastega skrilavca. V peščenjaku je prehod med polami različne barve zvezen, v skrilavcu pa so rdeče pole povečini ostro omejene.

Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da povzročajo rdečo barvo kalcedonsko-cinabaritna zrna, ki se niti po velikosti niti po obliki ne razlikujejo od podobnih zrnc v jetrenki in opekovki. Edina razlika je v tem, da vsebujejo kalcedonsko-cinabaritna zrna v plastoviti rudi nekoliko več drobnih piritnih zrnc. V manjši količini zasledimo tudi orudene radiolarije. Tu in tam opazujemo cinabaritna zrna, ki bi utegnila nastati pri popolnem nadomeščanju kalcita ali kakega drugega karbonata. Količina tega cinabarita pa je v primerjavi s količino cinabarita v kalcedonovih zrnih tako majhna, da izključujemo možnost nastanka plastovite rude zaradi selektivne metasomatoze. Odtenek rdeče barve je odvisen le od koncentracije kalcedonsko-cinabaritnih zrnc. Svetlo rdeče pole jih vsebujejo več, sivkasto rdeče pa manj.

Plastovita ruda vsebuje pogosto drobce pirita, včasih markazita, kadar gre za orudeni glinasti skrilavec pa tudi lepo razvite »orudene bakterije« (tabla 23, sl. 3), ki so tu in tam delno nadomeščene s cinabaritom (tabla 24, sl. 1). Drobci pirita imajo ravne meje in ostre robove (tabla 24, sl. 2), njihovi premeri pa se spreminjajo od nekaj mikronov do 0,7 mm. Pri večji povečavi opazimo v drobcih ozke lamele (tabla 24, sl. 3), kakršnih v piritu iz drugih litoloških členov idrijskega rudišča nismo našli. Nekateri drobci kažejo le eno lamelo, drugi dve, med seboj bolj ali manj pravokotni, ali celo tri, ki se sečejo pod kotom približno 60°. Lamele so torej vzporedne ploskvam kocke. Njihov nastanek nam zaenkrat ni jasen, domnevamo pa, da so nastale pri skeletasti rasti piritnih zrn. Drobci pirita nastopajo v polah kalcedonsko-cinabaritnih zrn, ali pa grade lastne pole; slednje vsebujejo 10 do 70 % FeS_2, v manjši količini pa včasih tudi kalcedonsko-cinabaritna zrna. »Orudene bakterije« in drobce pirita obdaja pogosto avtigeni kremen (tabla 23, sl. 3).

Na oko in pod mikroskopom vidimo v nekaterih polah neposredno pod tufitom plastovitost s postopno zrnavostjo. V spodnjem delu pole leže večja, v zgornjem pa manjša zrna. Druge orudene pole so drobno nabrane, kar je posledica polzenja rudnega sedimenta. Tu in tam opazimo prečno plastovitost in medformacijsko diskordanco. Piritne pole z več kakor 50 % sulfidnih drobcev kažejo oblike, ki so nastale skoraj gotovo pri pogrezanju v času zgodnje diageneze. Zelo lep primer smo našli v plastoviti rudi rudnega telesa Kropač na 2. medobzorju neposredno ob stiku plasti skonca s krovninskimi plastmi. Sl. 1 na tabli 9 ponazoruje, kako so se piritne pole vgreznile v mulj. Na krajih, kjer je vseboval mulj več vode

in je bil zato lažji, se je zaradi pritiska dvignil ter spodnjo piritno polo celo prebil. Druge piritne pole so le nabrane. Kalcedonsko-cinabaritne pole pa ne kažejo deformacij, ki bi nastale zaradi vgrezanja. Ista slika kaže tudi dve razpoki, ob katerih je prišlo do manjših premikov. Ti dve razpoki sta zapolnjeni s cinabaritom in kremenom kakor druge v plastoviti rudi. Cinabarit nahajamo v srednjem delu žilice (tabla 25, sl. 1), kremen pa ob robovih. Pri večji povečavi vidimo, da je kremen proti cinabaritu večkrat razločno idiomorfen (tabla 25, sl. 2). Mineralno sestavo cinabaritno-kremenovih žilic dopolnjuje pogosto organska snov. V odprtih, mlajših razpokah in lasnicah najdemo le kapljice samorodnega živega srebra.

Piritne pole niso vezane le na plastovito rudo. Pogosto jih najdemo v črnem bituminoznem skrilavcu, kjer merijo navadno 1 mm do 1,3 cm. Tudi v teh polah nastopa pirit v drobcih; njihovi premeri so 10 do 40mikronov. Zrnca so torej precej manjša kakor v plastoviti cinabaritni rudi. Večji drobci kažejo pogosto tanke lamele. V polah najdemo tu in tam tudi kalcedonska in kalcedonsko-cinabaritna zrna z nepravilnimi, včasih tudi okroglimi preseki (tabla 25, sl. 3). Cinabaritni vključki so zelo drobni in jih spremljajo prav tako drobni vključki kremena. Plastovitost s postopno zrnavostjo je tudi pod mikroskopom komaj opazna. Zato pa najdemo večkrat nabrane piritne pole, ki leže med ravnimi polami (tabla 8, sl. 2). V nekaterih delih skrilavca nastopajo piritne pole posamezno, v drugih se združujejo v snope, tako da najdemo v kosu, debelem kot pest, 5 do 10 pol.

V obdajajočem skrilavcu leže osamljena idiomorfna piritna zrna brez lamel in »orudene bakterije«, ki so povečini razvrščene po plastovitosti. Ponekod je rabila »orudena bakterija« kot jedro za idiomorfno piritno zrno.

O r u d e n i a n t r a c i t. V srednjem in zgornjem delu horizonta skonca (tabla 4. sl. *A*) so tudi antracitne leče, ki merijo običajno nekaj milimetrov do več decimetrov. Antracit ima steklen sijaj, črno razo in školjkast prelom. Večkrat vsebuje tanke drobnozrnate motne proge in nepravilne vključke z rdečkastim odtenkom. Po J a n d i (1892) vsebuje 13 % pepela.

Pod rudnim mikroskopom ima relativno močno odsevno sposobnost, vendar je slabo anizotropen. Prevladuje karbonizirani ksilem, ki kaže ponekod sploščene, med seboj vzporedne lumene celic. Lumeni so večkrat zapolnjeni s cinabaritom, ki tvori v antracitu drobne impregnacije (tabla 26, sl. 1), ali pa zapolnjuje razpoke in lasnice.

Motne proge in vključki sestoje iz karboniziranega humusnega detritusa, ki vsebuje tudi zrnca kremena, plagioklazov, kalcedona in pirita, lističe sericita in drobce brahiopodnih lupin. Značilno je, da najdemo cinabaritne impregnacije le v kalcedonskih zrnih (tabla 26, sl. 2) in v lupinah brahiopodov. Humusni detritus z anorganskimi komponentami, sedaj spremenjen v antracit, je tvoril prvotno konkordantne pole in leče. Pozneje je bil zaradi tektonskih premikov vgneten med drobce in kose ksilema.

S i r o m a š n a r u d a. Poleg različnih vrst bogate rude odkopavamo v skonci tudi siromašno rudo, ki vsebuje manj kakor 1 % Hg. Najpogosteje najdemo siromašno rudo tam, kjer prehaja jetrenka ali plastovita ruda

v jalov bituminozni skrilavec in peščenjak. Poleg tega pa gradi ta ruda samostojne konkordantne plasti in leče. V obeh primerih jo ločimo od bogate rude makroskopsko po tem, da vsebuje neprimerno manj opekasto rdečih zrnc in redke tanke cinabaritne žilice. Živosrebrnemu sulfidu se pridružuje ponekod kremen, drugod organska snov. Drsne ploskve kažejo le tu in tam tanke cinabaritne opne.

Pod mikroskopom smo ugotovili, da se nahaja večji del cinabarita v kalcedonsko-cinabaritnih zrnih in v radiolarijah. Zrna so ponekod raztresena, drugod zbrana v tankih polah (tabla 26, sl. 3) in lečah; večja zrna leže navadno vzporedno s plastovitostjo. Tu in tam smo našli v peščenjaku drobne impregnacije cinabarita. Nekatere so brez kakršnihkoli vključkov; živosrebrni sulfid je enostavno zapolnil nepravilne pore. Druge impregnacije vsebujejo vključke jalovih mineralov in so verjetno nastale pri metasomatskih procesih.

Piritu pripada v siromašni rudi le nekaj odstotkov. Večkrat najdemo »orudene bakterije«, ki so tu in tam zdrobljene in leže v kamenini le 0,5 do 1 mikron velika enako razvita piritna zrnca. Poleg tega opazimo tudi bolj ali manj idiomorfna piritna zrnca s premeri, ki navadno ne presežejo 50 mikronov.

Langobardski tufit, tuf in radiolarit z rožencem

Najmlajše langobardske plasti so piroklastične in kalcedonske sedimentne kamenine. Leže konkordantno na skladih skonca ter dosežejo debelino do 80 m.

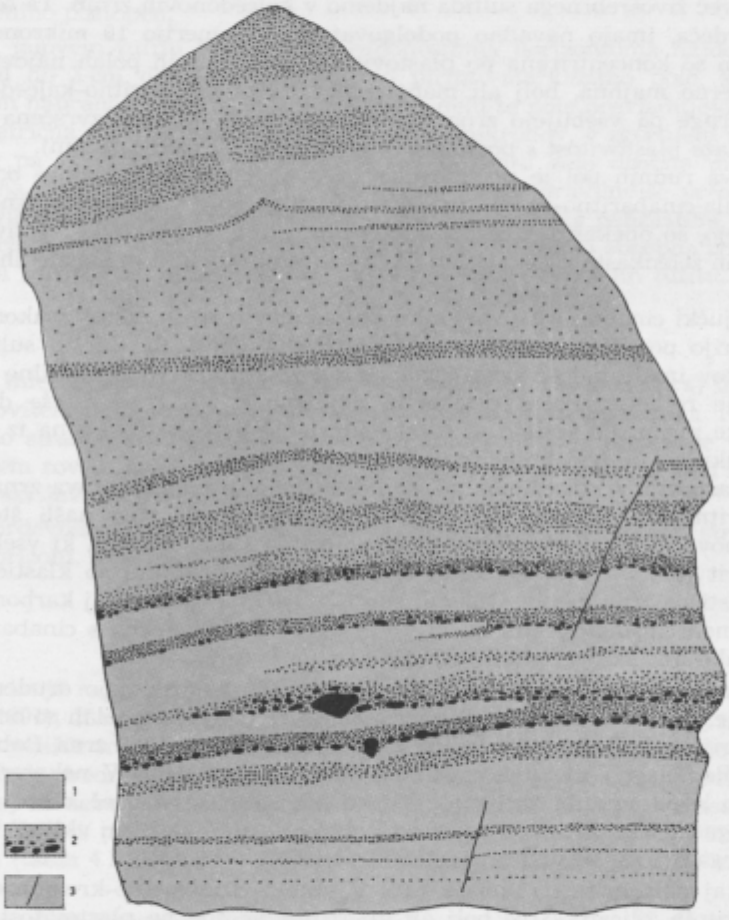
Neposredno na črnem skrilavcu skonca nahajamo plasti tufita, ki vsebujejo pole tufa, radiolarita ter sivega in črnega roženca. Sivi, sivkasto zeleni in zeleni tufit je navadno drobnozrnat. Sestoji iz drobcev kremena, plagioklazov, zrnc kalcedona in lističev sericita. V vezivu opazimo drobna zrnca kalcedona in pirit, redka zrna karbonatov, klorit in illit (?). Strmoletova je določila s pomočjo faznega kontrasta v enem izmed raziskanih vzorcev tudi nekaj odstotkov montmorillonita in v sledovih halloysit. Sivi srednjezrnati tuf sestoji večidel iz plagioklazov in kremena.

V srednjem in zgornjem delu teh skladov se poveča količina radiolarita. Kamenina je siva in sivkasto zelena, zelo drobnozrnata ter v primerjavi s piroklastičnimi kameninami precej bolj jedra. V njej prevladujejo radiolarije (tabla 27, sl. 1) iz kalcedona, tu in tam opazimo zrnca kremena in plagioklazov ter lističe sericita. V vezivu prevladujejo drobna zrnca kalcedona, opazimo pa še minerale glin in zrnca karbonatov. Radiolarit vsebuje tudi nekaj odstotkov pirita; gre za zelo drobna idiomorfna zrnca, ki imajo izometrične preseke in so enakomerno razvrščena.

Kropač (1912) navaja Jandine podatke o kemični sestavi najmlajših langobardskih plasti s 1. in 4. obzorja severozahodnega dela ter s 6. obzorja jugovzhodnega dela jame. Navzlic nepopolnim analizam sodimo, da ustrezajo manjše vrednosti kremenice ter večje vrednosti glinice in karbonatov verjetno tufitu, večje vrednosti kremenice ter manjše vrednosti glinice in karbonatov pa radiolaritu.

Rudna telesa se nahajajo le v spodnjem delu teh skladov (tabla 1, 2, 3, slika *F* in tabla 4; oznaka 12 a), vendar ne povsod. V danes dostopnih delih rudišča smo jih našli samo nad 2. obzorjem. Koeficient orudenja je zaradi tega zelo nizek. Poudariti pa moramo, da gre povečini za bogato rudo.

Tufit vsebuje rudo le na krajih, kjer so orudene tudi talninske plasti skonca. Navadno odkopavamo v istem rudnem telesu rudo iz skonce in iz tufita. Takšen primer nam nudijo rudna telesa Kropač (tabla 3, slika *F*), Ziljska in Viler. Podobno kakor v skonci tudi v tufitu orudenje ni vezano na prelome in razpoke, temveč gre za dva konkordantna rudonosna



Sl. 2. Živosrebrna ruda iz rudnega telesa Kropač kaže plastovitost s postopno zrnavostjo. ½ naravne velikosti

1 tufit, *2* cinabaritno-kalcedonska zrna, *3* cinabaritno-kremenova žilica

Fig. 2. Mercury ore from Kropač ore body showing graded bedding. ½ natural size

1 Tuffite, *2* Cinnabar-chalcedony grains, *3* Cinnabar-quartz veinlet

horizonta (tabla 4, sl. *A*). Prvi se nahaja ob stiku s plastmi skonca in doseže debelino 1,5 m. Ta vsebuje bogato rudo. Posebno močne koncentracije *HgS* najdemo neposredno nad skonco. Približno 0,5 do 1,5 m nad prvim se nahaja drugi rudonosni horizont, ki doseže debelino pol metra, in vsebuje siromašno rudo.

V spodnjem rudonosnem horizontu ima živosrebrna ruda izrazito plastovito teksturo. Tufit vsebuje namreč številne opekasto rdeče, sivkasto rdeče in zelenkasto rdeče konkordantne rudne pole, debele 1 mm do 5 cm (tabla 9, sl. 2).

Največ živosrebrnega sulfida najdemo v kalcedonovih zrnih. Ta so opekasto rdeča, imajo navadno podolgovat presek, merijo 10 mikronov do 8 mm in so koncentrirana po plastovitosti. V nekaterih polah najdemo le sorazmerno majhna, bolj ali manj enako velika cinabaritno-kalcedonska zrna, druge pa vsebujejo zrna različnih velikosti, ki so razvrščena tako, da se kaže plastovitost s postopno zrnavostjo (sl. 2 med tekstom).

Barva rudnih pol je podobno kakor v plastoviti rudi skonce odvisna od števila cinabaritno-kalcedonskih zrn. Tufitne pole, v katerih ta zrna prevladujejo, so opekasto rdeče; v tem primeru gre za opekovko. V sivkasto rdečih in zelenkasto rdečih polah pa je več piroklastičnih in klastičnih komponent.

Vključki cinabarita so vpršeni v kalcedonovih zrnih dokaj enakomerno ter merijo povečini 1 do 10 mikronov (tabla 27, sl. 2). Zaradi sulfidnih vključkov imajo kalcedonova zrna pri navzkrižnih nikolih značilne rdeče notranje reflekse. Poleg cinabarita najdemo v teh zrnih le še drobne vključke pirita. Po sestavi se torej kalcedonsko-cinabaritna zrna iz tufita ne razlikujejo od podobnih zrn iz skonce.

V nasprotju s kalcedonovimi, so kremenova in plagioklazova zrna brez cinabaritnih in piritnih vključkov. Zanimivo je, da smo našli številna kremenova in plagioklazova zrna celo obdana s kalcedonom, ki vsebujejo cinabarit (tabla 27, sl. 3). Toda tudi v takšnih primerih so klastična in piroklastična zrna jalova. Omenili smo, da vsebuje tufit nekaj karbonatnih zrn, vendar nismo opazili, da bi bila ta zrna nadomeščena s cinabaritom. Prav tako smo zastonj iskali polja cinabarita v vezivu.

Kalcedonsko-cinabaritnim zrnom se pogosto pridružujejo orudene radiolarije, včasih tudi orudene iglice spongij. V nekaterih polah so orudene radiolarije celo pogostejše kakor kalcedonsko-cinabaritna zrna (tabla 28, sl. 1). Radiolarije vsebujejo različne količine cinabarita. V nekaterih zasledimo le posamezne vključke, drugod pa je cinabarita več kakor kalcedonskega skeleta. Pri večji povečavi vidimo, da so razvrščeni vključki živosrebrnega sulfida po strukturi mikrofosilov (tabla 28, sl. 2).

Nekaj cinabarita se nahaja tudi v tankih cinabaritno-kremenovih in cinabaritnih žilicah, ki so bolj ali manj pravokotne na plastovitost. Najdemo jih v orudenih polah, tu in tam pa se iz pol širijo tudi v jalove plasti. Cinabaritno-kremenove žilice so navadno simetrične. V sredini je cinabarit (tabla 28, sl. 3), ki kaže pri navzkrižnih nikolih zelo pogosto progasto strukturo. Ploščata zrnca rudnega minerala so v posameznih žilicah med seboj vzporedna, vendar je njihova lega v različnih žilicah različna. Obrobni deli žilic pripadajo kremenu, ki sledi večkrat tudi stiku

med ploščatimi zrni cinabarita. V zdrobljenih cinabaritno-kremenovih in cinabaritnih žilicah ter v razpokah opazimo pogosto samorodno živo srebro.

Ruda zgornjega horizonta je rdečkasto zelena. Kalcedonsko-cinabaritna zrna so v povprečju manjša kakor v spodnjem horizontu; njihov premer le redko preseže 250 mikronov. Zato je plastovitost s postopno zrnavostjo opazna le ponekod; plastovita tekstura je manj razločna. Cinabaritno-kremenove žilice so zelo tanke in redke. Samorodnega živega srebra je malo. Proti jalovi krovnini in talnini se količina kalcedonsko-cinabaritnih zrnc postopoma zmanjšuje. Zaradi tega je prehod siromašne rude v prikamenino postopen.

V jalovem tufitu med obema rudonosnima horizontoma najdemo ponekod do 3 cm debelo konkordantno piritno-markazitno polo, ki je tu in tam nabrana in pretrgana. V srednjem delu te pole prevladujejo drobna izometrična zrna pirita s premeri okrog 15 mikronov, v zgornjem in spodnjem pa markazit. Zrna markazita so ob piritu zelo drobna in ksenomorfna, proti tufitu pa so vedno večja in imajo pravilnejše preseke. Ob robovih pole najdemo povprečno 0,7 mm velika zrna s paličastimi preseki. Na krajih, kjer je prišlo do medplastovnih premikov, so obrobna zrna markazita zdrobljena, njihovi drobci pa leže v obdajajočem jih tufitu.

Cordevolski dolomit in apnenec

V mlečno belem zrnatem dolomitu (tabli 1 in 2; oznaka 13 a) in črnem plastovitem apnencu cordevolske starosti (tabli 1 in 2; oznaka 14 a) poznamo siromašno cinabaritno orudenje kot zapolnitev razpok le v Antonijevem rovu. Javlja se v komaj nekaj metrov široki coni tik pod karbonskim skrilavcem (M l a k a r , 1967, sl. 5).

Cordevolske plasti so v idrijskem rudišču najmlajši orudeni stratigrafski horizont. Koeficient rudonosnosti teh skladov je zelo nizek.

Nastanek rudišča

Sedanje raziskave potrjujejo mišljenje G r ö g e r j a (1876), S c h r a u f a (1891), K r o p a č a (1912), B e r c e t a (1958) in M l a k a r j a (1967), da je rudišče triadne starosti. Še več, uspelo nam je dokazati, da je nastalo rudišče v srednji triadi, in sicer v langobardski podstopnji. Upoštevajoč položaj in debelino zgornjepaleozojskih in triadnih skladov v času nastajanja rudišča pridemo do sklepa, da je bila njegova prvotna višina okrog 600 m (tabla 4 B). Bercetova cenitev te višine na 100 do 150 m je vsekakor prenizka.

V rudišču Stemboat Springs (Nevada) sega cinabarit le do globine 18 m, v rudišču Sulphur Bank (Kalifornija) pa največ do globine 100 m (White, 1967). Drugod so ugotovili pomembnejšo vertikalno razsežnost živosrebrne rude. V Nikitovki (SSSR) znaša 1800 m do 2000 m (B o l' š a k o v in drugi, 1969) v nekaterih Hg-Sb rudiščih Južne Ferganije (SSSR) pa 1500 do 2500 m (F e d o r č u k , 1964). Idrija je torej po prvotni višini orudenja nekje v sredini.

V načinu orudenja so posebno očitne razlike med zgornjepaleozojskimi, skitskimi in anizičnimi plastmi z ene, ter langobardskimi plastmi z druge strani.

Poglejmo najprej pri kakšnih pogojih so nastali živosrebrni minerali v zgornjepaleozojskih, skitskih in anizičnih plasteh. Makroskopske in mikroskopske raziskave kažejo, da je zapolnil cinabarit pore v zgornjepaleozojskih klastičnih usedlinah, predvsem pa razpoke in pore v triadnih karbonatnih kameninah. Poudariti moramo, da je nastal del živosrebrnega sulfida pri metasomatskih procesih. To dokazuje, da je kristaliziral cinabarit iz hidrotermalnih raztopin. Tako so razlagali njegov nastanek v celotnem rudišču Meier (1868), Schrauf (1891), Berce (1958) idr. Živo srebro je bilo prineseno najbolj verjetno v obliki HgS_2^{2-}. Na to kažejo raziskave Krauskopfa (1951) in Tunella (1970). Tudi prisotnost kalcita, dolomita in ponekod kremena dokazuje kristalizacijo *HgS* iz hidroterm.

V omenjenih plasteh nismo našli kaolinita, dikita, illita in montmorillonita, ki so indikatorji slabo kislih in nevtralnih raztopin (White, 1967), medtem ko predstavlja barit mineraloško redkost. Zato sklepamo, da je kristaliziral cinabarit iz alkalnih raztopin. To potrjuje tudi nadomeščanje kremenovih zrnc s cinabaritom.

Hidrotermalnih sprememb, ki bi vsaj približno označevale temperaturo nastanka, nismo opazili. Prav tako nismo našli mineralov, ki bi rabili kot geološki termometri. Značilno pa je, da apnenec v rudišču ni prekristaliziral, kar dokazuje sorazmerno nizke temperature hidrotermalnih raztopin. Upoštevajoč laboratorijske raziskave ameriških in sovjetskih geologov sodimo, da so nastali prvotni živosrebrni minerali pri temperaturi 100° do 200° (Dickson in Tunell 1959; Tunell, 1970; Fedorčuk idr., 1963 in Merlič, 1963).

Samorodno živo srebro najdemo v glavnem v treh območjih rudišča (tabla 1). V njegovem spodnjem in srednjem delu nastopa samorodno živo srebro ponekod v spodnjeskitskem skrilavcu in v ležah oolitnega apnenca. V srednjem nivoju rudišča je pogostno samorodno živo srebro v območju Talnine v karbonskem in spodnjeskitskem skrilavcu, grödenskem peščenjaku in ponekod v gornjeskitskem dolomitu. V zgornjih delih rudišča je mnogo samorodnega živega srebra v plasteh skonca, spodnjem delu tufita in tufa, ponekod v bogato orudenem langobardskem konglomeratu, predvsem pa v karbonskem glinastem skrilavcu.

O nastanku samorodnega živega srebra v Idriji so pisali Schrauf (1891), Kropač (1912) in Berce (1958). Novejših podatkov nimamo, ker ustrezne raziskave še niso končane. Zaenkrat se lahko opiramo le na lego rudnih teles s samorodnim živim srebrom in v manjši meri na odnose z drugimi minerali. Vendar so ti podatki premalo zanesljivi, da bi mogli reči več kot to, da je samorodno živo srebro ponekod primarnega, drugod sekundarnega nastanka.

Glede metacinabarita so mikroskopske raziskave pokazale, da je ponekod res mlajši od cinabarita, kar je trdil že Schrauf (1891). Vendar smo našli primere, ko je metacinabarit starejši in se nahaja v sredini skupka, ki ga obdaja cinabarit. Še več, našli smo celo vzorce, v katerih

si izmenoma slede lupine metacinabarita in cinabarita. Nekatere lupine cinabarita sestoje iz zelo drobnih zrnc, ki so nastala pri prekristalizaciji sulfidnega gela. Vse to dokazuje, da so se pogoji nastanka omenjenih skupkov naglo spreminjali. Zato je bolj verjetno, da so nastale te tvorbe iz hidrotermalnih raztopin; pri višji temperaturi je kristaliziral metacinabarit, pri nižji, delno tudi iz zasičenih raztopin, pa je precipitiral cinabarit.

Iz razloženega povzamemo, da so prinašale živo srebro v rudišče sorazmerno nizkotemperaturne raztopine. Prihajale so najprej skozi karbonski skrilavec z lečami peščenjaka (tabla 4, sl. *B*). Ti kamenini zaradi petrografske sestave v večji globini nista bili dovzetni za orudenje. Šele nekaj 100 m pod nekdanjim površjem so bili vzdolž tektonskega stika s triadnimi plastmi ugodnejši pogoji za nastanek rude tudi v teh skladih. Skrilavec je vseboval diagenetska zrna, predvsem pa leče in gomolje pirita. Večji del cinabarita je nastal prav pri nadomeščanju pirita. To dokazujejo cinabaritno-piritni gomolji in leče ter korodirani vključki pirita v cinabaritnih poljih. Najbogatejša živosrebrna ruda je bila v piritnem telesu Karoli, ki je vsebovala celo jeklenko.

Tudi grödenski peščenjak ni ustrezal za nastanek rude. Oruden je le ob srednjetriadnih prelomih (rudno telo Logar), kjer je bil zelo zdrobljen in močneje porozen. Menimo, da je začel kristalizirati cinabarit najprej v razpokah in porah, nato pa je nadomeščal tudi drobnozrnato vezivo, ki je vsebovalo ponekod več karbonatov pa tudi pirit. Raztopine so bile v spodnjem delu rudišča, npr. v območju rudnega telesa Grübler, kemično dokaj aktivne. To sklepamo po nadomeščanju kremena s cinabaritom, česar v zgornjem delu rudišča ni opaziti.

V zgornjepermskem dolomitu so bili ugodnejši pogoji za nastanek živosrebrne rude. Kamenina je bila nekoliko porozna že zaradi diagenetske dolomitizacije, poleg tega pa je bila pri tektonskih premikih močneje zdrobljena. Upoštevati moramo nadalje, da so karbonatno kamenino hidrotermalne raztopine tudi laže nadomeščale. Zelo verjetno je imela tudi bituminozna primes kamenine za odlaganje *HgS* pomembno vlogo. Ploščata rudna telesa so nastala v glavnem vzdolž litoloških kontaktov, skrilavi vložki pa so predstavljali lokalne ekrane. V sivem in črnem dolomitu so nastale karbonatne žilice že pred orudenjem. Seveda sta kristalizirala dolomit in kalcit tudi iz hidrotermalnih raztopin. V manjši količini jima je sledil kremen, ki je povzročil ponekod tudi slabšo silifikacijo. V paragenezi je najmlajši cinabarit. Skupaj z dolomitom in kalcitom je zapolnil razpoke in pore, poleg tega pa je karbonatno kamenino tudi nadomeščal. Jeklenko najdemo v žilah in nepravilnih lečah, ki so nastale pri metasomatozi.

Hidrotermalne raztopine so nato prehajale vzdolž prelomov in razpok v spodnjeskitski dolomit, ki so ga prizadeli tektonski premiki v enaki meri kot zgornjepermskega. Vendar je vseboval spodnjeskitski dolomit precej več klastičnih komponent, zato metasomatski procesi niso bili tako uspešni. Bolj ali manj ploščata rudna telesa so nastala v glavnem pod peščenodolomitnimi plastmi in pod krovninskim sljudnatim skrilavcem. Najbogatejšo rudo predstavlja jeklenka, za katero so značilne gelske strukture. Nastala je tako, da je precipitiral cinabarit iz koloidnih raztopin predvsem

v razpokah, ali pa je *HgS* nadomeščal prikamenino. Pogosto jo spremljajo organske snovi, med njimi tudi idrijalin.

Za heterogeno zaporedje sljudnatega skrilavca, meljevca in leč oolitnega apnenca je značilen zelo nizek koeficient rudonosnosti. Razumljivo je, da se v skrilavcu in meljevcu metasomatski procesi niso mogli razviti. Cinabarit najdemo zavoljo tega le tu in tam v tankih žilicah in drobnih impregnacijah. Zelo ugodni pogoji za rudo pa so bili v lečah oolitnega apnenca. Bogato in zelo bogato rudo z jeklenko najdemo v zgornjem delu posameznih leč oolitnega apnenca, in sicer ob srednjetriadnih prelomih in razpokah, ter pod krovninskim skrilavcem. Največji del cinabarita je nastal pri metasomatskih procesih. Najdemo ga v nepravilnih poljih, v idioblastih ter v vezivu rudne breče in v žilicah. Spremljata ga kalcit in kremen. V bogatih rudnih telesih opazimo celo kapljice samorodnega živega srebra in metacinabarit.

Tudi v zgornjeskitskem dolomitu so bili ugodni pogoji za nastanek rude. Hidrotermalne raztopine so sledile prelomom in razpokam ter odlagale *HgS* pod manj prepustnimi plastmi ali pod srednjetriadno tektonsko-erozijsko diskordanco. Tako so nastala številna ploščata rudna telesa. Kjer je bil dolomit pod manj prepustno plastjo močno razpokan, ima bogata ruda brečasto teksturo; cinabarit je delno nadomestil karbonatno kamenino ter povezal orudene kose kot vezivo. Siromašna ruda je nastala brez intenzivnejše metasomatoze, jalovinski in rudni minerali so enostavno zapolnili razpoke, lasnice in pore v karbonatni kameninі. Iz hidrotermalnih raztopin sta najprej kristalizirala dolomit in kalcit, nato ponekod še pirit in barit. Živosrebrni minerali so v paragenezi najmlajši. Močno prevladuje cinabarit, spremlja ga ponekod samorodno živo srebro, drugod pa v sledovih metacinabarit.

Hidrotermalne raztopine niso mogle reagirati z zgornjeskitskim laporнim apnencem in apnencem zaradi precejšnje količine klastičnih komponent. Cinabarit, ki ga spremlja kalcit, je kristaliziral le tu in tam v tankih razpokah in v drobnih porah.

Anizični dolomit so rudonosne hidrotermalne raztopine na številnih krajih prepojile. Lega rudnih teles je bila pogojena s prisotnostjo manj prepustnih ekranov in z gostoto razpok. V bogati rudi je dober del karbonatne kamenine nadomeščen s cinabaritom, v siromašni rudi pa najdemo živosrebrni sulfid v porah in tankih žilicah, kjer ga spremljajo jalovinski minerali. V paragenezi je najstarejši dolomit, ponekod mu je sledil kremen, najmlajši pa je cinabarit. Tu in tam opazimo žile jeklenke, v katerih kaže cinabarit gelske strukture. Jeklenko spremlja zelo pogosto organska snov.

Raziskava rudnih teles v zgornjepaleozojskih, skitskih in aniziičnih skladih je pokazala, da je živosrebrna ruda epigenetska. Hidrotermalne raztopine so sledile srednjetriadnim prelomom in razpokam, ki so sekali plasti bolj ali manj pod pravim kotom (tabla 4, sl. *B*). Cinabarit je zapolnjeval razpoke in pore, ali pa nadomeščal karbonatne kamenine in vezivo klastičnih kamenin. Pomembne koncentracije živosrebrnega sulfida so nastale predvsem tam, kjer so bile karbonatne kamenine močneje zdrobljene in prekrite z manj prepustnimi plastmi. Te plasti so imele vlogo ekranov.

Poglejmo sedaj, kako je nastala ruda v langobardskih skladih. Po načinu pojavljanja cinabarita in pirita se orudeni bazalni langobardski peščenjak bistveno razlikuje od karbonskega in grödenskega peščenjaka. V zgornjepaleozojskih peščenjakih smo našli največ cinabarita v vezivu. Orudeni langobardski peščenjak pa vsebuje večji del cinabarita v močno kaoliniziranih plagioklazovih zrnih in v litoloških drobcih ter le prav malo v vezivu. Prav tako smo opazovali v starejših peščenjakih pirit le v vezivu, v langobardskem peščenjaku pa ga najdemo tudi v litoidnih drobcih. Pri tem moramo poudariti, da hidrotermalne raztopine niso povzročile močnejših sprememb v glinencih karbonskega in grödenskega peščenjaka. Zato dvomimo, da so nastale tako intenzivne spremembe plagioklazovih zrn langobardskega peščenjaka v zvezi z orudenjem. Če nadalje upoštevamo, da najdemo spremenjena plagioklazova zrna tako v orudenem kakor tudi v jalovem peščenjaku, pridemo do sklepa, da so bila plagioklazova zrna spremenjena preden so se sedimentirala. Vprašanje pa je, kdaj sta nastala sulfida.

Glede pirita je odgovor nedvoumen. Impregnacije in žilice v litoidnih drobcih ter večja idiomorfna zrna v vezivu dokazujejo različen izvor tega minerala. Del pirita je bil skupaj z litoidnimi drobci prinesen v usedlino, drugi del pa je kristaliziral v njej pri diagenetskih procesih.

Teže je pojasniti nastanek cinabarita. Če bi bil kristaliziral iz hidrotermalnih raztopin, bi ga bilo več v poroznem vezivu kakor v zrnih in drobcih. Poleg tega v orudenih plagioklazovih zrnih in litoidnih drobcih nismo našli karbonatov. Malo verjetno je, da bi bili karbonati povsem nadomeščeni s cinabaritom. Zato dopuščamo možnost, da karbonatov v teh plagioklazovih zrnih in v litoidnih drobcih sploh ni bilo.

Vse to nas navaja na misel, da so bili plagioklazi orudeni, preden so se sedimentirali. Domnevamo, da so bili orudeni plagioklazi in litoidni drobci prineseni v sedimentacijski bazen obenem z drugim erozijskim materialom langobardskih plasti. V prid takšne domneve lahko navedemo, da predstavlja bazalni peščenjak marsikje neposredno krovnino bogatih rudnih koncentracij v zgornjeskitskem (tabla 3, sl. *C*) in anizičnem dolomitu (tabla 3, sl. *D*), vendar sam ni oruden.

Plagioklazova zrna in drobci tufa v bazalnem langobardskem peščenjaku so prvi dokaz geosinklinalnega vulkanizma srednje triade, ki je dal diabaze, keratofirje, porfirite in porfirje ter njihove piroklastične kamenine.

Čeprav hidrotermalne raztopine niso reagirale z langobardskim bazalnim peščenjakom, so morale prehajati skozenj, kajti konglomerat, ki leži na njem, uvrščamo med najbolj enakomerno orudene sklade. Poleg tega moramo opozoriti na številna rudna telesa v konglomeratu neposredno nad peščenjakom. Orudenje je zajelo predvsem tiste dele konglomerata, ki so bili močneje razpokani. Zato najdemo cinabarit v tankih žilicah, večidel pa v vezivu, kjer zapolnjuje pore in nadomešča karbonate. Posebnost predstavljajo orudeni prodniki zgornjeskitskega dolomita. Dejstvo, da smo našli le malo tovrstnih prodnikov, ne zmanjšuje njihovega pomena pri razlagi nastanka idrijskega rudišča. Ti prodniki ne leže v zdrobljenih conah, po katerih bi bile utegnile prihajati rudne raztopine,

poleg tega se po mineralni sestavi in poroznosti ne razlikujejo od drugih dolomitnih prodnikov. Zato ni razloga, da bi bile nastale številne impregnacije cinabarita v nekaterih prodnikih zaradi selektivne metasomatoze ali njihove močnejše poroznosti. Bolj verjetno je, da so vsebovali prodniki živosrebrni sulfid že pred sedimentacijo. Iz te domneve pa izhaja, da je bil zgornjeskitski dolomit oruden že pred nastankom langobardskega konglomerata. Erozija je v času njegove sedimentacije zajela tako jalov kakor tudi orudeni dolomit.

Vse kaže, da so prehajale hidrotermalne raztopine skozi konglomerat tudi v nastajajoče plasti skonca ter se nato izlivale na morsko dno v obliki termalnih vrelcev. Nenadna pojava številnih radiolarij v teh plasteh kaže na povečano količino kremenice v morski vodi. Dopuščamo možnost, da je prihajala s podmorskimi vulkanskimi ekshalacijami ali erupcijami, bolj verjetno pa so jo prinašali termalni vrelci.

Plasti skonca ne vsebujejo žil in žilic, kakršne smo opazovali v skitskih in anizičnih plasteh, poleg tega pa smo našli tudi zelo malo cinabarita, ki bi utegnil nastati pri hidrotermalnih metasomatskih procesih. V teh plasteh odkopavamo rudo, kakršne v starejših plasteh nismo našli, npr. jetrenko, opekovko, plastovito in koralno rudo. Jeklenka pa ima v starejših plasteh obliko žil, medtem ko tvori v skonci konkordantne plasti in leče.

Zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev je precipitiral živosrebrni sulfid v obliki zelo drobnih kosmičev in se usedal sočasno z organsko snovjo in anorganskimi klastičnimi komponentami. Ponekod se je nakopičil cinabarit v takšnih količinah, da so nastale plasti gela *HgS*. Ta je pozneje sicer kristaliziral, vendar kaže jeklenka pogosto še sedaj gelske strukture. Drugod nahajamo živosrebrni sulfid v zelo drobnih zrnih, katerih koncentracija se pravokotno na plast spreminja.

Jetrenka, opekovka, plastovita in koralna ruda so nastale drugače kakor jeklenka. Pri razlagi njihovega nastanka moramo upoštevati, da se nahaja večji del cinabarita v zrnih kalcedona in le manjši v fosilih (v radiolarijah in spikulah spongij), medtem ko so kremenova in plagioklazova zrna jalova. Najbolj verjetno se nam zdi, da je ob podmorskih termalnih vrelcih precipitiral poleg cinabarita tudi opal, ki je bil kasneje spremenjen v kalcedon. Opal in cinabarit se odlagata ob nekaterih termalnih vrelcih Kalifornije tudi danes (W h i t e, 1967). Cinabarit je tvoril v opalu drobne impregnacije, poleg tega pa se je izločal tudi v skeletih odmrlih mikroorganizmov. V opalsko-cinabaritni sediment so se usedala še zrnca kremena in plagioklazov, ki so prišla v morje pri vulkanskih erupcijah, delno pa predstavljajo skupaj z muskovitom klastične komponente. Tektonsko-vulkanska dejavnost je povzročila polzenje usedlin in kalne tokove, ki so mehansko dezintegrirali nekonsolidirani rudni sediment ter prenašali opalsko-cinabaritna zrna, orudene organizme, zrnca kremena in plagioklazov večkrat obdana z opalom in cinabaritom. Tako so prišla rudna zrna v glinasto-bituminozno usedlino, iz katere je nastala jetrenka.

V nekaterih polah in lečah so se rudna zrnca nakopičila; zaradi drobno razpršenega cinabarita v kalcedonovih zrnih so te pole in leče bolj ali manj izrazito opekasto rdeče, rudo pa imenujemo opekovko. Drugod se menjavajo pole in plasti z različnimi količinami rudnih zrnc, zato se njihove

barve spreminjajo od svetlo rdeče do sivkasto rdeče, vmes pa leže temno sive in skoraj črne pole jalovega glinastega skrilavca in peščenjaka. V takšnih primerih gre za plastovito rudo, ki torej ni nastala zaradi selektivne metasomatoze, kakor je domneval B e r c e.

Glinasti bituminozni skrilavec in plastovita ruda vrhnjega dela teh skladov vsebujeta številne piritne pole. V plastoviti rudi se piritne pole menjavajo s polami, ki vsebujejo kalcedonsko-cinabaritna zrna. Pirit najdemo praviloma v ostrorobih zrnih in drobcih, ki so razvrščeni v nekaterih polah po zrnavosti. To dokazuje, da se je pirit sedimentiral. Menimo, da gre za delce idiomorfnih kristalov, ki so zrastli v času diageneze v nekonsolidiranem mulju. Kalni tokovi so prenašali tudi kristale pirita, jih drobili ter nato ponekod nakopičili.

Koralno rudo prepoznamo po lupinah brahiopodov. Tudi v njej najdemo pogosto kalcedonsko-cinabaritna zrna. Vendar vsebujejo cinabarit tudi posamezne plasti brahiopodnih lupin. Nikakih dokazov nimamo, da bi bile prišle rudne raztopine v lupine vzdolž razpok. Poleg tega v vezivu peščenjaka ob orudenih lupinah pogosto sploh ni cinabarita. Zavoljo tega sodimo, da so bile te lupine orudene v zgodnji diagenezi.

Nekatere rudne plasti in pole kažejo plastovitost s postopno zrnavostjo, druge prečno plastovitost, medformacijsko diskordanco ter gube, ki so nastale pri drsenju nekonsolidiranega rudnega sedimenta. Te sedimentne strukture dokazujejo burno sedimentacijsko okolje v času nastajanja skladov skonca.

Omenili smo že, da so nastali v zgodnji diagenezi v teh plasteh idioblasti pirita. Dodati moramo, da so nastale v tem času tudi piritne »orudene bakterije«. Tudi številne impregnacije pirita v lupinah brahiopodov in v mikrofosilih so zgodnjediagenetskega izvora. Podrejeno je kristaliziral markazit. V jeklenki pa so nastali v tem obdobju zelo verjetno idiomorfni in hipidiomorfni kristali cinabarita, ki imajo ponekod prizmatski habitus.

Plastovito rudo, kakršno smo popisali iz plasti skonca, odkopavamo tudi v krovninskem tufitu, ki ga spremljata tuf in radiolarit. V tufitu nahajamo namreč dva konkordantna rudonosna horizonta. Prvi leži neposredno na plasteh skonca, drugi pa le dober meter više. Plastovita tekstura je posebno izrazita v spodnjem horizontu, ki vsebuje številne opekasto rdeče, sivkasto rdeče in zelenkasto rdeče rudne pole, med katerimi so pole sivega in zelenega tufita. Malone ves cinabarit tvori drobne vključke v kalcedonskih zrnih in impregnacije v mikrofosilih. Pogosto opazujemo plastovitost zaradi postopne zrnavosti. Poudariti moramo, da najdemo v rudnih polah zrna kremena in plagioklazov, ki so sicer obdana s kalcedonsko cinabaritnim robom, vendar niso orudena. Vse to dokazuje, da je nastala plastovita ruda v tufitu na podoben način kakor v plasteh skonca, tj. kalni tokovi so mehansko dezintegrirali slabo vezan opalsko-cinabaritni sediment in posamezna zrna prenašali v nastajajoči tufit. Ruda langobardskih skladov je torej večidel singenetska.

Cinabarit se je torej odlagal v dveh fazah. V prvi fazi so bile orudene zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti ter tuf v neposredni krovnini aniziènih plasti. Ta je bil kmalu nato dezintegriran, orudeni plagioklazi in orudeni drobci tufa pa so bili preneseni v nastajajoči langobardski

bazalni peščenjak. Prvo fazo orudenja dokazujejo prodniki orudenega zgornjeskitskega dolomita v langobardskem konglomeratu.

Rudonosne hidrotermalne raztopine so ponovno vdirale v rudišče v času nastajanja plasti skonca ter tufa in tufita v krovnini plasti skonca. V tej, drugi fazi, so rudne raztopine na svoji poti proti površju dodatno orudile zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti, poleg tega pa so povzročile orudenje langobardskega konglomerata. Raztopine so se nato izlivale kot termalni vrelci na morsko dno. Ob nekaterih vrelcih je precipitiral le cinabarit, pri čemer so nastale konkordantne plasti jeklenke. Ob drugih vrelcih, ki so se nahajali zelo verjetno v nekoliko večjih razdaljah od prej omenjenih, se je usedal tudi opal. Kalni tokovi so nato dezintegrirali nekonsolidiran opalsko-cinabaritni sediment ter prenašali rudna zrna v nastajajoče usedline. V plasteh skonca je tako nastala jetrenka, plastovita in koralna ruda, v tufitu pa plastovita ruda.

Singenetska ruda v plasteh skonca in v tufitu dokazuje, da je nastalo idrijsko rudišče v langobardski podstopnji.

Singenetsko živosrebrno rudo navajajo tudi v Almadénu (S a u p é, 1967; M a u c h e r in S a u p é, 1967), v nekaterih turških rudiščih (H ö l l, 1966), pa tudi v nekaterih avstrijskih nahajališčih (S c h u l z, 1969, H ö l l, 1970), kjer se nahaja ruda v staropaleozojskih ter permskih in triadnih plasteh.

Ko je bilo idrijsko rudišče formirano, so ga prekrile plasti zgornjetriadnih, jurskih, krednih in terciarnih usedlin. Njihovo skupno debelino smo ocenili na okrog 4500 m. Zaradi vedno debelejšega pokrova mlajših usedlin sta se v rudišču postopoma povečevala pritisk in temperatura. Zato so se mobilizirali cinabarit in nekateri jalovinski minerali ter prehajali v razpoke, ki so nastale v rudi in prikamenini zaradi pogrezanja usedlin v globlje dele geosinklinale.

V času paroksizma alpske orogeneze je bilo rudišče dvignjeno in z narivnimi ploskvami izrezano v blok ter s kraja nastanka porinjeno za več kilometrov v sedanje okolje (B e r c e, 1958; M l a k a r, 1697, 1969). Brez dvoma se je živosrebrna ruda tudi v tem obdobju spremenila. Vendar so ti procesi še premalo preučeni.

V končni fazi alpske orogeneze je bilo rudišče preoblikovano zaradi desnih horizontalnih premikov ob dinarskih prelomih. Orudene plasti so končno prišle v medsebojno lego, kakršno kaže tabla 1, ob prelomih pa so se drobila in premikala posamezna rudna telesa. Del rudišča je bil vzdolž idrijskega preloma premaknjen za okrog 2,5 km proti jugovzhodu. (M l a k a r, 1964). Vzdolž prelomov najdemo celo cinabaritne milonite in ponekod rdečo, glini podobno zmečkanino cinabaritne rude.

Staroterciarna tektonika je privedla idrijsko rudišče v lego, v kateri je orudeni blok z vseh strani obdan z neprepustnimi kameninami. Zato menimo, da je bila v obdobju po staroterciarni tektoniki do odpiranja rudišča cirkulacija podzemeljske vode omejena. Mineralne komponente so se torej v porudni dobi na novo razvrščale v glavnem do starejšega terciarja.

Zaenkrat še premalo poznamo rudo, da bi mogli ločiti posamezne epigenetske generacije cinabarita in jalovinskih mineralov. Menimo, da so

zrastli pri epigenetskih procesih robovi kremenovih zrn v grödenskem peščenjaku. Ti robovi so napram cinabaritu pogosto razločno idiomorfni. Vendar ne kažejo korozije, zato sodimo, da so mlajši od rudnega minerala. Tudi kremenovo-cinabaritne žilice v karbonskih in grödenskih plasteh so verjetno nastale po orudenju. Prav tako se je premeščal cinabarit v karbonatnih kameninah. Našli smo namreč rudne žilice in večje impregnacije, ki niso tektonsko deformirane. To govori za posttektonske tvorbe. Epigenetski procesi so povzročili nastanek cinabarita in kremena v vezivu orudenega langobardskega peščenjaka. V tem peščenjaku so nastale pri lateralni sekreciji tudi kaolinitne žilice, ki s prvotnim orudenjem nimajo nikakršne zveze. V plasteh skonca so se pojavile v času epigeneze številne tanke žilice, ki vsebujejo ponekod le cinabarit, drugod pa se mu pridružujejo organska snov, kremen in redko karbonati. V skrilavcu in peščenjaku so nadalje nastale v tem obdobju drobne impregnacije cinabarita, ki so pogosto obraščene s kremenom. Prav tako je bil prinesen cinabarit v razpoke brahiopodnih lupin. Jeklenka iz plasti skonca vsebuje več sistemov cinabaritnih žilic; cinabarit je kristaliziral po našem mišljenju pri lateralni sekreciji v različnih časovnih obdobjih. Tudi cinabaritne in kremenovo-cinabaritne žilice v rudonosnih horizontih tufita so nastale pri istem procesu. Kapljice samorodnega živega srebra v bogati rudi skonce in v rudnih horizontih tufita pa so verjetno produkt oksidacijskih procesov.

Cordevolske plasti so najmlajši stratigrafski horizont idrijskega rudišča, ki še vsebuje cinabarit. Vendar smo našli v teh plasteh le tanke žilice živosrebrnega sulfida samo na enem kraju. Dopuščamo sicer možnost, da je kristaliziral cinabarit iz hidrotermalnih raztopin, vendar je bolj verjetno, da je prišel v te sklade iz bogatejših rudnih teles.

Na koncu še nekaj besed o izvoru živega srebra. Na širšem območju Idrije se je začela vulkanska dejavnost v langobardski podstopnji. Piroklastične komponente smo namreč našli tako v langobardskem bazalnem peščenjaku, kakor tudi v plasteh skonca in seveda v tufitu in tufu. Prav v teh plasteh smo ugotovili tudi singenetsko živosrebrno rudo. Zato sodimo, da sta obe fazi orudenja v zvezi s srednjetriadno magmatsko- tektonsko evolucijo.

Besedilo k slikam na tablah 5 do 28

Explanation of Plates 5—28

Tabla 5 — Plate 5

Sl. 1. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje. Piritna leča nastala pri nadomeščanju rastlinskih ostankov s piritom. Naravna velikost.

Fig. 1. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level. Pyrite lens originated by replacement of plant remnants with pyrite. Natural size.

Sl. 2. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje. Cinabaritno-piritna leča s kapljicami samorodnega živega srebra ob levem spodnjem robu (puščice). V skrilavcu drobne piritne impregnacije. Naravna velikost.

Fig. 2. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level. Cinnabar-pyrite lens showing small drops of native mercury in lower left corner (arrows). Note tiny pyrite impregnations in the shale. Natural size.

Tabla 6 — Plate 6

Sl. 1. Zgornjeskitski dolomit. Nadkop Ruda *1* med 7. in 9. obzorjem. Polkroglasti in ledvičasti metacinabaritni skupki na steni razpoke, ki jo prekrivajo drobni kristalčki kalcita. Naravna velikost.

Fig. 1. Upper Scythian dolomite. Raise Ruda *1* between 7th and 9th level. Hemispherical and kidney-shaped metacinnabar aggregates on the wall of fracture, covered with small calcite crystals. Natural size.

Tabla 7 — Plate 7

Sl. 1. Langobardski sivi konglomerat. Logar, 4. obzorje. Siromašna ruda z robatim orudenim prodnikom iz zgornjeskitskega dolomita (desno). Naravna velikost.

Fig. 1. Langobardian grey conglomerate. Logar, 4th level. Poor ore containing mineralized angular pebble of Upper Scythian dolomite (right). Natural size.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje. Jeklenka vsebuje konkordantni leči sapropelita (črno) ter cinabaritne *1* in cinabaritno-kremenovo-kalcitne žilice *2*. Naravna velikost.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level. Steel ore with conformable sapropelite lenses (black). Note cinnabar *1* and cinnabar- quartz- calcite veinlets *2*. Natural size.

Tabla 8 — Plate 8

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem. Bogata koralna ruda vsebuje lupine brahiopoda *Discina*. Naravna velikost.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level. Rich coral ore with *Discina* shells. Natural size.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Piritne pole; ena je nagubana zaradi polzenja nekonsolidiranega piritnega sedimenta. Naravna velikost.

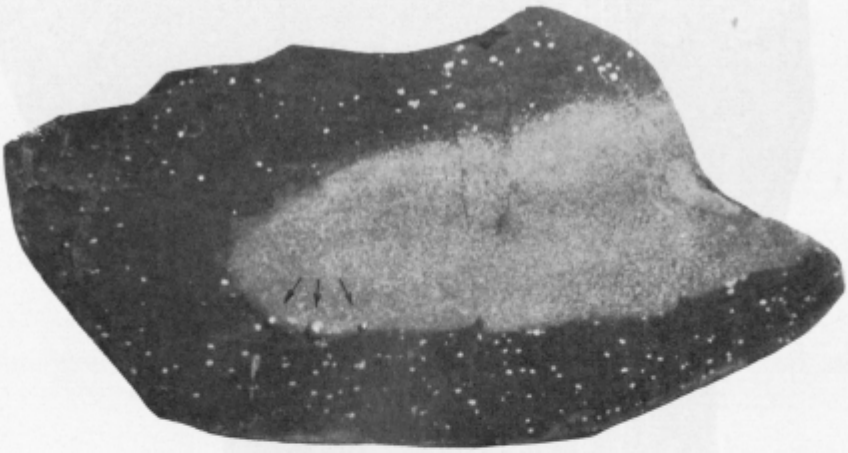
Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Pyrite sheets; one is folded due to gliding of unconsolidated pyrite sediment. Natural size.

Tabla 9 — Plate 9

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Slika kaže, da so se piritne pole pogrezale v mulj, iz katerega je nastal skrilavec. Premik plasti ob dveh razpokah je bolj izrazit v cinabaritno kalcedonovih polah. Naravna velikost.

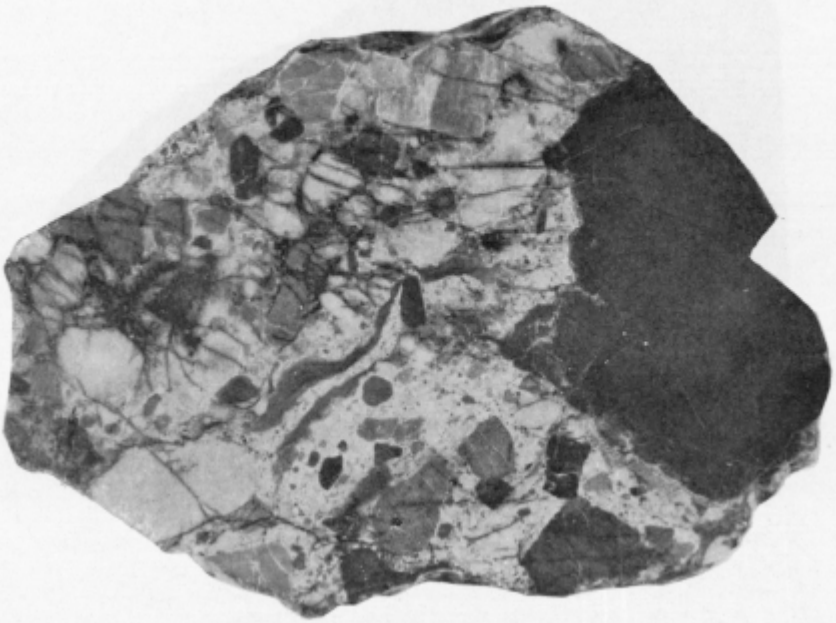
1

2



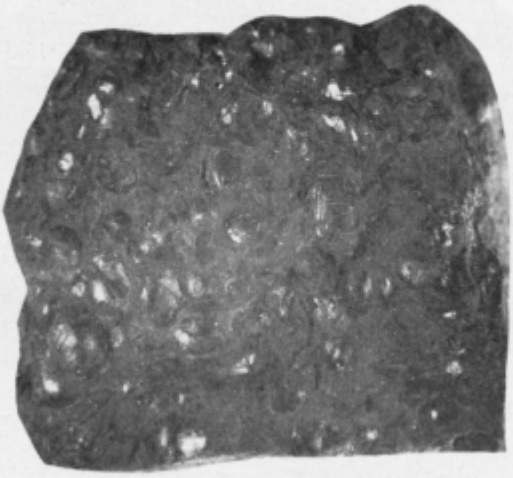
1

1

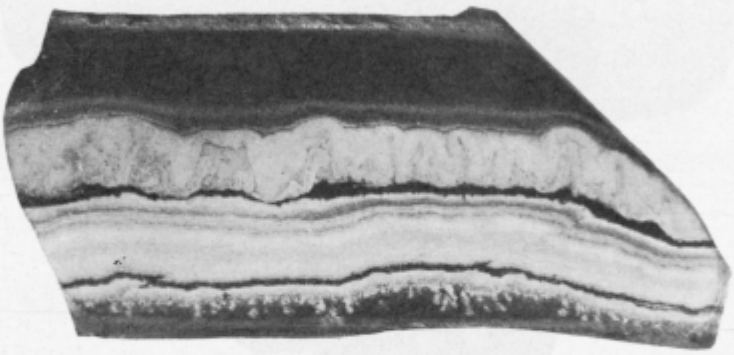


2

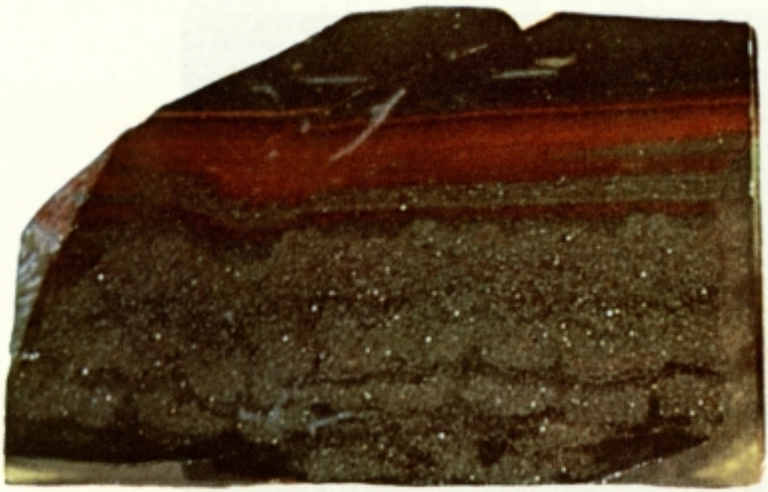
1



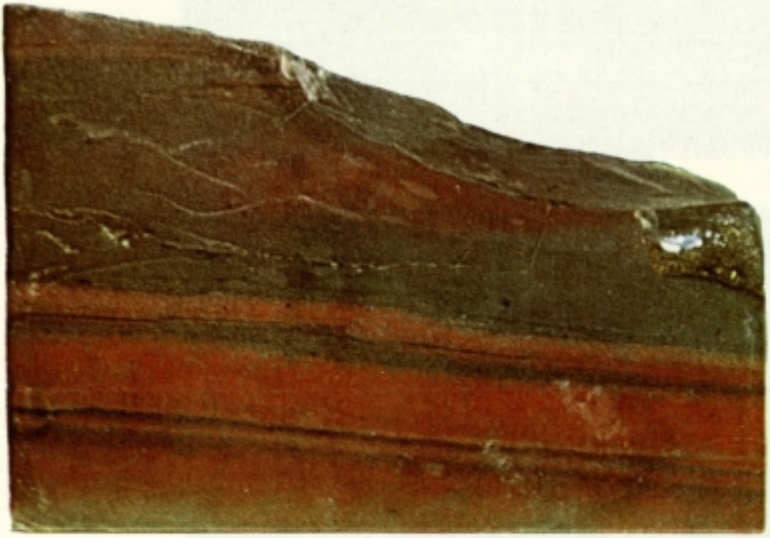
2

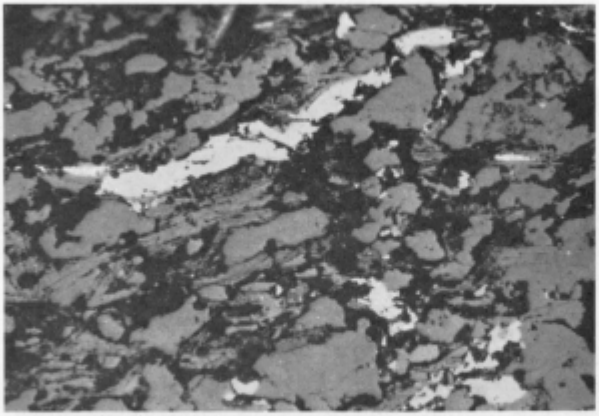


1

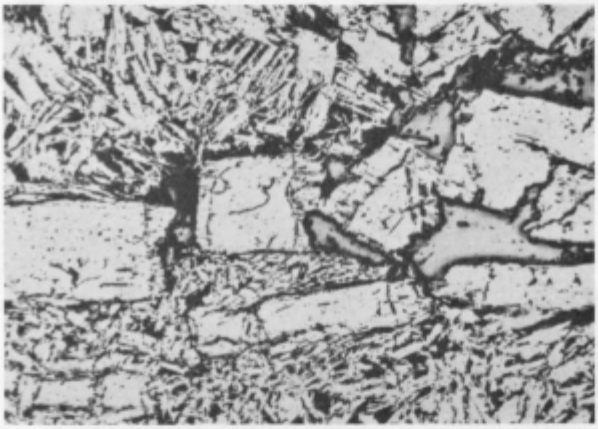


2

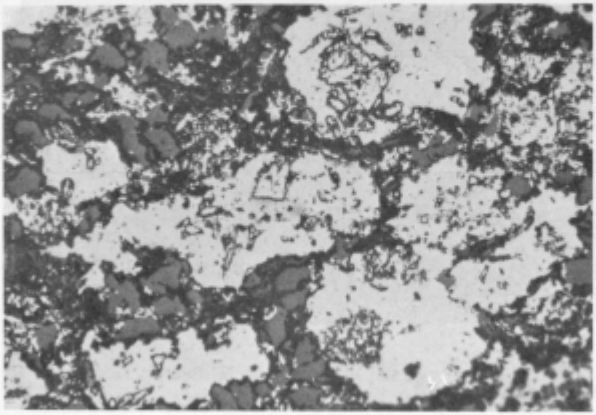




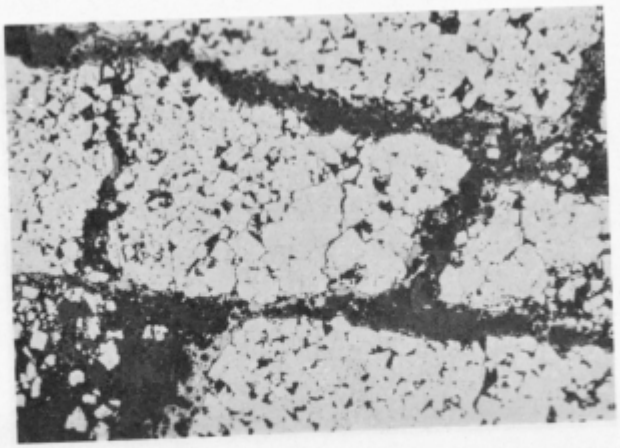
1



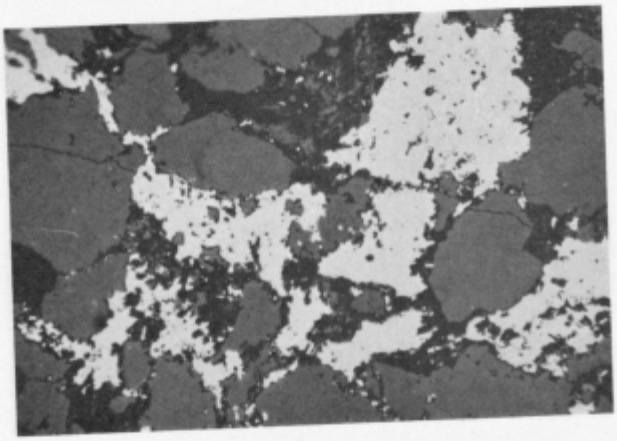
2



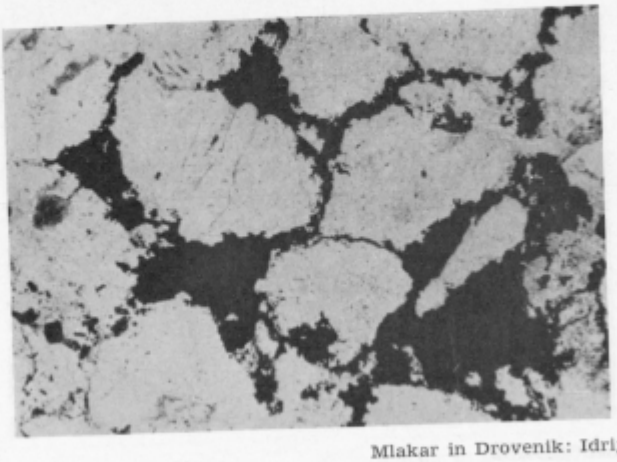
3



1

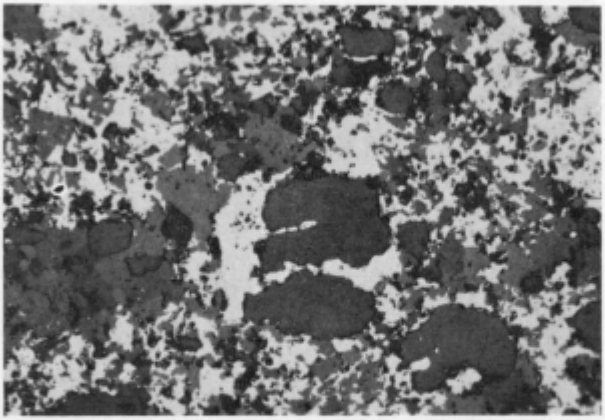


2

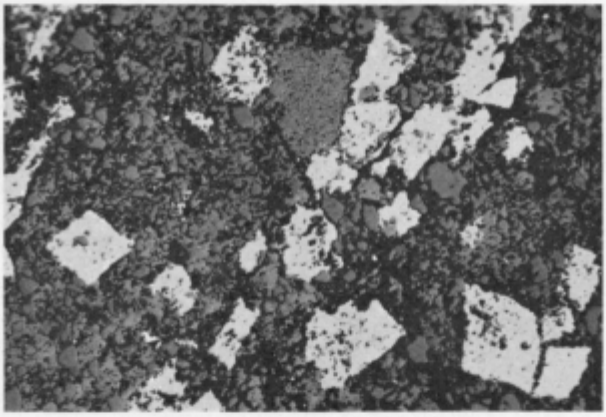


3

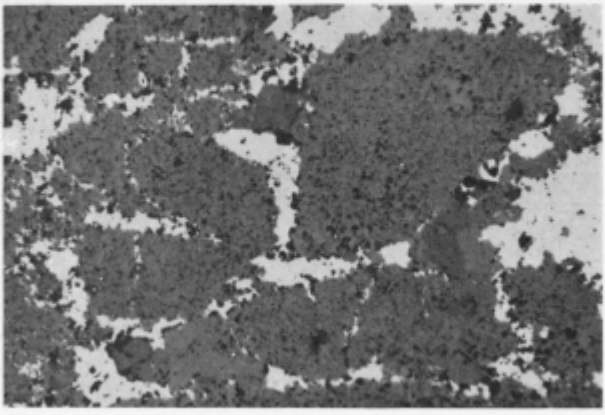
Mlakar in Drovenik: Idrija



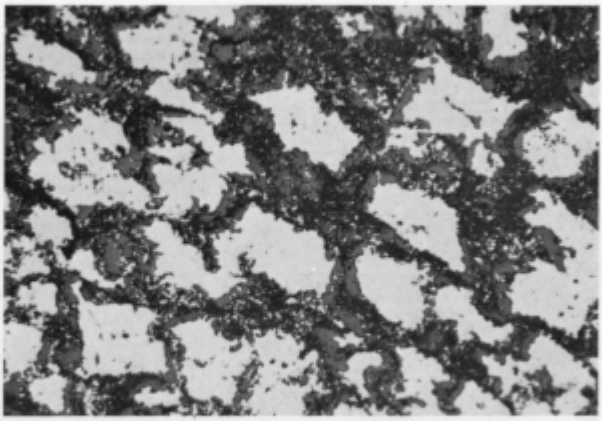
1



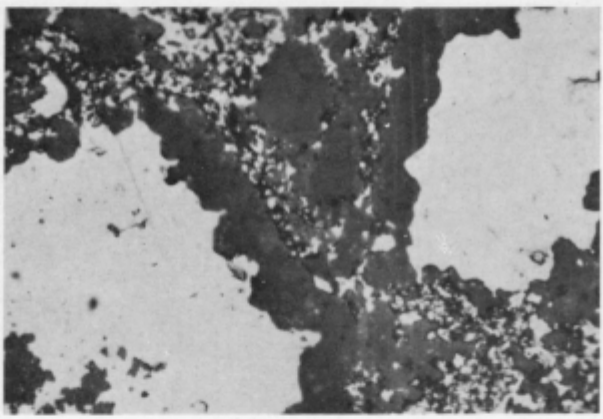
2



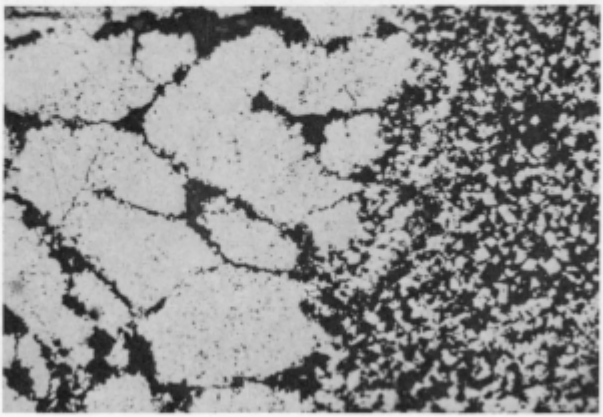
3



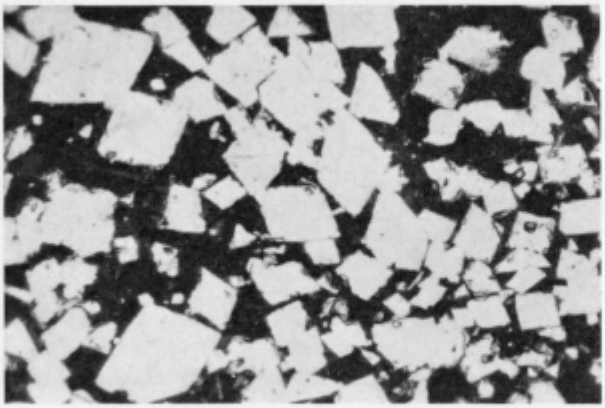
1



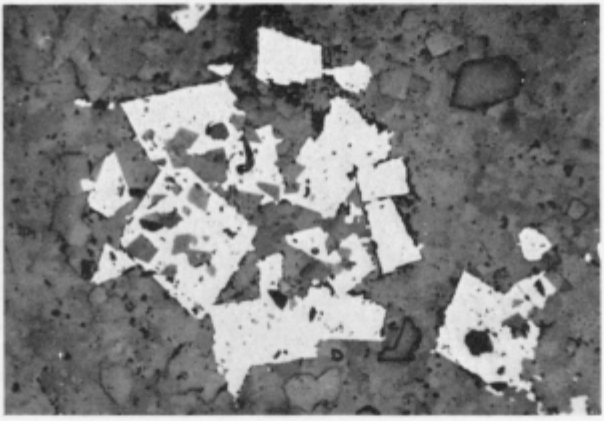
2



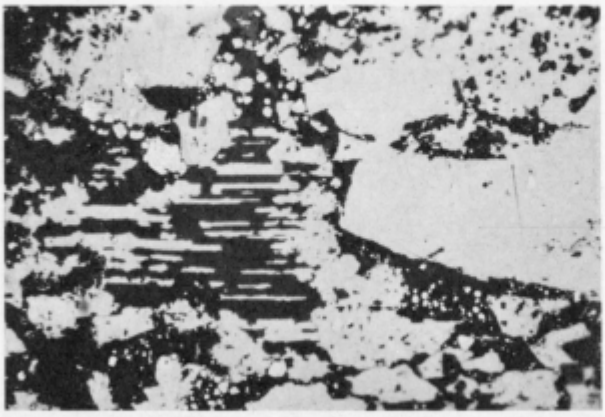
3



1

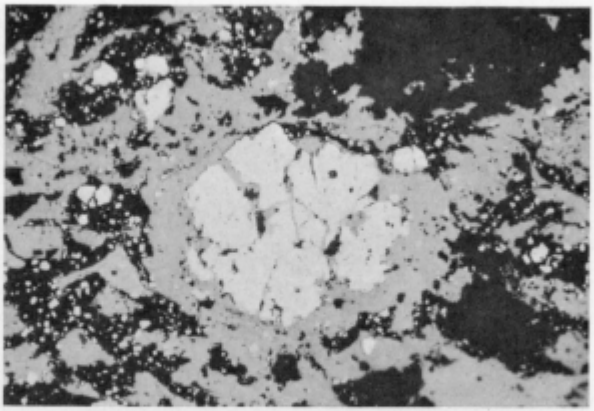


2

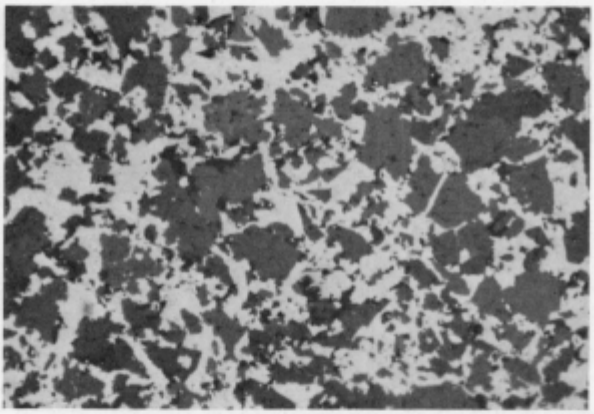


3

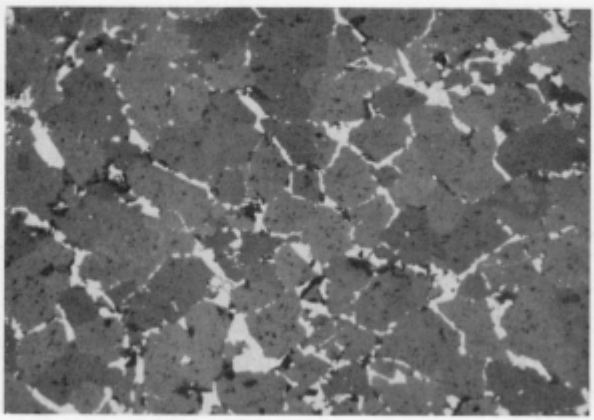
1

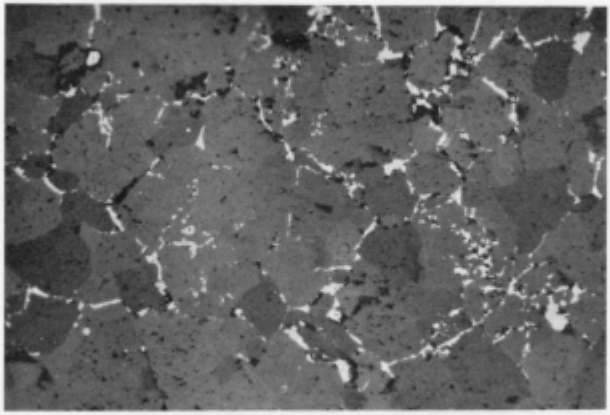


2

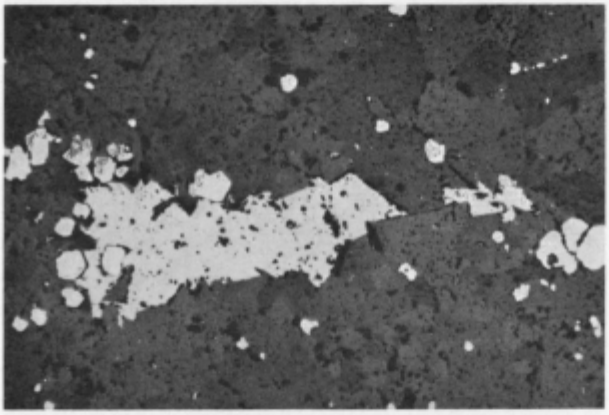


3

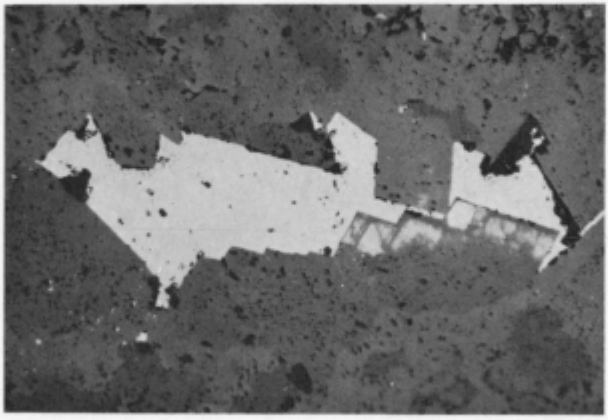




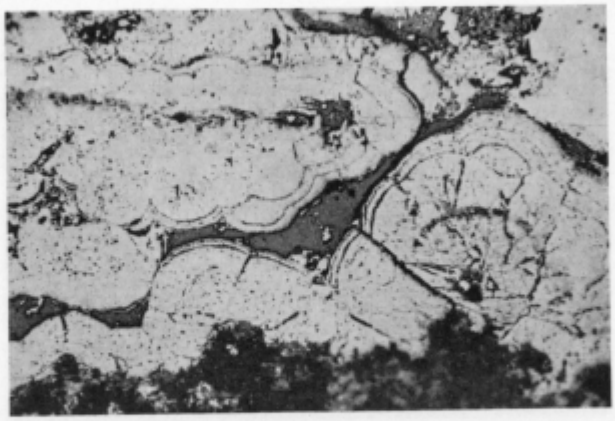
1



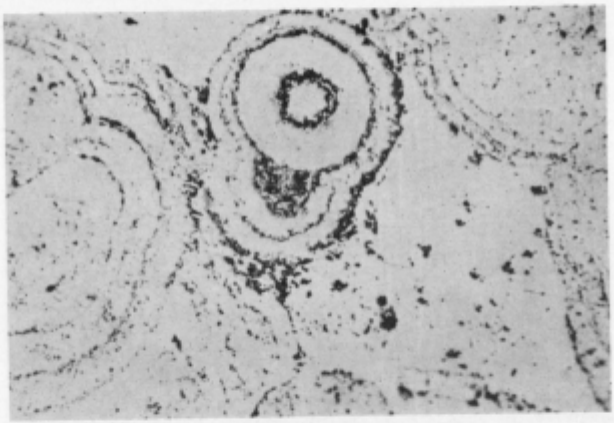
2



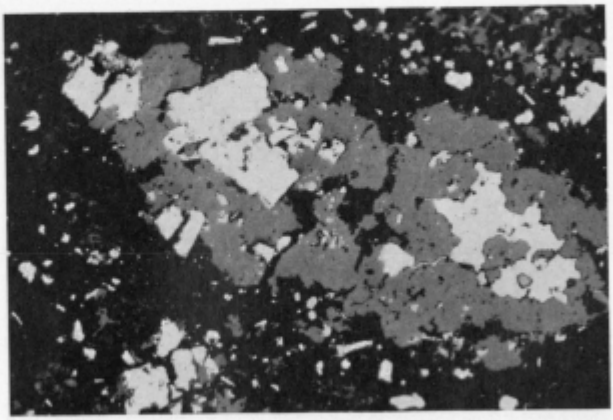
3



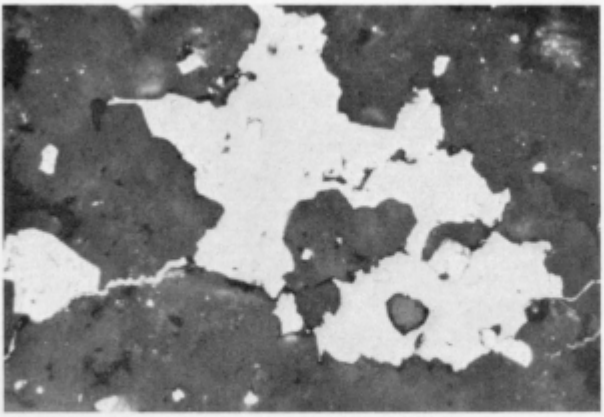
1



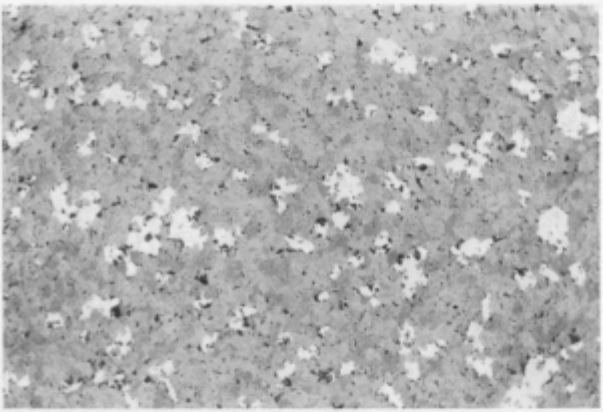
2



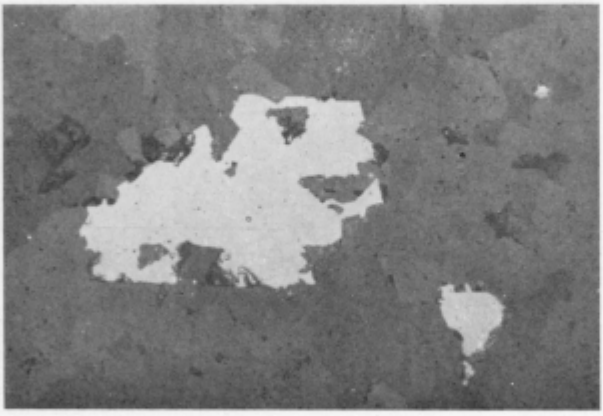
3



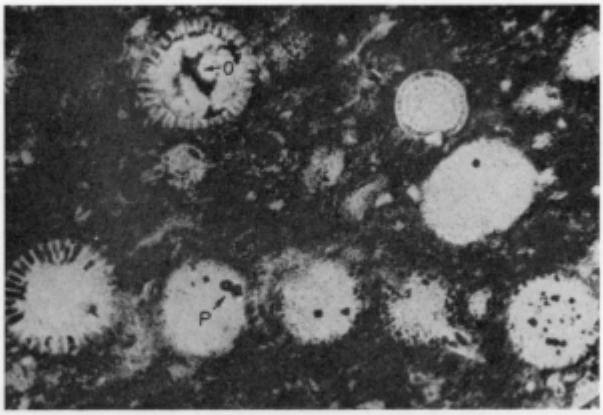
1



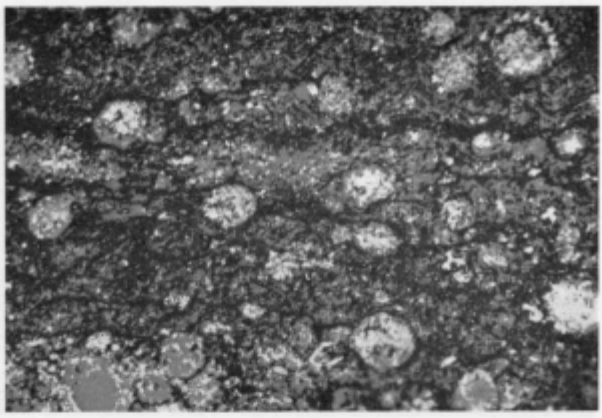
2



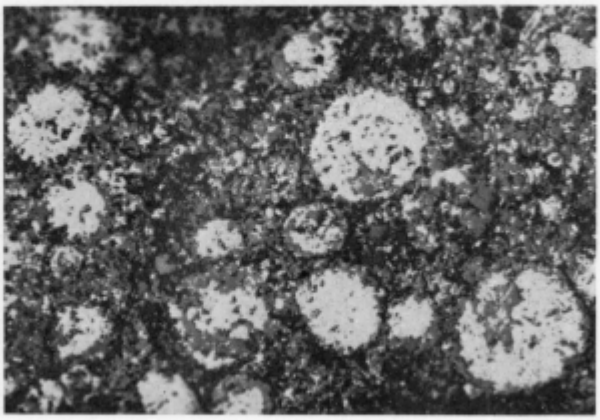
3



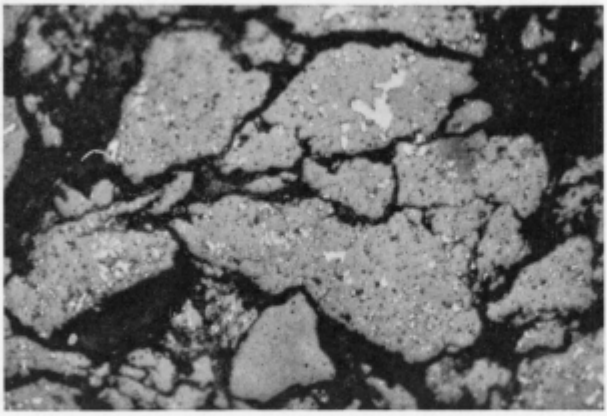
1



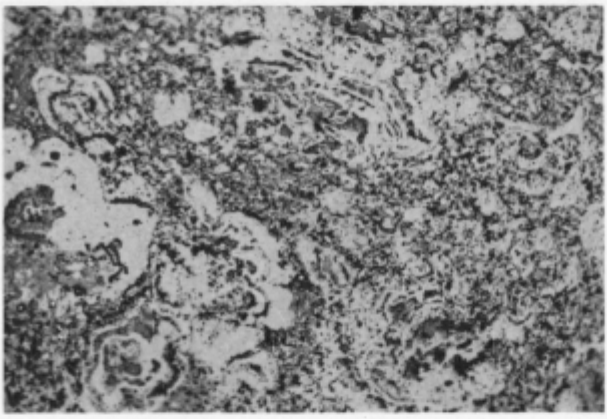
2



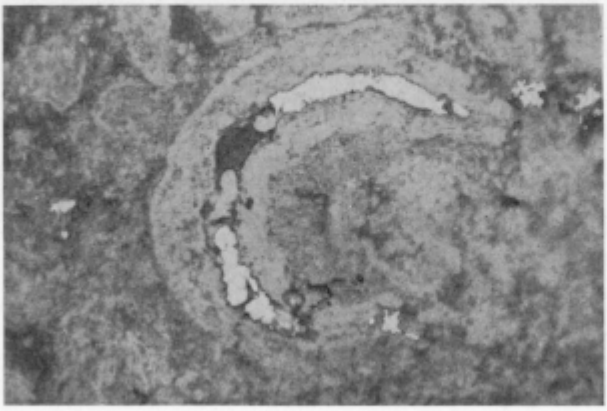
3



1

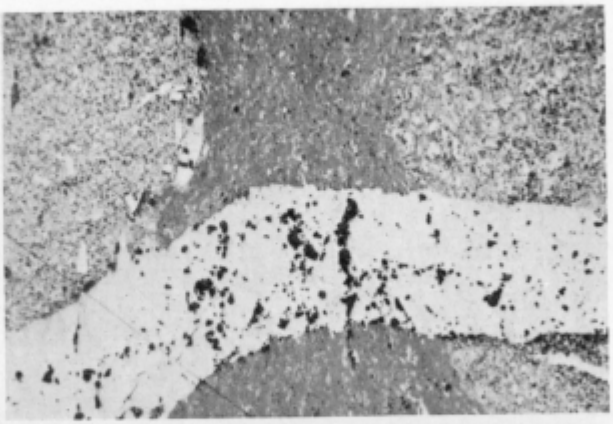


2

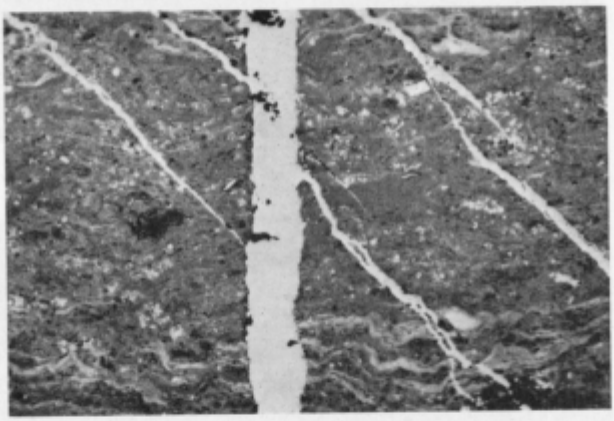


3

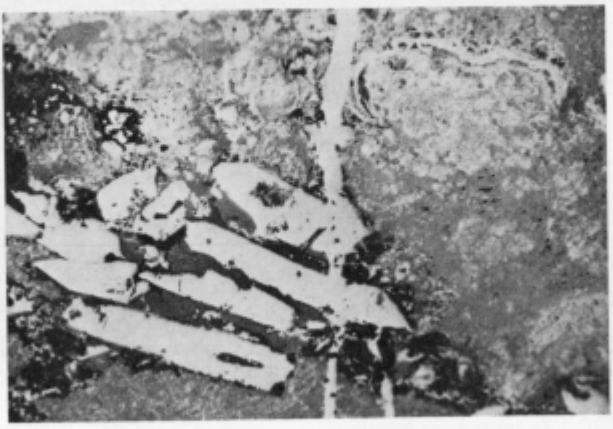
1

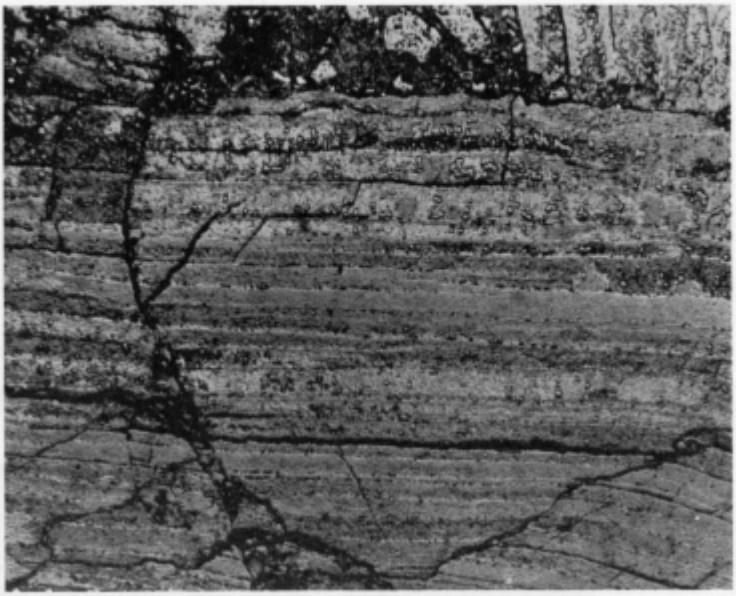


2

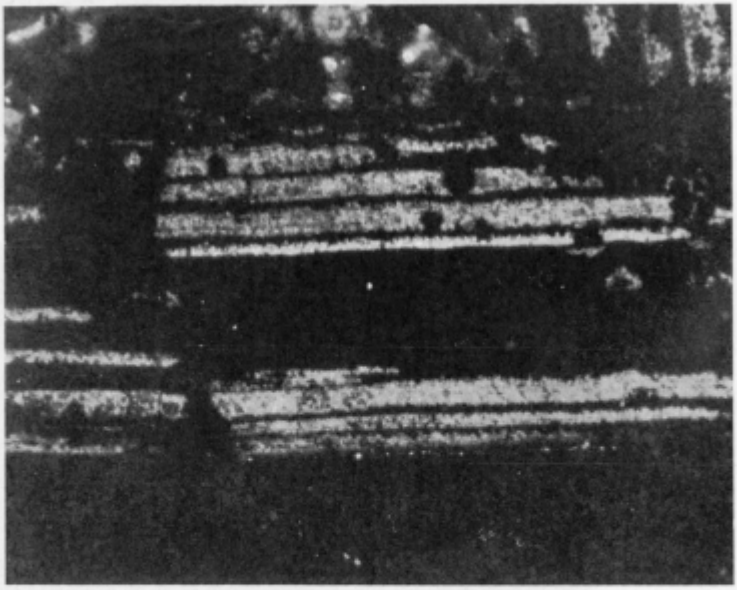


3

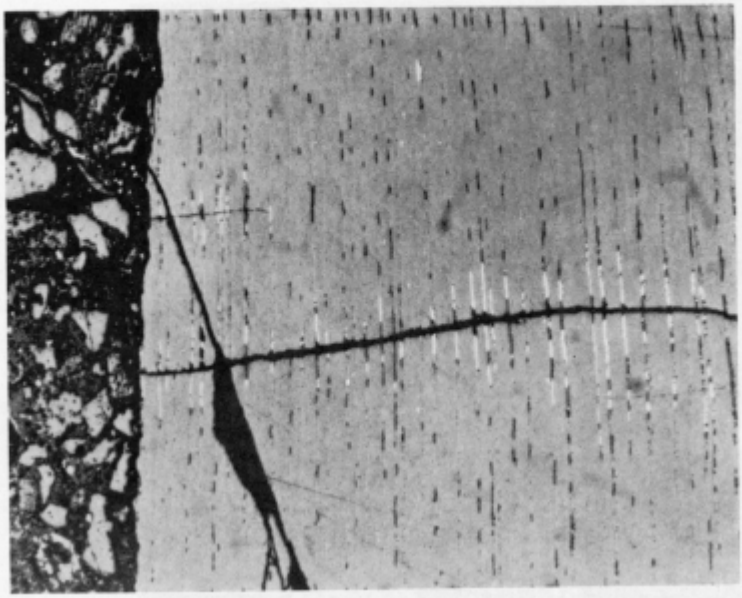




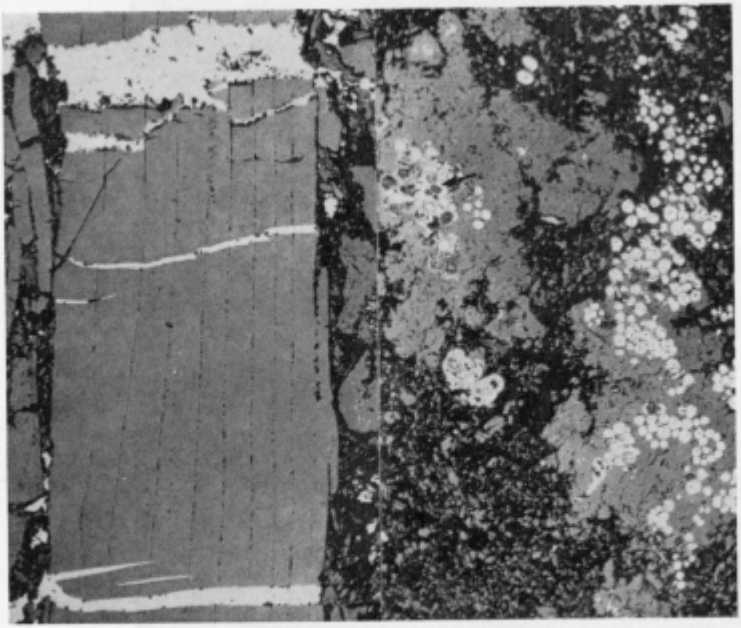
1



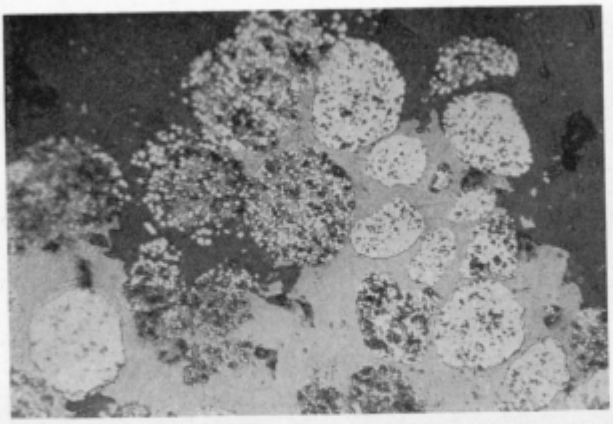
2



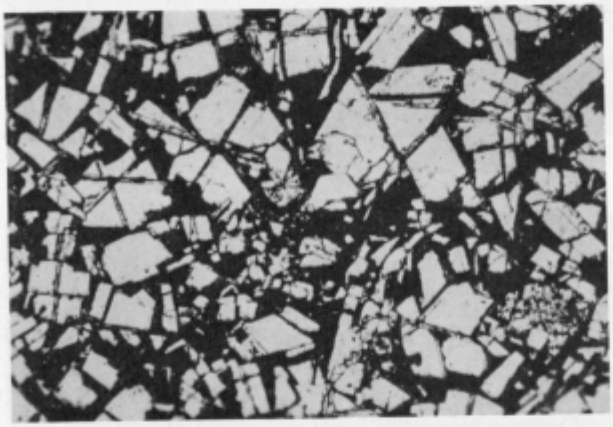
1



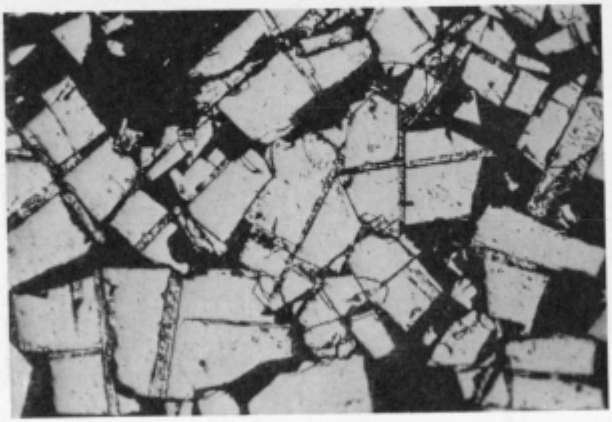
2 3



1

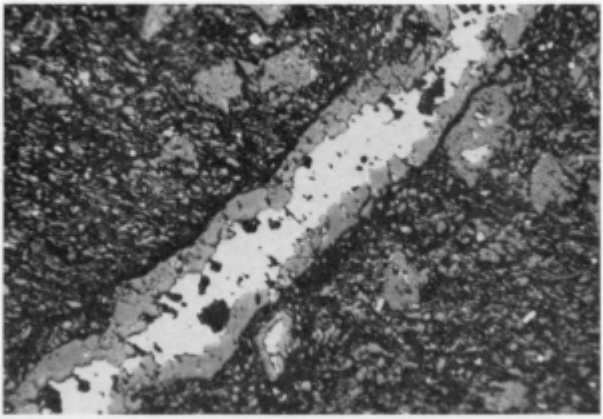


2

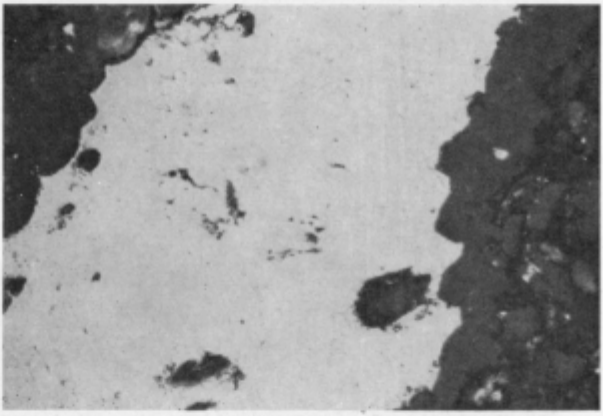


3

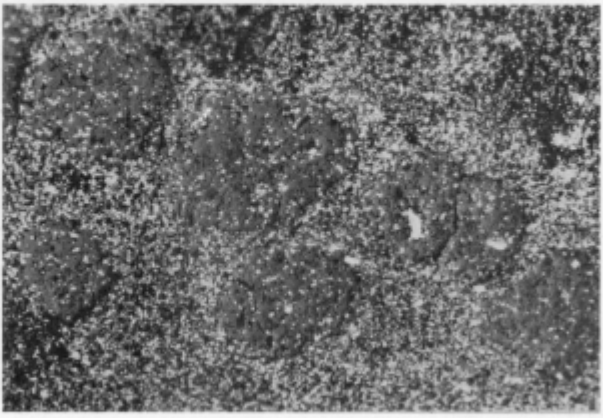
1



2



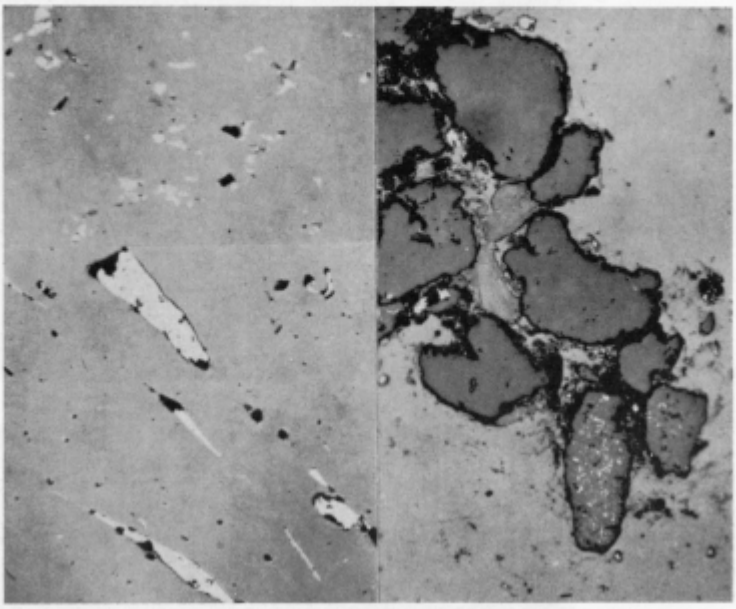
3

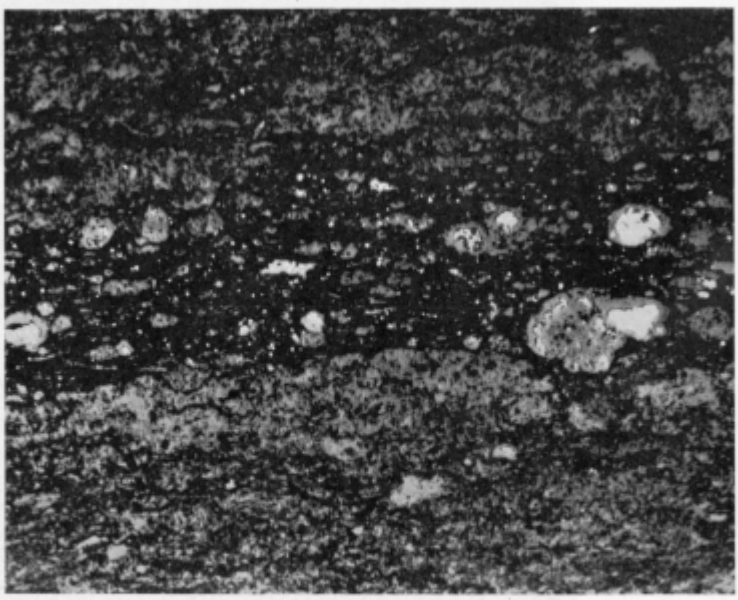


1 2

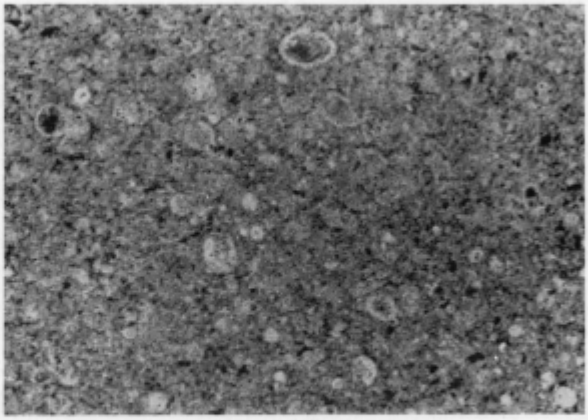
b

a



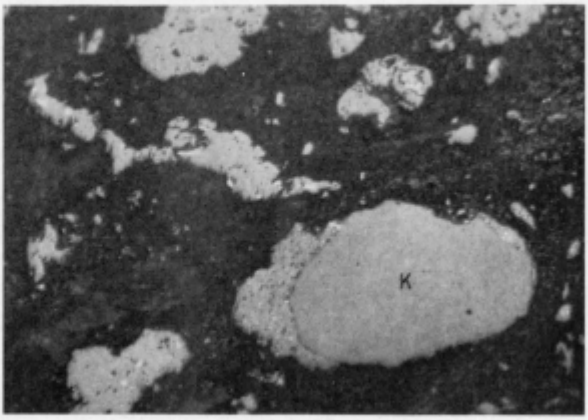


3

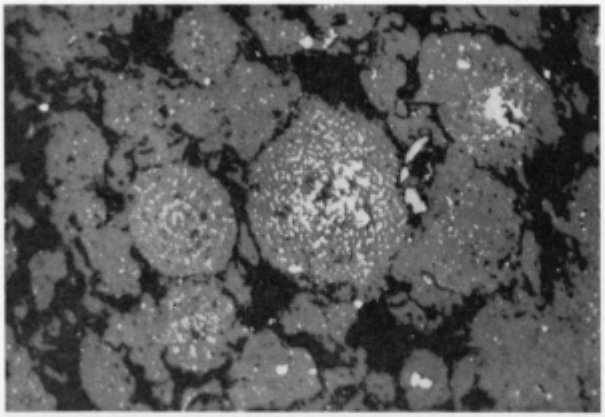


1

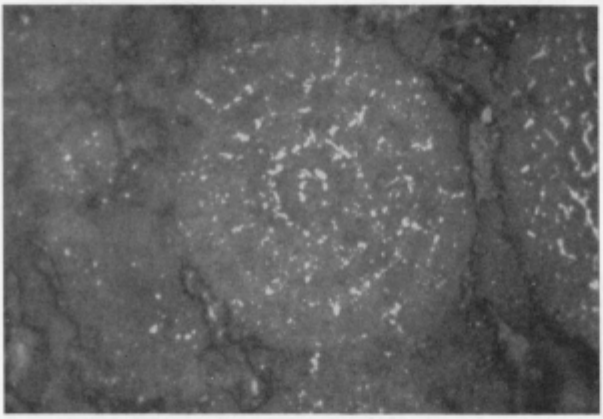
2



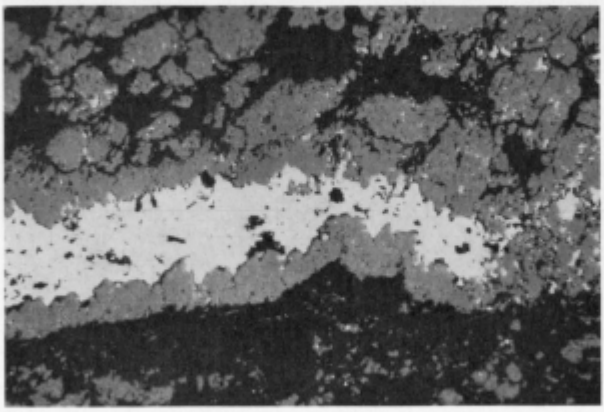
3



1



2



3

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel. Bedded ore showing load cast structure produced by pirite sheets. Note displacement of cinnabar-chalcedony sheets along two fractures. Natural size.

Sl. 2. Langobardski tufit. Kropač, 2. medobzorje, prvi rudonosni horizont. Konkordantne rudne pole iz drobnih kalcedonsko-cinabaritnih zrnc. Naravna velikost.

Fig. 2. Langobardian tuffite. Kropač, 2nd sublevel, 1st ore-bearing horizon. Conformable ore sheets composed of small chalcedony-cinnabar grains. Natural size.

Tabla 10 — Plate 10

Sl. 1. Karbonski peščenjak. Ziljska, 1. obzorje, siromašna ruda. Cinabaritne impregnacije in luska vzporedna s plastovitostjo. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 90 ×.

Fig. 1. Carboniferous sandstone. Ziljska, 1st level, poor ore. Cinnabar impregnations and cinnabar scale laying parallel to the bedding planes. Reflected polarized light, 90 ×.

Sl. 2. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje, piritna leča. Pirit tvori psevdomorfoze po rastlinskih ostankih. Nekatera zrna so zdrobljena in premaknjena. V porah cinabarit (svetlo sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level, pyrite lens. Pyrite pseudomorph after plant remains. Some grains are crushed and displaced. Note cinnabar in the pores (light grey). Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje. Cinabaritno-piritna leča. Izometrična polja cinabarita s korodiranimi vključki pirita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level. Cinnabar-pyrite lens. Isometric cinnabar areas with corroded pyrite inclusions. Reflected polarized light. 140 ×.

Tabla 11 — Plate 11

Sl. 1. Karbonski skladi (?), Karoli ruda. Razpoke v piritni konkreciji so zapolnjene s cinabaritom (svetlo sivo) in kremenom (temno sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 58 ×.

Fig. 1. Carboniferous strata (?), Karoli ore. Cinnabar (light grey) and quartz (dark grey) fissure veins in pyrite concretion. Reflected polarized light, 58 ×.

Sl. 2. Grödenski peščenjak. Logar, 4. obzorje, bogata ruda. Ksenomorfna in idiomorfna cinabaritna polja v vezivu. Cinabarit vključuje drobna jalovinska zrnca. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Gröden sandstone. Logar, 4th level, rich ore. Anhedral and euhedral cinnabar areas in cement. Note tiny gangue inclusions in cinnabar. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Grödenski peščenjak. Logar, 4. obzorje, bogata ruda. Cinabarit (črno) se zajeda v kremenova zrna in jih tudi nadomešča. Presevna polarizirana svetloba, povečava 60 ×.

Fig. 3. Gröden sandstone. Logar, 4th level, rich ore. Cinnabar (black) corrodes and replaces quartz grains. Transmitted polarized light, 60 ×.

Tabla 12 — Plate 12

Sl. 1. Grödenski peščenjak. Vrtina 81/XIII, bogata ruda. Korodirani vključki karbonatov in kremena v velikem polju cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Gröden sandstone. Borehole 81/XIII, rich ore. Corroded inclusions of carbonates and quartz in a large cinnabar area. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Grödenski meljevec. Vrtina 81/XIII, bogata ruda. Rombični preseki cinabaritnih idioblastov, ki vsebujejo vključke jalovinskih mineralov. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Gröden siltstone. Borehole 81/XIII, rich ore. Rhomboidal section of cinnabar idioblasts, showing tiny inclusions of gangue. Reflected polarized light 70 ×.

Sl. 3. Zgornjepermski dolomit. Kiessel, 10. obzorje, bogata ruda. Cinabarit v razpokah in porah dolomita, ki ga je delno tudi nadomestil. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Upper Permian dolomite. Kiessel, 10th level, rich ore. Cinnabar filling fissures and pores in dolomite, which is also partially replaced. Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 13 — Plate 13

Sl. 1. Zgornjepermski dolomit. Urban, 6. obzorje, leča jeklenke. Idiomorfna zrna cinabarita z rombičnimi in kvadratnimi preseki, med katerimi se nahaja cinabaritno-kremenova osnova. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Upper Permian dolomite. Urban, 6th level, lens of steel ore. Euhedral cinnabar grains exhibiting rhomboidal and square sections, laying in the cinnabar-quartz matrix. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Zgornjepermski dolomit. Urban, 6. obzorje, leča jeklenke. Cinabaritni zrni obdaja kremenov rob (temno sivo). Nekatera kremenova zrna so razločno idiomorfna. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 570 ×.

Fig. 2. Upper Permian dolomite. Urban, 6th level, lens of steel ore. Cinnabar grains rimmed by quartz (dark grey). Some quartz grains are distinctly euhedral. Reflected polarized light, 570 ×.

Sl. 3. Spodnjeskitski dolomit. Kiessel, 13. obzorje, žila jeklenke. Nepravilna polja cinabarita (levo) in drobni cinabaritni idioblasti (desno). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Lower Scythian dolomite. Kiessel, 13th level, vein of steel ore. Irregularly shaped cinnabar areas (left) and tiny cinnabar idioblasts (right). Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 14 — Plate 14

Sl. 1. Spodnjeskitski dolomit. Kiessel, 13. obzorje, žila jeklenke. Idioblasti cinabarita v glinasto peščeni poli. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 1. Lower Scythian dolomite. Kiessel, 13th level, vein of steel ore. Cinnabar idioblasts in the clayish-sandy sheet. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 2. Spodnjeskitski oolitni apnenec. Zorc, 9. obzorje, bogata ruda. Idioblasti cinabarita z dolomitnimi vključki. Temno sivi zrni z reliefom pripadata hidrotermalnemu kremenu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Lower Scythian oölitic limestone. Zorc, 9th level, rich ore. Cinnabar idioblasts with dolomite inclusions. Hydrothermal quartz represented by dark grey grains with relief. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Spodnjeskitski oolitni apnenec. Ruda *1*, 6. obzorje, jeklenka. Cinabarit nadomešča kalcit tudi vzdolž dvojčičnih lamel. Bela zrnca pripadajo piritu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Lower Scythian oölitic limestone. Ruda *1*, 6th level, steel ore. Calcite replaced by cinnabar also along twinnig lamellae. Note fine grains of pyrite (white). Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 15 — Plate 15

Sl. 1. Spodnjeskitski oolitni apnenec. Ruda *1*, 6. obzorje, jeklenka. Cinabarit nadomešča večje zrno pirita (belo v sredini). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Lower Scythian oölitic limestone. Ruda *1*, 6th level, steel ore. Cinnabar replacing large pyrite grain (white in center). Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Zgornjeskitski dolomit. Kreda, 7. obzorje, bogata ruda. Korodirana dolomitna zrna v cinabaritu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Upper Scythian dolomite. Kreda 7th level, rich ore. Cinnabar containing corroded dolomite grains. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Zgornjeskitski dolomit. Kreda, 7. obzorje, bogata ruda. Cinabaritne opne slede stikom med zrni dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Upper Scythian dolomite. Kreda, 7th level, rich ore. Intergranular films of cinnabar in dolomite. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 16 — Plate 16

Sl. 1. Zgornjeskitski dolomit, Kreda, 7. obzorje, bogata ruda. Zrnca cinabarita ob mejah dolomitnih zrn. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Upper Scythian dolomite. Kreda, 7th level, rich ore. Fine-grained cinnabar along dolomite grain boundaries. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Zgornjeskitski dolomit. Kreda, 7. obzorje, siromašna ruda. Cinabarit zapolnjuje poro v dolomitu; robovi dolomitnih zrn niso korodirani. Drobna bela izometrična zrnca pripadajo piritu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Upper Scythian dolomite. Kreda, 7th level, poor ore. Cinnabar filling vug in dolomite; note uncorroded edges of dolomite grains. Small isometric white grains are pyrite. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Anizični dolomit. Šmit, 2. obzorje, siromašna ruda. Cinabarit v pori dolomitne žilice. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Anisian dolomite. Šmit, 2nd level, poor ore. Cinnabar filling interstices in dolomite veinlet. Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 17 — Plate 17

Sl. 1. Anizični dolomit. Šmit, 2. obzorje. Žila jeklenke. Cinabaritna polja z okroglimi in eliptičnimi preseki kažejo lupinasto gelsko strukturo. Med cinabaritnimi polji slabo anizotropna organska snov. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Anisian dolomite. Šmit, 2nd level, vein of steel ore. Round and elliptic cinnabar areas exhibiting concentrically banded colloform texture. Note weakly anisotropic organic matter between cinnabar areas. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Anizični dolomit. Šmit, 2. obzorje, žila jeklenke. Med cinabaritnimi polji z lupinasto zgradbo se nahaja mlajša generacija cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Anisian dolomite. Šmit, 2nd level, vein of steel ore. Younger generation of cinnabar between cinnabar areas with concentrically banded colloform texture. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardski bazalni peščenjak. Za Golobom, 3. obzorje, bogata ruda. Kremen (temno sivo) obdaja zrna pirita (levo) in polje cinabarita (desno). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian basale sandstone. Behind Golob, 3rd level, rich ore. Pyrite grains (left) and cinnabar area (right) surrounded by quartz (dark grey). Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 18 — Plate 18

Sl. 1. Langobardski bazalni peščenjak. Za Golobom, 3. obzorje, bogata ruda. Detajl iz sl. 3 na tabli 17 kaže, da je kremen napram cinabaritu razločno idiomorfen. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 1. Langobardian basale sandstone. Behind Golob, 3rd level, rich ore. Detail from Fig. 3. Plate 17 showing that quartz is distinctly idiomorphic towards cinnabar. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 2. Langobardski sivi konglomerat. Logar, 4. obzorje, siromašna ruda. Enakomerno razvrščene impregnacije cinabarita v prodniku zgornjeskitskega dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 56 ×.

Fig. 2. Langobardian grey conglomerate. Logar, 4th level, poor ore. Uniformly distributed cinnabar impregnations in pebble of Upper Scythian dolomite. Reflected polarized light, 56 ×.

Sl. 3. Langobardski sivi konglomerat. Logar, 4. obzorje, siromašna ruda. Detajl iz sl. 2 kaže idiomorfno zrno cinabarita (večje belo polje) s korodiranimi vključki dolomita in manjše ksenomorfno polje cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 450 ×.

Fig. 3. Langobardian grey conglomerate. Logar, 4th level, poor ore. Detail from Fig. 2. showing idiomorphic cinnabar grain (larger white area) with corroded dolomite inclusions and smaller xenomorphic cinnabar area. Reflected polarized light, 450 ×.

Tabla 19 — Plate 19

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, pod 1. obzorjem, bituminozni radiolarit. Okrogli preseki radiolarij, ki vsebujejo organsko snov *O* in pirit *P*. Presevna polarizirana svetloba, povečava 100 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, below the 1st level, bituminous radiolarite. Round sections of radiolariae containing organic matter *O* and pyrite *P*. Transmitted polarized light. 100 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, 1. obzorje, jetrenka. Drobne impregnacije cinabarita v radiolarijah in v zrnih kalcedona. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Kropač, 1st level, liver ore. Fine cinnabar impregnations in radiolariae and chalcedony grains. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Kropač, 1. obzorje, jetrenka. Cinabarit zapolnjuje notranji del radiolarij. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Kropač, 1st level, liver ore. Cinnabar filling the radiolarian shells. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 20 — Plate 20

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Viler, 2. medobzorje, opekovka. Cinabaritne impregnacije v kalcedonovih zrnih; kremenovo zrno (spodaj sredina) je brez njih. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Viler, 2nd sublevel, brick ore. Cinnabar impregnations in chalcedony grains; note that quartz grain (lower center) is devoid of sulfide inclusions. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Inzaghi, 9. obzorje, jeklenka. Cinabaritna polja z natečnimi oblikami in koncentrično zgradbo. Temno sivo je organska snov. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Inzaghi, 9th level, steel ore. Colloform cinnabar areas with concentric banding. Dark grey is organic matter. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Cinabaritno polje s koncentrično zgradbo vsebuje pirit (belo) in organsko snov (temno sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, steel ore. Cinnabar area with concentric banding includes pyrite (white) and organic matter (dark grey). Reflected polarized light, 380 ×.

Tabla 21 — Plate 21

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Različno gosta cinabaritna zrnca v sapropelitu; rudo seče žilica cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Turniš 1st level, steel ore. Different concentration of tiny cinnabar grains in sapropelite. Note also cinnabar veinlet. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Sapropelit z drobnimi zrni cinabarita in nagubanimi opnami cinabarita sečejo starejše in mlajše cinabaritne žilice. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, steel ore. Sapropelite containing tiny cinnabar grains and folded cinnabar films cutted by older and younger cinnabar veinlets. Reflested polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Idioblasti cinabarita s prizmatskim habitusom; dva seče cinabaritna žilica. Glej tudi cinabaritna zrnca in polja z gelsko strukturo. Osnovo predstavlja sapropelit. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, steel ore. Prismatic cinnabar idioblasts; two are cutted by cinnabar veinlet. Note tiny cinnabar grains and areas with colloform texture. Matrix is represented by sapropelite. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 22 — Plate 22

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem, koralna ruda. Nekatere plasti brahiopodne lupine je nadomestil cinabarit; zato so svetlejše. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 63 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level, coral ore. Some layers of *Discina* shell are replaced with cinnabar and therefore they are brighter. Reflected polarized light, 63 ×.

Sl. 2. Isto kot zgoraj, pri navskrižnih nikolih. Plasti s cinabaritom so bele zaradi notranjih refleksov.

Fig. 2. The same as above, crossed nicols. Layers with cinnabar are white due to internal reflexes.

Tabla 23 — Plate 23

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem, koralna ruda. Dve razpoki sečeta brahiopodno lupino. Cinabarit (bele črtice) sledi stikom med posameznimi plastmi, kjer najdemo tudi organsko snov (temno sive črtice). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 63 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level, coral ore. *Discina* shell cutted by two cracks. Cinnabar (white short lines) and organic matter (dark grey short lines) are localized at the layer boundaries. Reflected polarized light, 63 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem, koralna ruda. Starejše razpoke v brahiopodni lupini so zapolnjene s cinabaritom. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 56 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level, coral ore. Older cracks in *Discina* shell are filled with cinnabar. Reflected polarized light, 56 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Ziljska, 1. obzorje, plastovita ruda. »Orudene bakterije« (beli okrogli preseki) so delno obdane s cinabaritom (puščica) in kremenom (sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 56 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Ziljska, 1st level, bedded ore. "Mineralized bacteria" (white round section) are partially surrounded by cinnabar (arrow) and quartz (grey). Reflected polarized light, 56 ×.

Tabla 24 — Plate 24

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Ziljska, 1. obzorje, plastovita ruda. Isto kot slika 3 na tabli 23, povečava 450 ×. Cinabarit obdaja in nadomešča orudene bakterije.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Ziljska, 1st level, bedded ore. Same as Fig. 3, Plate 23, 450 ×. Cinnabar surrounds and replaces "mineralized bacteria".

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Drobci pirita z ostrimi robovi. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds, Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Pyrite fragments with sharp borders. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca, Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Piritni drobci kažejo ozke lamele. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Pyrite fragments showing narrow lamellae. Reflected polarized light, 380 ×.

Tabla 25 — Plate 25

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Cinabaritno-kremenova žilica: cinabarit v sredini, kremen v obrobnih delih. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Cinnabar-quartz veinlet: cinnabar in the inner part, quartz on the borders. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Detajl zgornje slike. Kremen je napram cinabaritu razločno idiomorfen. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 2. Detail from the Fig. 1. Quartz is distinctly idiomorphic toward cinnabar. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Ziljska, 1. obzorje, plastovita ruda. Kalcedonsko-cinabaritna zrna z okroglim presekom v drobnozrnati piritni poli. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Ziljska, 1st level, bedded ore. Chalcedony-cinnabar grains with round section in fine-grained pyrite sheet. Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 26 — Plate 26

Sl. 1a. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, orudeni antracit. Cinabarit zapolnjuje deformirane rastlinske celice v antracitu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1a. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, mineralized anthracite. Cinnabar filling deformed plant cells in anthracite. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 1b. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, orudeni antracit. V antracitu so razpršene zelo drobne cinabaritne impregnacije. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 1b. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, mineralized anthracite. Very fine-grained cinnabar impregnations "peppered" through anthracite. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, orudeni antracit. Antracit (svetlo siva osnova) vsebuje zrna kremena in dve kalcedonsko-cinabaritni zrni (spodaj levo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, mineralized anthracite. Quartz grains and two chalcedony-cinnabar grains (lower left) in anthracite (light grey matrix). Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Kropač, 1. obzorje, siromašna ruda. Kalcedonsko-cinabaritna zrna in orudene radiolarije v tanki konkordantni poli. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 63 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Kropač, 1st level, poor ore. Thin conformable sheet with chalcedony-cinnabar grains and mineralized radiolaria. Reflected polarized light, 63 ×.

Tabla 27 — Plate 27

Sl. 1. Langobardski skladi. Kropač, 1. obzorje. Radiolarit iz radiolarij z okroglimi preseki. Presevna polarizirana svetloba, povečava 40 ×.

Fig. 1. Langobardian strata. Kropač, 1st level. Radiolarite composed mainly of radiolaria with round sections. Transmitted polarized light, 40 ×.

Sl. 2. Langobardski skladi, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Kalcedonsko-cinabaritna zrna in kremenovo zrno brez vključkov cinabarita (spodaj desno). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore-bearing horizon. Chalcedony-cinnabar grains and quartz grain devoid of sulfide inclusions. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Kremenovo zrno *(K)* delno obdano s kalcedonom, ki vsebuje številne drobne vključke cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore-bearing horizon. Quartz grain *K* partly surrounded by chalcedony containing numerous tiny cinnabar inclusions. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 28 — Plate 28

Sl. 1. Langobardski skladi, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Plastovita ruda vsebuje orudene radiolarije z okroglimi preseki. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore bearing horizon. Bedded ore composed of mineralized radiolaria with round sections. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Isto kot zgoraj pri povečavi 380 ×. Zelo drobni vključki cinabarita so razvrščeni po strukturi mikrofosila.

Fig. 2. Detail from the Fig. 1. Note very tiny cinnabar inclusions following the structure of radiolaria. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 3. Langobardski skladi, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Cinabaritno-kremenova žilica. Kremen se vrašča v cinabarit. Nad žilico kalcedonsko-cinabaritna zrna. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore-bearing horizon. Cinnabar-quartz veinlet. Quartz penetrating into cinnabar. Note chalcedony-cinnabar grains above the veinlet. Reflected polarized light, 70 ×.

Structural and Genetic Particularities of the Idrija Mercury Ore Deposit

Ivan Mlakar and *Matija Drovenik*

Regarding the ore structure and origin the Idrija ore deposit is not uniform. Therefore it can be understood that in the previous century it already was explained in different ways. Various interpretations appeared because the individual authors did not know the whole deposit and they generalized their observations made in certain parts of the mine.

Meier (1868) was the first one who drew attention to the various ore structure in the two Idrija mines. He designated it as bedded impregnations in the north-western part, and as vein-like impregnations in the south-eastern part of the deposit.

In connection with the origin of the ore deposit the large vertical extension of the mineralized section should be emphasized first. Mercury ore occurs in all horizons of the Younger Paleozoic and Lower and Middle Triassic. The Upper Triassic, Cretaceous and Eocene beds, however, are barren.

The geologic section of the ore deposit (Plate *1*) shows Younger Paleozoic, Triassic, Cretaceous and Tertiary beds. Taking into account the Jurassic beds 10 km south-west from Idrija the whole thickness of the geosynclinal sediments of the Idrija area is about 5500 m (Plate *2*). In the lower part carbonaceous and clastic sediments alternate in the interval of 1000 m. From these about 800 m belong to the ore-bearing beds. In the upper part, however, carbonaceous sediments prevail which are younger than Carnian stage.

With regard to the origin of the ore there are differences between the Upper Paleozoic, Scythian and Anisian beds on one hand and the Langobardian beds on the other. In the first ore-bearing sequence the ore is epigenetic. The ore bodies are controlled mainly by contacts between lithostratigraphic units, and the Middle Triassic tectonic-erosional unconformity. In the younger beds the ore ist mostly syngenetic, and consequently the ore bodies are conformably deposited.

Hydrothermal solutions to which the Middle Triassic tectonic gave way, were coming into the deposit in two phases. The Upper Paleozoic, Scythian and Anisian beds and tuff overlying them were mineralized in the first phase. Cinnabar filled up the fissures and the pores and replaced car-

bonaceous rocks and cement of clastic rocks. Soon afterwards the tuff was disintegrated. The mineralized plagioclases and tuff fragments, however, were removed in the forming basal Langobardian sandstone. The first mineralization phase is proved also by the mineralized pebbles of the Upper Scythian dolomite in the Langobardian conglomerate.

The second phase of mineralization coincides with the deposition of Skonca beds and tuff and tuffite in their hanging wall. In this phase the solutions additionally mineralized the Upper Paleozoic, Scythian and Anisian beds and brought ores into the Langobardian conglomerate. Then they issued to the sea bottom as thermal springs.

The Skonca beds do not contain veins and veinlets, such as they were observed in Scythian and Anisian beds, besides very little cinnabar was also found which might have been formed by metasomatic processes. In these beds some ore types are mined which do not occur in older beds, e.g. liver ore, brick ore, bedded ore, and coral ore. The steel ore, however, is in form of veins in older beds, whereas in Skonca beds it forms conformable beds and lenses.

Due to changed physico-chemical conditions mercury sulphide precipitated from hydrothermal solutions in the form of very fine floccules and sedimented simultaneously with organic matter and anorganic clastic material. In some places it accumulated in such quantities that beds of gel were formed. This one crystallized later on, it is true, but very often the steel ore still shows gel structures. In other places mercury sulfide is found in very fine grains whose concentration is varying perpendicularly to the bed.

The liver ore, brick, bedded and coral ores were formed in a different way than the steel ore. In explaining their origin the fact must be taken into account that the most of cinnabar is in chalcedony grains, less in radiolarian remnants and sponge skeletons, whereas the quartz and plagioclase grains are barren. It seems most probable that at submarine thermal springs beside cinnabar also opal precipitated which later on was inverted to chalcedony. Opal and cinnabar are depositing at some thermal springs of California even today (White, 1967). Cinnabar formed fine impregnations in opal and beside this it also precipitated in skeletons of microorganisms. The grains of quartz and plagioclases which came into the sea at volcanic eruptions also deposited in the opal-cinnabar sediment and together with muscovite they partially represent clastic material. The tectonic-volcanic activity caused sliding of deposits and turbidity currents which mechanically disintegrated the unconsolidated ore sediment and transported the opal-cinnabar grains, mineralized organisms and quartz grains often surrounded by opal and cinnabar, into the clayey bituminous sediment from which the liver ore was formed.

Ore grains accumulated in some sheets and lenses; due to cinnabar finely dispersed in chalcedony grains these sheets and lenses are more or less of expressed brick red colour and the ore is called brick ore. In other places light red to greyish-red sheets and beds including various quantities of ore grains alternate with dark grey and nearly black sheets

of barren clay shale and sandstone. Consequently it is the question of bedded ore which could not be formed by the selective replacement as supposed by B e r c e.

Clayey bituminous shale and bedded ore from the uppermost part of these beds contain numerous pyrite sheets. The pyrite sheets in the bedded ore are alternating with sheets containing chalcedony-cinnabar grains. Pyrite can regularly be found in angular grains and fragments forming graded bedding in some sheets. The sedimentary origin of pyrite is proved by this. We are of opinion that the question is of idiomorphic crystals grown in the unconsolidated mud during the diagenesis. Turbidity currents also transported pyrite crystals disintegrating and accumulating them afterwards.

Coral ore can be recognized by brachiopod shells. Chalcedony-cinnabar grains are frequently found in it. Cinnabar also occurs in individual layers of brachiopod shells. There are no proofs available that the ore solutions would have come into the shells along the fissures. Beside this, very often there is no cinnabar at all in the cement of sandstone at the mineralized shells. Therefore we suppose that brachiopod shells were mineralized during the early diagenesis.

Some ore beds and sheets show graded bedding and the others cross bedding, interformational unconformity and folds originated by sliding of ore sediment. These sedimentary structures prove a variable sedimentation environment in the period of formation of Skonca beds.

We have already mentioned that pyrite idioblasts formed in these beds in the early diagenesis. We must add that the pyrite "mineralized bacteria" also formed at that time. Numerous pyrite impregnations in the brachiopod shells and microfossils also are of the early diagenetic origin. Marcasite crystallized subordinately. In the steel ore idiomorphic or hypidiomorphic cinnabar crystals somewhere having prismatic habit were formed very probably at that time.

The bedded ore such as was described in the Skonca beds is also mined in the hanging wall tuffite accompanied by tuff and radiolarite. There are two conformable ore-bearing horizons in tuffite. The first immediately overlies the Skonca beds and the second is one meter higher. The bedded texture is especially expressed in the lower horizon containing numerous brick red, greyish-red and greenish-red ore sheets between which there are sheets of grey and green tuffite. Almost all cinnabar forms tiny inclusions in chalcedony grains and impregnations in microfossils. Graded bedding is very often observed. It should be emphasized that quartz and plagioclase grains are to be found in the ore sheets which are surrounded by a chalcedony-cinnabar rim, it is true, but they are not mineralized. All these facts prove that the bedded ore in tuffite originates in a similar way as in the Skonca beds, i.e. the turbidity currents mechanically disintegrated the opal-cinnabar sediment weakly cemented and transported individual grains into the forming tuffite.

Both kinds of ore are mainly also spatially separeted. The epigenetic ore occurs in the lower — south-eastern part of the deposit; it is built by

Younger Paleozoic, Lower Triassic and Middle Triassic beds. In the upper — north-western part of the deposit the epigenetic ore is in the Anisian dolomite and Langobardian conglomerate, whereas the basal Langobardian sandstone, Skonca beds and tuffite in their hanging wall contain syngenetic ore. Both parts are separated by a Middle Triassic fault.

The syngenetic ore in the basal Langobardian sandstone, Skonca beds and tuffite proves that the Idrija deposit was formed in the Langobardian substage.

When the Idrija deposit was formed it was covered by the beds of Upper Triassic, Jurassic, Cretaceous and Tertiary sediments. Their total thickness was estimated to about 4500 m. Due to thicker and thicker cover of younger sediments the pressure and temperature were gradually increasing in the deposit. Therefore cinnabar and some gangue minerals were mobilized and passed over into fissures formed in the ore and wall rock because of subsidences in deeper parts of the geosyncline.

In the time of the paroxysm of the Alpine orogenesis the ore deposit was uplifted and cut into a block by nappe planes and pushed for several kilometers from the place of formation into the present environment (B e r c e, 1958; M l a k a r, 1969). Undoubtedly the mercury ore was also changed in this period. These processes, however, have not yet been studied in detail.

In the final phase of the Alpine orogenesis the ore deposit was transformed because of right handed separation along the Dinaric faults. Finally, the mineralized beds came into mutual position shown in Plate 1, but the individual ore bodies were disintegrated and moving along the faults.

A part of the deposit was moved for about 2,5 km along the Idrija fault toward south-east (M l a k a r, 1964). Even cinnabar mylonites and cinnabar ore can be found along the faults.

The Old Tertiary tectonic brought the Idrija ore deposit into a position in which the mineralized block is surrounded by impervious rocks from all sides. Therefore we are of opinion that in the period after the Old Tertiary tectonic till the opening of the ore deposit the subterranean stream circulation was limited. Thus, later on the mineral components rearranged mainly till the Old Tertiary age.

We do not know the ore enough in order to be able to distinguish the individual epigenetic generations of cinnabar and gangue minerals. We are of opinion that quartz grain rims in Gröden sandstone grew up in epigenetic processes. These rims are often distinctly idiomorphic towards cinnabar. However, they do not show any corrosion and therefore we suppose them to be younger than the ore mineral. The quartz-cinnabar veinlets in Carboniferous and Gröden beds probably were also formed after the mineralization.

Likewise cinnabar was mobilized in carbonaceous rocks. Ore veinlets and rather large impregnations not tectonically deformed were namely found. This speaks in favour of posttectonic formations. The epigenetic processes caused the formation of cinnabar and quartz in the cement of the

mineralized Langobardian sandstone. In this sandstone kaolinite veinlets having no relation with the primary mineralization were also formed due to lateral secretion. Numerous thin veinlets somewhere containing only cinnabar and elsewhere joined by organic matter, quartz and rarely carbonates, appeared in the Skonca beds at the time of epigenesis. Further, thin cinnabar impregnations frequently rimmed by quartz were formed in shale and sandstone at that time. Likewise cinnabar was brought into fissures of the brachiopod shells. The steel ore of the Skonca beds contains a system of cinnabar veinlets; in our opinion cinnabar crystallizated during the lateral secretion at different time intervals. The cinnabar and quartz-cinnabar veinlets in the ore-bearing tuffite horizons were also formed in the same process. The native mercury in the rich ore of Skonca beds and ore horizons of tuffite, however, probably is product of oxidation processes.

Cordevol beds are the youngest stratigraphic horizon of the Idrija ore deposit which still contains cinnabar. In these beds, however, just thin veinlets of mercury sulfide were found in only one place. The possibility of cinnabar being crystallized from hydrothermal solutions is admitted, it is true, but it is more probable that it was mobilized from richer ore bodies.

Finally, let us add some words on the origin of mercury. The volcanic activity in the broader Idrija area began in the Langobardian substage. Pyroclastic components were namely found in basal Langobardian sandstone and in the Skonca beds as well, and in tuffite and tuff, of course. It was just in these beds where the syngenetic mercury ore was found. Therefore we judge that both mineralization phases are in relation with the magmatic-tectonic evolution of the Middle Triassic.

Literatura

Barnes, H. L., Bromberger, S. B. in Stemprok, M. 1967, Ore Solution Chemistry II. Solubility of HgS in Sulfide Solution. Economic Geology. Vol. 62, No. 7. Lancaster.

Berce, B., 1953, Jamsko kartiranje rudnika živega srebra Idrija. Arhiv rudnika Idrije in Geološkega zavoda Ljubljana.

Berce, B., 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4. Ljubljana.

Berce, B., 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg-Ore-Deposit Idrija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 18. Pavia. (1962a).

Berce, B., 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savetovanja geologa FNRJ. Beograd (1962b).

Berce, B., 1963, The Formation of the Ore-Deposits in Slovenia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 19. Pavia.

Bol'šakov, P. A., Kirikilica, S. I. in Ol'hovskij, N., Ja, 1969, O vertikal'nom razmahe i glubine rudootloženija na nikitovskom rtutnom mestoroždenii. AN SSSR. Geologija rudnih mestoroždenij. Tom XI, no. 4. Moskva.

Di Colbertaldo, D., — Slavik, S., 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17. Pavia.

Dickson, F. W., 1964, Solubility of cinnabar in Na_2S Solutions at 50°—250° and 1—1 800 bars, with Geologic Applications. Economic Geology, 59. No. 4. Lancaster.

Dickson, F. W., Tunnel, G., 1959, The Stability Relations of Cinnabar and Metacinnabar. Am. Mineralogist 44.

Duhovnik, J., Strmole, D., 1970, Poročilo o petrografski preiskavi kamenin okolice Šebrelj in Stopnika. Arhiv rudnika Idrija.

Fairbridge, R. W., 1967, Phases of Diagenesis and Autogenesis. Iz zbornika: Diagenesis in Sediments. Amsterdam.

Fedorčuk, V. P., 1958, K voprosu o genezise samorodnoj rtuti. AN SSSR, Geohemija 3. Moskva.

Fedorčuk, V. P., 1964, Metodika poiskav i razvedki skrytogo rtutno-sur'mjanogo orudenenija. Moskva.

Fedorčuk, V. P., Kostyjeva—Labuncova, E. E., in Maslova, I. N., 1963, K voprosu o genezise o rtutno-sur'mjanyh mestorožděnij. AN SSSR, Geologija rudnih mestorožděnij. Tom V, no. 2. Moskva.

Gröger, F., 1876, Zum Vorkommen des Quecksilbererzes. Verh. Geol. R. A. Wien.

Gröger, F., 1879, Der Idrianer Silberschiefer. Verh. Geol. R. A. Wien.

Höll, R., 1966, Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb—W—Hg—Formationen in der Türkei und auf Chios/Griechenland. Disertacija, München, 1966.

Höll, R., 1970, Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Jg. 1970, H. 4. Stuttgart.

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

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

Kossmat, F., 1898, Die Triasbildung 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., 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.

Krauskopf, K. B., 1951, Physical Chemistry of Quicksilver Transportation in Vein Fluids. Econ. Geology, 46. Vol. 5. Lancaster.

Kropač, J., 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria. Wien.

Lipold, M. V., 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. Geol. R. A. Wien.

Maucher, A., Saupé, F., 1967, Sedimentärer Pyrit aus der Zinnober-Lagerstätte Almadén. Mineralium Deposita. Berlin.

Meier, R., 1868, Über den Quecksilberbergbau zu Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.

Merlič, B. V., 1963, O genezise metacinabarita iz Zakarpat'ja. AN SSSR, Geologija rudnih mestorožděnij. Tom. V, no. 5. Moskva.

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. Rudarsko-metalurški zbornik. Ljubljana.

Mlakar, I., 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10. Ljubljana.

Mlakar, I., 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija 12. Ljubljana.

Mohorič, I., 1960, Rudnik živega srebra v Idriji. Idrija.
Müller, A. H., 1958, Lehrbuch der Paläozoologie. Band II, Teil 1. Jena.
Nikitin, V. V., 1934, Nauk o nahajališčih koristnih izkopnin. Ljubljana.
Patera, Ad. 1847, Chemische Untersuchungen des Korallenerzes von Idria. Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien von Wilh. Haidinger. Band I. Wien.
Pilz, A., 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf. Essen.
Rakovec, I., 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geografski vestnik. Ljubljana.
Ramdohr, P., 1967, Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart.
Ramdohr, P., 1969, The Ore Minerals & their Intergrowts. Pergamon Press. Oxford.
Ramovš, A., 1969, Poročilo o sestavi lupin v idrijski »koralni« rudi. Poročilo v rokopisu. Ljubljana.
Saupé, F., 1967, Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercur d'Almadén. Mineralium Deposita, 2. Berlin.
Schneiderhöhn, H., 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.
Schrauf, A., 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. J. Geol. R. A. Wien.
Schroeckinger, V. J., 1877, Fluorit als neues Mineralvorkommen in dem Quecksilberbergwerke zu Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.
Schulz, O., 1969, Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). Bayerische Akademie der Wissenschaften, Sonderdruck 9. München.
Stur, D., 1872. Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. Geol. R. A. Wien.
Tunell, G. M., 1970, Mercury. Handbook of Geochemistry, II-2. Berlin.
White, D. E., 1967, Mercury and base-metal Deposits with associated thermal and mineral Waters. Iz zbornika: Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits. New York.

Statistical Evaluation of Exploration of Gold Placers in Adola Area (Southern Ethiopia)

Milan Hamrla

with 11 textfigures and 14 tables

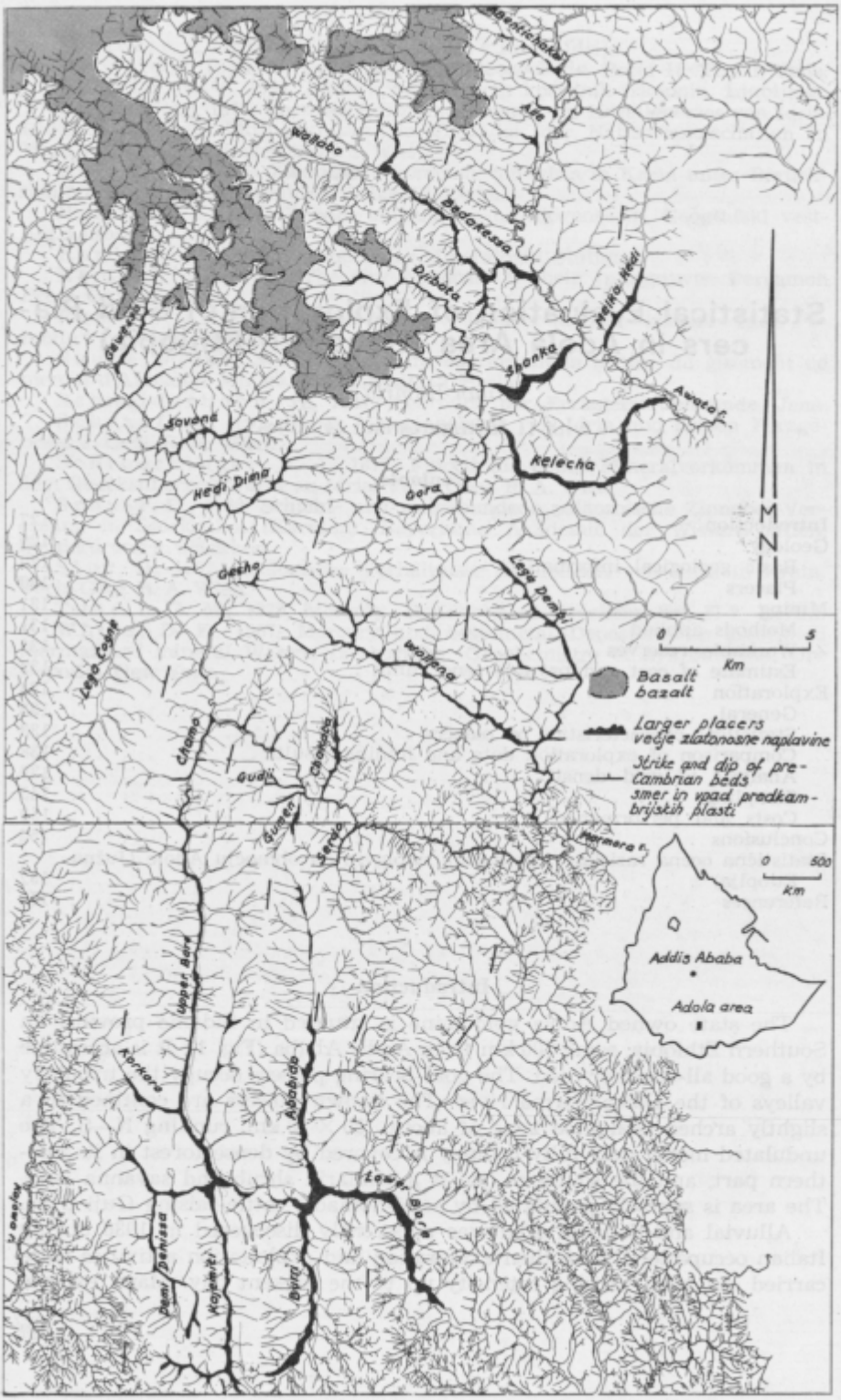
Contents

Introduction 127
Geology 129
Basic geological information 129
Placers 130
Mining 131
Methods applied 131
Workable reserves 131
Estimate of cost and payable tenor limit 132
Exploration 133
General 133
Statistical characteristics of placers 133
Comparison of exploration data and mining results 138
Analysis of grid density 139
Sampling 145
Costs and performance 150
Conclusions 152
Statistična ocena raziskav zlatonosnih naplavin na območju Adole (Južna Etiopija) 152
References 153

Introduction

The state owned Adola gold mine is situated in Sidamo province in Southern Ethiopia, some 500 km from Addis Ababa (Fig. 1). It is accessible by a good all-weather road. The gold-bearing placers occupy the tributary valleys of the Dawa Parma river. The known placers are confined to a slightly arched elongated zone of about 150 × 20 km, running N—S. The undulated moderately hilly country is covered by dense forest in its northern part, and the southern one is a semiarid shrub and savanna land. The area is sparsely populated by semi-nomadic cattle-raising Guji tribe.

Alluvial and deluvial gold was apparently discovered in 1936 during Italian occupation. Since then exploration and exploitation activities were carried out with varying intensity up to the present day. Many experts


Agentichokat
Ale
Wallabo
Badakessa
Dribota
Hetko Hedi
Shonka
Awatafi
Kelecha
Gora
Hedi Dima
Sovenk
Gaweta
Getho
Lega Dembi
Lega Cosha
Chamo
Gudji
Chamo
Gumera
Sarda
Wolgeng
Malmera r.
Abobida
Upper Bora
Korkora
Lower Bora
Dami Dawesa
Kojawki
Dirri
Omaley
Basalt
bazalt
Larger placers
večje zlatonosne naplavine
Strike and dip of pre-Cambrian beds
smer in vpad predkambrijskih plasti
0 5
Km
0 500
Km
Addis Ababa
Adola area
N

came endeavouring to improve the mining and to bring it on an up-to-date standard. Mechanised mining was introduced in 1956, but the most important share in production falls to handwork. The discontinuous exploration in the recent years and mining of the richest placers by handworkers decrease rapidly the reserves of gold.

After a break of several years some exploration was done again in the second half of 1969 and in the first quarter of 1970. Several larger placers were tested by pitting and drilling. An attempt was made the same time to assess the characteristics of the placers and other parameters by means of statistical techniques as there was a mass of data available. The possibility of comparing exploitation data with those obtained in exploration was useful in evaluation.

This paper is published with the permission of the Vice Minister of the Ministry of mines, Addis Ababa.

Geology

Basic geological information

No detailed geological and geomorphological study of the goldbearing area was ever made. Some information was collected by J e l e n c (1966 a, b).

The area is built up by pre-Cambrian rocks, the older series of which is composed of gneisses, sericite-chlorite-amphibolitic schists and quartzites with emplacements of granites, massive amphibolites and even serpentinites. It is unconformably overlain by a younger series of meta-conglomerates and quartzites. There are remnants of young flood basalts in the northern sector of the area (Fig. 1), capping the highest ridges and belonging to the young Rift valley volcanism or even to the Trap series according to M o h r (1962).

The alluvial gold-bearing placers are confined to depressions in the present relief, representing mainly dry old beds of rivers and streams. The absence of basaltic rocks in gravel indicates the pre-volcanic age of the fluvial cycle of erosion. According to M o h r (1962) there is no firm datum line for the effusions of these lavas, which might even be of Quaternary age. In any case, however, Adola volcanics must be very young.

Two phases are of importance in the development of Adola placers. The landscape at the end of an erosion cycle, probably a peneplained one, was abruptly uplifted, and the erosion created valleys in which the goldbearing placers accumulated. It must have been one rapid and short event as there is only one relatively thin gravel bed directly overlying the basement. After a calm phase in which clayey overburden accumulated over gravel, a second uplift lowered again the local base-level of erosion. It manifests itself by the young and recent erosion. The new drainage pattern has developed on the old one.

Fig. 1. Drainage pattern and larger placers in part of the Adola area
Sl. 1. Dolinska mreža in večja prodišča na območju Adole

Alluvial and deluvial placers originated probably during Quaternary pluvials. The local movement of the floor has been caused by faulting of the Rift system, which has continued up to the present times.

The origin of the primary gold is unknown. Angular gravel and locally very coarse nuggets prove that the primary deposits are very near, and so does the gold-bearing deluvium. The placers extend along the general trend of the basement. The primary gold may have originated and have been derived from the following possible sources:

(a) Hydrothermal quartz veins with sulphides, connected to igneous activity,

(b) Lens-like quartz inclusions in massive amphibolites, interpreted tentatively as products of lateral secretion (J e l e n c, 1966 a, b).

(c) Mineralization in quartzites,

(d) Meta-conglomerates as ancient fluviatile deposits.

Gold was found intimately dispersed in quartz pebbles, and fine gold was found in quartz detritus on slopes as well. Locally abundant black tourmaline appears in vein quartz. Osmiridium minerals have been found together with gold in some placers. These facts would rather point to the primary auriferous quartz veins of hydrothermal origin. The primary sources may be controlled by a certain feature in the trend of the basement, it being a lithologic unit or a tectonic zone. The primary sources are not necessarily rich and may not be profitable to work. They could be located by panning detritus on slopes. No such attempt to trace them working up hill has been made as yet.

Placers

The bulk of the gold is contained in horizontal or low-dipping sheets of fluvial alluvium laying directly over the bedrock. The placers are composed of bedded gravel and sands of different size. They are covered by layers of loam and clayey silt. The length of placers is up to several kilometers (Fig. 1), the width up to several hundreds of meters, and the thickness up to several meters. The gravel-to-overburden ratio ranges between 1 : 1 to 1 : 20. The original accumulations of alluvial material have been locally destroyed by the recent erosion and re-deposited at a lower level. The southern part of the area has been especially strongly affected by the intense headward erosion.

In addition, there are deluvial gold-bearing deposits of detritus on slopes of the valleys, being covered by the same loamy layer. They are often in relationship with fluvial alluvium.

The gold-bearing gravel is mainly coarse and unsorted, the pieces more or less rounded or even angular, depending on the length of transport. It is composed of country rocks, with quartz and amphibolitic varieties prevailing. Cobbles and boulders are often in headwaters.

The distribution of gold is very irregular. There are rich pay streaks alternating with poor or even barren zones. Gold tends to accumulate in the basis of the gravel bed, and it burrows also into the soft schistose bedrock. Gold grains are fine, flaky and smooth prevailingly. Bigger irregu-

lar nuggets are found as well. Fragments of quartz often adhere to the gold. The gold contains some silver. It is about 900 fine in average.

The tenor of gold in gravel ranges between traces to 20 g/cu. m, the average being in the order of 1 to 2 g/cu. m. Higher average values are rare. Exceptional erratic values may reach several hundreds of grams. The "overall tenor" (g/cu. m oall) takes into consideration the thickness of gravel and overburden together, and is a useful parameter for evaluation. From the exploitation point of view, the tenor can be boosted up by eliminating ground carrying low values. The ore grade can be varied in certain limits in this way, at the same time affecting the volume of gravel and reserves of metal as well.

Mining

Methods applied

Hand operations and mechanised operations are applied in mining. Handworkers extract the gravel by means of pits or by ground-sluicing. Pitting is done in a simple way using craw-bars and showels, buckets being hoisted by hand or by windlass. The workers seek and adhere to rich pay streaks, excavating the richest, lowest layer of the gravel bed only. Underground development of unsupported excavations is extremely limited. Consequently, it is believed, the recovery cannot be higher than 40 per cent or so.

Ground-sluicing is applied where ground is sufficiently inclined and there is enough current water available. The recovery is more satisfactory although some fine gold is undoubtedly lost. The handworkers recover gold by panning, and they sell it to the Mining administration. Assistance is provided to handworkers in tools and arrangements for water supply.

Mechanised mining has been practised in Shanka and Upper Bore placers. Overburden and gravel are excavated by draglines, which feed a washing plant mounted on a pontoon and floating in an artificial water pond. The recovery in this "wet" method is believed to range somewhere between 80 and 90 per cent as some gold is lost by dragline work in muddy water. In addition, unnecessary excavations deep into the bedrock must be made in shallow gravel to allow sufficient depth of water to float the pontoon. A land-based fixed or moveable washing plant might serve better. A higher efficiency and better gold recovery might be anticipated, and consequently lower production costs in "dry" mechanised method.

The machinery is electrically powered. A specially built hydroelectric power plant and a stand-by Diesel power plant are available.

For the future it looks like mechanised "wet" mining will have to be gradually abandoned, and the weight of exploitation will shift more and more to "dry" or semi-mechanised methods and to handwork.

Workable reserves

Geological ore reserves as tabulated in different reserves accounts (Žebre, 1968; Griffith, 1968) are not industrial reserves. The eva-

luation of industrial reserves, which are exploitable or workable at the profit, has been difficult. The workable reserves depend mainly on the cost of mining. As exploitation is going on in different placers at the same time by different methods and costs, the economy of the whole mining venture interplays the payable tenor limit of individual placers.

The reserves accounts are complicated by not always reliable prospecting results. In addition, some placers have already been partially exploited by handworkers, and no evidence has been left on the excavated volumes.

In order to find out the minimum tenor of the ground to insure a profitable operation, the alternatives of possible extractions and the factors affecting the cost shall be worked out. Once the tenor to break even is known, the boundaries of the workable area of a placer can be delineated and the recoverable reserves calculated. In doing so, the accuracy of reserves estimate must be known.

No accurate evaluation of gold reserves for individual placers of Adola gold field is possible at present. The estimated order of magnitude of total workable reserves indicates that there will be mining going on for years to come, especially if new reserves will be discovered in time.

Estimate of cost and payable tenor limit

Referring to the cost of mining there are unfortunately very few data available to calculate it and to find out the exact value limits of what can be extractable at the profit at present. Zebre (1967) attempted to calculate the working cost per gram of recovered gold. His figures are shown in Table 1 together with some additional parameters. Estimates can be made on this single information from 1965 and 1967.

Table 1. **Working costs per gram of recovered gold and basic parameters**

	Year	Mechanised "wet" mining			Hand-work	Average
		Upper Bore	Shanka	Average		
Cost	1965		2,138			
E$/gram	1967	1,736	2,737	2,204	2,337	2,272
gravel-to-overburden	1965		1 : 0,9			
ratio	1967	1 : 3,5	1 : 1,5	1 : 2,5		
tenor in gravel	1965		1,30			
g/cu.m	1967	2,87	0,90			
tenor overall	1965		0,70			
g/cu.m oall	1967	0,62	0,37			

Considering the price of gold E$ 87,50 per Troy ounce (31,1035 g) and an average fineness of Adola gold 900, the resulting monetary value of one gram produced gold is E$ 2,53. The corresponding payable tenor limits in gravel and overall for two mechanised placers and the calculated average are given in Table 2.

Table 2. **Payable gold tenor limits in Upper Bore and Shanka placers**

	Year	Mechanised "wet" mining			Remark
		Upper Bore	Shanka	Average	
Tenor in gravel	1965		0,85		Calculated
g/cu.m	1967	0,69	1,08	0,87	from Table 1
Tenor overall			0,45		
g/cu.m oall	1967	0,153	0,43	0,25	

It can be seen from Table 1 and 2 that the mechanised operation in Upper Bore was profitable ($0{,}62 > 0{,}153$), meanwhile that in Shanka was worked at a loss ($0{,}37 < 0{,}43$).

Theoretically, the average workable grade in a placer should equal the payable tenor limit. In practice it must be higher for the recovery and its limited accuracy as well as the degree of reliability of the reserves estimate. The margin to be considered depends on the accuracy of data.

However, the minimum workable overall gold tenor for a certain method applied under different local conditions is not the same. The minimum tenor to break even is a variable. Lacking any accurate recent data on the cost of mining, an average 0,25 g/cu.m overall may be regarded as the order of magnitude of the workable tenor limit for the "wet" dragline mining for the time being.

Exploration

General

Sampling of placers by pitting has been most commonly used in the past. Square pits with 1 m side were applied mostly. Banka drill was introduced early but was rarely used. The organisation and supervision of exploration was left to the ability and conscientiousness of prospectors in charge for work.

Individual washing has been used to recover gold up to the present day. Some occasional attempts to introduce sluice-boxes and other mechanical panners failed. Three exploration stages were practised although not quite consistently: "scout prospection" was followed by occasional "preliminary prospection" in rows 1 000 m apart, and finally in "close prospection" the pits were dug in lines 100 m apart with a spacing of 25 m. In designating the lines, provision was made for intermediate lines 50 m apart.

Statistical characteristics of placers

Mathematical statistics were applied to find out the quantitative expression of variability of placers, expressed by the coefficient of variation of the gold tenor of gravel in its original state in grams per cubic meter. The values are given in Table 3 and refer to data obtained either by pitting (P) or Banka drilling (BD). The coefficient of variation of gold tenor was

computed for the placers listed in Table 3 either in whole, all data considered, or in some cases for workable areas only. By analogy, the results may be generalized for the whole Adola area.

Table 3. **Variability of gold tenor in gravel**

Placer	Area between lines	Gold tenor in gravel: No. of samples	Mean g/cu.m	Variability V per cent	Remark
Shanka	39—61	105	0,63	92	BD; Workable area mainly
Upper Bore	214—252	125	3,52	102	P; Workable area only
	190—220	102	4,22	108	P
Kelecha	66—90	131	1,28	115	BD; Workable area only
	75—77	43	1,28	118	BD; Part of workable area
	66—90	245	1,01	200	BD
Lower Bore	8—42	167	1,04	98	P
	44—90	179	0,89	109	P
Kajemiti	4—114	314	1,67	150	P
	116—138	60	8,45	140	P
Burri	0—50	231	0,32	195	P

The coefficient of variation reflects primarily the properties of the placer, although it can be affected also by other factors such as sampling method, number and quantity of individual samples etc. The values from Table 3 range between 92 and 200 per cent. Accordingly, the placers belong to groups of very- and most irregular mineralizations (K r e i t e r, 1968). For workable parts of placers, with erratic and extremely high values reduced, an average value of 110 per cent may be characteristic.

It seems that there is no essential difference in variability of tenor between longitudinal and transversal directions in placers.

Table 4. **Variability of gravel bed thickness**

Placer	Area lines	Thickness of gravel bed: No. of samples	Mean m	Variability V per cent	Coefficient of correlation r ($0 < r < 1$)	Remark
Shanka	39—61	105	1,21	49	—0,06	in whole
Upper Bore	190—220	102	0,61	66	—0,12	in whole
	214—252	125	0,64	52		worked-out area
Kelecha	66—90	245	0,80	60,4	—0,13	in whole
	66—90	131	0,97	51,6		workable area

The thickness of the gravel bed varies as well, an average being in the order of magnitude of about 1 m. The corresponding coefficient of variation of thickness varies between 50 and 60 per cent. It is given for some cases in Table 4. The eventual interdependence between the thickness and the gold tenor of a placer bed was examined for three cases. The coefficient of correlation shows the linear relationship between the two parameters. An average value of about —0,1 was obtained, proving an extremely weak inverse statistical dependence without any practical significance.

There might be a correspondence between the tenor and the composition, and the size of gravel. No evaluations have been made for these interdependences so far.

The distribution of gold in exploration openings and the variable thickness of gravel bed are shown for a part of Kelecha placer in Figure 2. The irregular distribution of gold is evident. There are always low-grade or even barren zones adjoining rich pay streaks as the concentration of heavy gold in running water was affected by its changing velocity and transporting power, both extremely variable in shallow streams.

The variability of gold values along the placers is shown for Kelecha and Lower Bore in Figure 3, the values being the average tenors in individual exploration lines across the placers. The graph illustrates the character of variability of tenor in Adola placers. The diminishing tendency downstream is evident. In the case of Kelecha there was a probable lateral feeding in the headwaters.

The statistical frequency distributions of tenor for Kajemiti, Lower Bore, Kelecha and Shanka placers are shown in Figure 4. The distribution curves have an assymetrical, right skewed form, peaking lower than

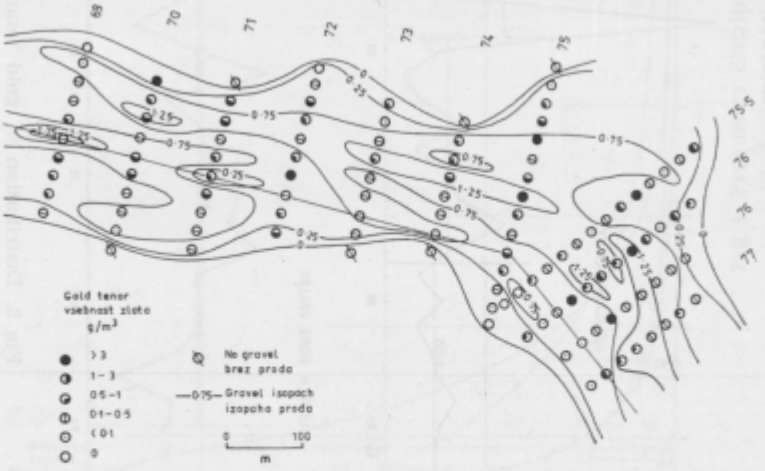


Fig. 2. Detail from Kelecha, showing variability of gold tenor and thickness of gravel bed

Sl. 2 Izpremenljivost vsebnosti zlata in debeline prodne plasti; detajl iz Keleche

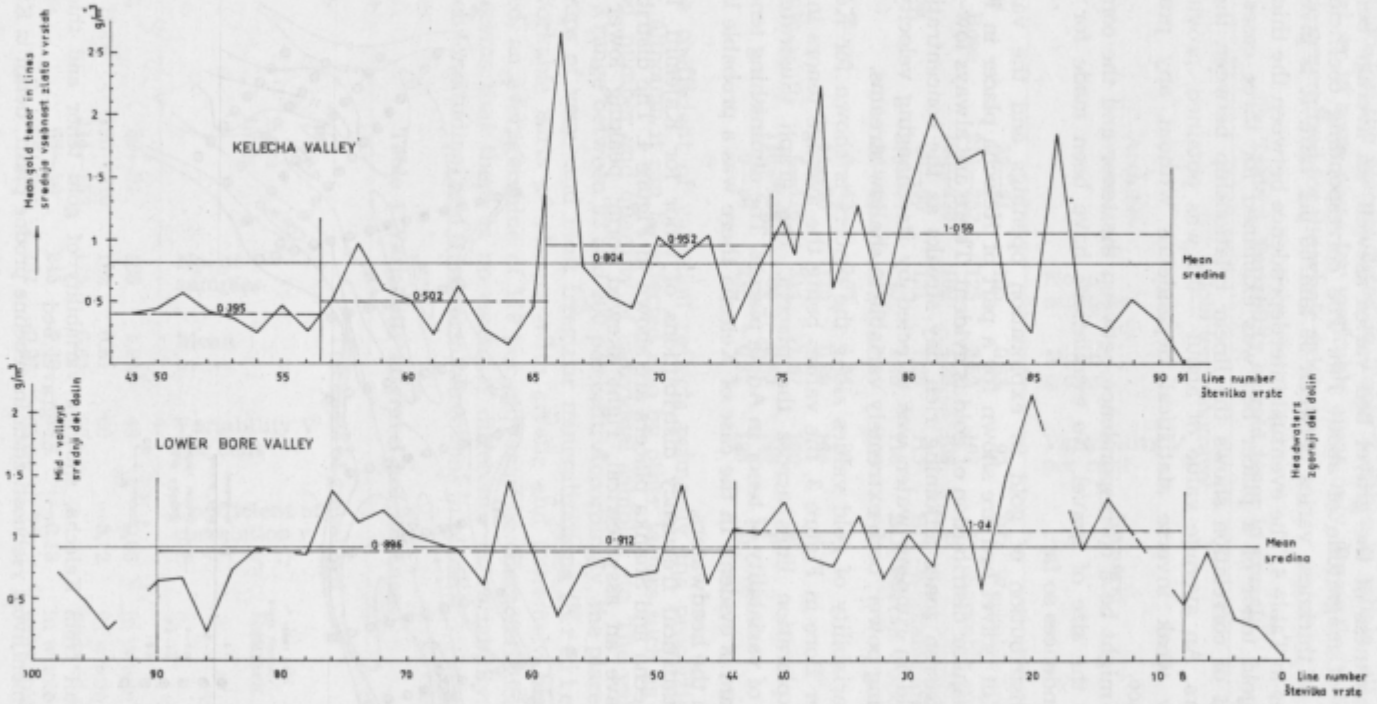


Fig. 3. Distribution of gold tenor (mean values of individual lines) along the placers
Sl. 3. Porazdelitev vsebnosti zlata (srednje vrednosti posamičnih vrst) vzdolž prodišč

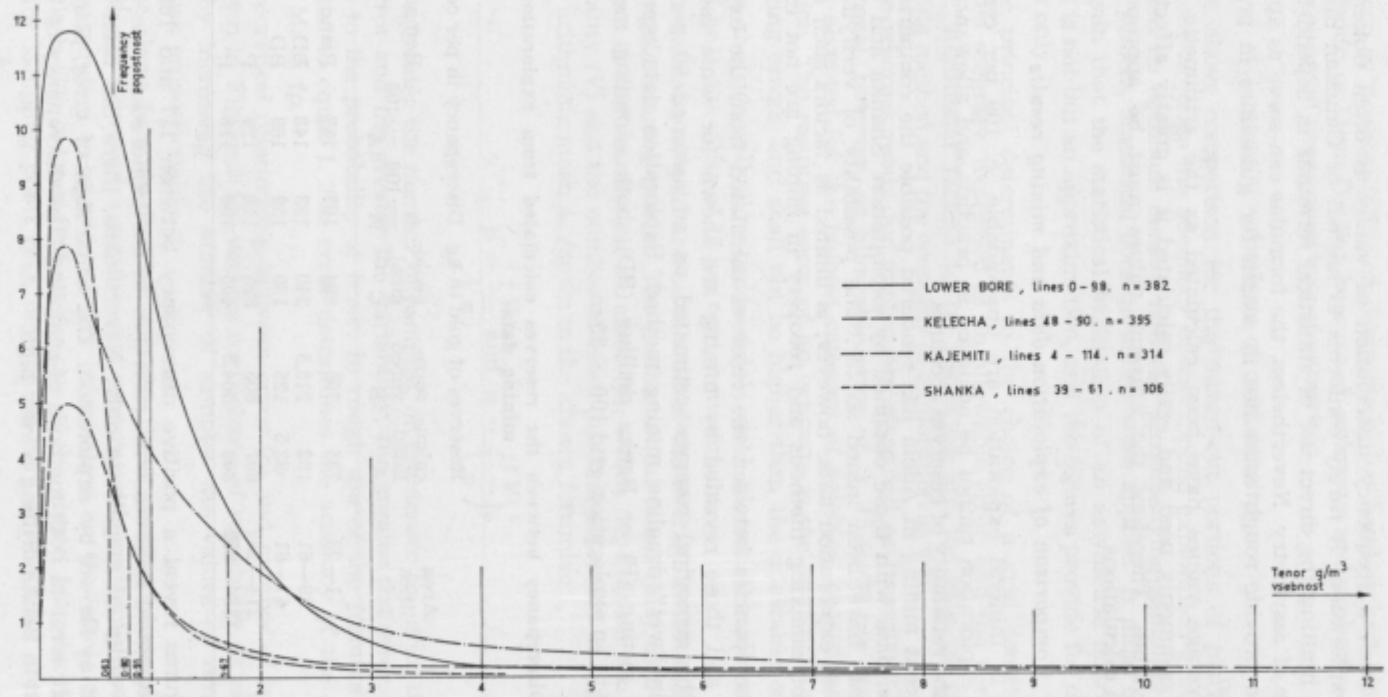


Fig. 4. Frequency distribution of gold tenor in gravel in some placers
Sl. 4. Pogostnost vsebnosti zlata v nekaterih prodiščih

1 g/cu.m. Such a frequency distribution of values is often obtained in mineral exploration. It rarely conforms to normal or Gaussian distribution, thus limiting the direct use of statistical formulas in dependence on the degree of assymetry. Nevertheless, the formulas can serve as approximations to provide rough estimates in search for guidelines in practical exploration.

The average values have been calculated as the arithmetic mean. Although commonly used and easily calculated it is greatly affected by extreme values. Therefore the extreme values must be appropriately reduced in calculations.

Comparison of exploration data and mining results

Errors in mineral exploration are unavoidable. A 100 per cent accuracy of exploration cannot be achieved in practice, and allowances are made for the reliability of reserves accounts.

The recent mining in Adola has rendered possible the comparison of exploration data with those obtained by exploitation. Shanka and Upper Bore placers have been mined so far. The possibility of verifying the reliability of exploration data, however, is limited as factors such as the accuracy of sampling methods and recovery in mining are not exactly known.

The discrepancies between the reserves calculated from the exploration data and those revealed by mining are shown for some cases in Table 5, the geological reserves estimated on an assumed 90 per cent recovery in "wet" dragline mining method. Exploration data were obtained by pitting (P) or Banka drilling (BD), both sampling methods performed in an exploration grid 100 × 25 m.

Table 5. **Discrepancy between the reserves calculated from exploration and mining data**

Placer	Area lines	Reserves of gold in kg			Discrepancy in per cent		Remark
		calculated A	recovered B	geological C	$\frac{B}{A}\cdot 100$	$\frac{C}{A}\cdot 100$	
Shanka	1—23	755	795	884	105	117	P and BD
Shanka	39—61	162	215,5	240	133	148	BD
	47—61	82,5	125	139	152	169	BD
Upper Bore	214—252	697	805	895	116	129	P
	234—252	343	364,5	405	106	118	P

The figures reveal a positive discrepancy between 117 and 169 per cent for geological reserves with reference to the exploration data, indicating the order of magnitude only. Nevertheless, there has been more gold mined as shown by exploration. The same sign of error points at a systematic error in both methods of sampling. The discrepancy of about 160 per cent in Banka drilling is very high.

There is no possibility of comparison for handworked placers such as Kajemiti or Demi Denissa because ob unknown and probably extremely low recovery in the applied way of extraction.

Analysis of grid density

The above comparison for the mined-out portions of placers is not sufficient to judge the adequacy of the applied exploration grid. In order to assess its optimum density and the accompanying sampling errors in Adola placers, statistical considerations were applied. It must be pointed out again that the statistical evaluation of an assymetric distribution of values is not but an approximation, and the figures provide for orientation values only.

The principal determinants in the choice of a grid density are the required accuracy, expressed as an allowable error, and the variability of placer. Additional factors to be respected are the size of placer, the sampling method and the economy of exploration as well.

The reserves ready for mining are classified as "measured" reserves. In general, however, an allowable error of ± 15 to 20 per cent is commonly accepted for the highest category of reserves, regardless the classification. The resulting error of an estimate is the statistical sum of all occurring errors, and shall not be higher than the allowable error.

For the generally low-grade Adola gold placers the allowable error should be in the order of 15 per cent at maximum.

The reserves of gold are calculated of the average tenor and thickness of the gold-bearing gravel. The mathematical mean (Ma) as a statistical measure is calculated with an error (p), which depends on the degree of variability (V) and the number of cases (n). It is expressed as a percentage of the arithmetic mean as shown in the known formulae

$$p = \frac{f\,V}{\sqrt{n}} \quad \text{and} \quad n = \left(\frac{f\,V}{p}\right)^2$$

The greater the number of samples, or the denser the grid, the smaller the error and the greater the variability, the greater the error. Factor (f) refers to the probability of error. In rough use of the formula it can be accepted to equal 1. The error determines the accuracy of the arithmetic mean Ma ± fp.

Theoretical relationship between error (p) and number of samples (n) is shown in Figure 5 for various coefficients of variability. It can be seen that by increasing the number of samples the values of error do not diminish proportionally.

The above formula does not consider the disposition of sampling points in a placer. However, a regular grid pattern with uniformly spaced openings is required to provide correct information on the whole placer. The formula is also independent on the size of the placer. Introducing the unit area for sampling point (F_o), defined as part of the total area (F) of a

Table 6. **Errors pertaining to the arithmetic mean tenor of gold in gravel in dependence on grid density**

Placer	Area lines	Spacing m	Total area $10^3 \times$ sq.m	Unit area sq.m	No. of samples n	Ma g/cu.m	Vav per cent	$p_1$av	Remark
Shanka	39—61	25	211	2040	105	0,63	92	8,94	workable area
		50		4080	52		87,2	12,05	mainly
		100		8160	26			ND	
		200		16320	13			ND	
Kelecha	66—90	25	310,5	2370	131	1,28	115	10,1	workable area
	66—90	25	533	2200	245	1,01	200	13,3	in whole
Upper Bore	214—252	25	314	2500	125	3,52	102	9,1	worked-out area
	190—220	25	247	2420	102	4,22	108	10,7	in whole
Lower Bore	8—42	25	433,5	2590	167	1,04	98	7,6	in whole
		50		5180	83		98,7	10,7	
		100		10360	46		94,8	14,7	
		200		20720	21		92,5	20,2	
	44—90	25	465	2600	179	0,89	109	8,2	in whole
		50		5200	90		107	11,3	
		100		10400	45		106	16,1	
		200		20800	23		102	21,6	
Kajemiti	4—114	25	787	2500	314	1,67	150	8,5	in whole
		50		5000	157		142	11,4	
		100		10000	78		147	16,6	
		200		20000	39		140	22,3	
	116—138	25	150	2506	60	8,45	140	18,5*	in whole
Burri	0—50	25	600	2500	231	0,32	195	12,8	in whole

ND not determined; * exceptional, erratic value

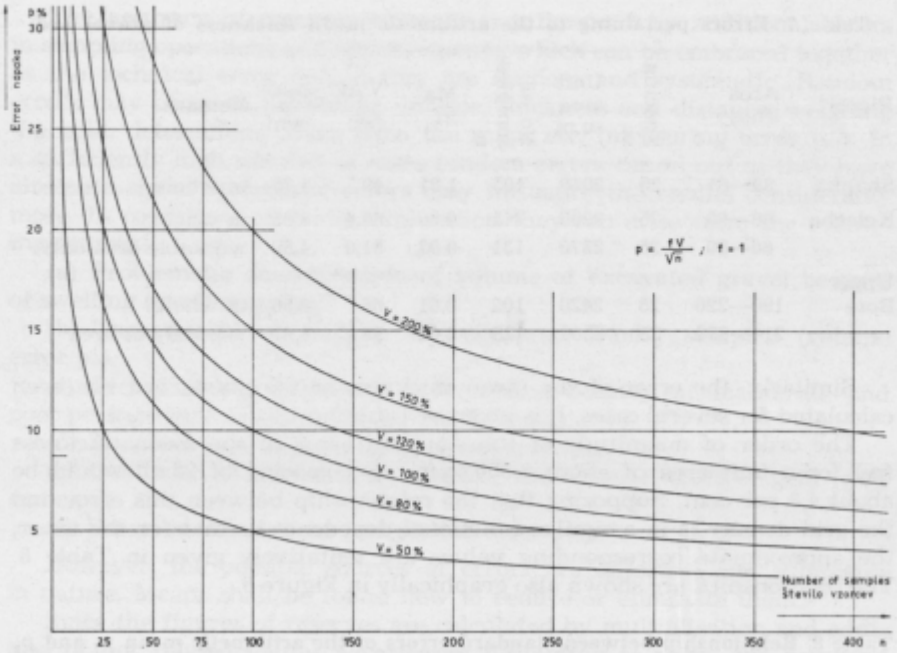


Fig. 5. Relationship between error of the mean and number of samples for different values of coefficient of variation

Sl. 5. Odvisnost napake sredine od števila vzorcev za različne vrednosti koeficienta variacije

placer $F_o = \frac{F}{n}$, the above formula is expressed as $p = V\sqrt{\frac{F_o}{F}}$ and the unit area $F_o = \frac{p^2}{V^2} F$.

If the allowable error is known the unit area can be calculated, determining the density of the exploration grid. For the same error the unit areas are in linear relationship with the total areas. The larger the placer, the fewer openings are required for the same error, and the more economical the exploration.

The unit area for a rectangular 100 × 25 m grid commonly used hitherto in Adola is 2 500 sq.m. The errors pertaining to the arithmetic mean tenor in gravel for this and larger unit areas were calculated for several of the explored Adola placers by omitting the appropriate number of data, considering spacings 25, 50, 100 and 200 m in lines 100 m apart. The average values of errors were calculated of 2, 4 and 8 tests correspondingly. The values are shown in Table 6 together with other data.

The relationship between the standard error of the arithmetic mean tenor (p_1) and the spacing, or the unit area, is given in Table 8. The figures are approximate average values, preference being given to the results from workable areas.

Table 7. **Errors pertaining to the arithmetic mean thickness of gravel bed**

Placer	Area lines	Spacing m	Unit area sq.m	No. of samples n	Ma' m	V'av per	$p_2$av cent	Remark
Shanka	39—61	25	2040	105	1.21	49	4,75	in whole
Kelecha	66—90	25	2200	245	0.80	60,4	3,85	in whole
	66—90	25	2370	131	0.97	51,6	4,50	workable area only
Upper Bore	190—220	25	2420	102	0.61	66	6,56	in whole
	214—252	25	2500	125	0.64	52	4,61	worked-out area

Similarly, the error of the mean thickness of the gravel bed has been calculated for several cases. It is given in Table 7.

The order of magnitude of the standard error of the mean thickness (p_2) for a unit area of about 2 500 sq.m, or a spacing of 25 m, would be about 4,8 per cent. Supposing that the relationship between this error and the grid density is in a similar functional depedence as that for the tenor, the approximate corresponding values are tentatively given in Table 8. The relationships are shown also graphically in Figure 6.

Table 8. **Relationship between standard errors of the arithmetic mean p_1 and p_2 and grid density**

Spacing in lines 100 m apart m	Unit area sq.m	Order of magnitude of standard error in per cent of mean tenor p_1	of mean thickness p_2
10	1000	6	3
25	2500	8,7	4,8
50	5000	11,5	6,4
100	10000	15,8	8,8
200	20000	21	11,7

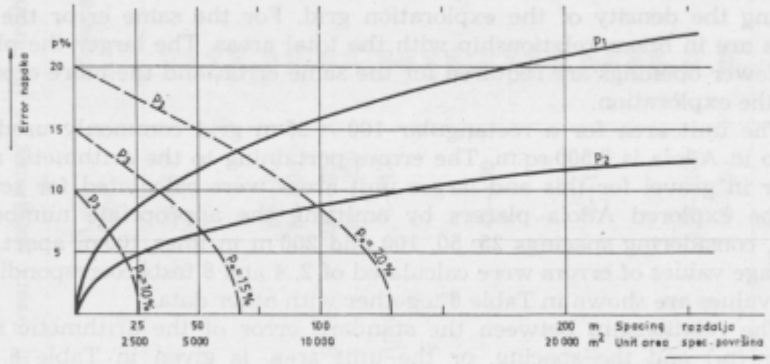


Fig. 6. Relationship between errors p_1, p_2 and p_3 and spacing or unit area
Sl. 6. Odvisnost napak p_1, p_2 in p_3 od razdalje oziroma specifične površine

The accuracy of reserves estimate is influenced by additional errors in sampling operations and measurements, which can be embraced together as the technical error (p_3). Errors are random and systematic. Random errors may occur in measuring volume, thickness and distance, weighing the gold, determining areas from the maps etc. (measuring error p_m). In a sufficiently high number of cases random errors cancel out as they have alternate signs. Systematic errors may influence the results considerably more. In conditions of Adola exploration they can arise from the following sources:

(a) Problematic determination of volume of excavated gravel because of swelling (swell error p_s),

(b) Uncertainity of volume of recovered Banka samples (volume error p_v),

(c) Technical shortcommings in sampling because of inaccurate and poor performance of labour (operation error p_w),

(d) Losses of gold in panning (panning error p_p),

(e) Confusion in evidence of samples, loss or even theft of gold (care error p_c),

(f) Errors in calculations (calculation error p_{cc}).

However, the possible sources of errors are objective and subjective in nature. Means shall be found how to reduce or eliminate them.

Since the figures of reserves are calculated by multiplication and addition of not related values with errors pertaining to them, the resulting error (p_o) is obtained by addition of squares of partial errors

$$p_o^2 = p_1^2 + p_2^2 + p_3^2 \text{ and } p_3 = \sqrt{p_o^2 - p_1^2 - p_2^2}$$

Introducing the guide-values from Table 8 for three cases of allowable error (p_o) 10, 15 and 20 per cent, the corresponding values of technical error (p_3) are shown in Figure 6.

The relationship between the resulting error (p_o) and the unit area or spacing is better illustrated for four cases of technical error (p_3) 5, 10, 15 and 20 per cent in Figure 7. The values are given also in Table 9.

Table 9. **Relationship between resulting error p_o and grid density**

Spacing in lines 100 m apart m	Unit area sq.m	Resulting error p_o in per cent for p_3: 5	10	15	20 per cent
0	0	5	10	15	20
25	2500	11	14	18	22
50	5000	14	16,5	20	24
100	10000	19	21	23,5	27
200	20000	24,5	26	28	31

A general conclusion can be made, however, that in Adola conditions with an estimated margin of technical error $\pm$ 10 per cent the unit area must be kept at about 2 500 sq.m per sampling point, if an approximate

± 10 to 15 per cent degree of reliability of reserves estimate shall be expected. Provided the margin of technical error will be lowered by improved quality of work, the unit area might be enlarged to 5 000 sq.m, especially in large placers.

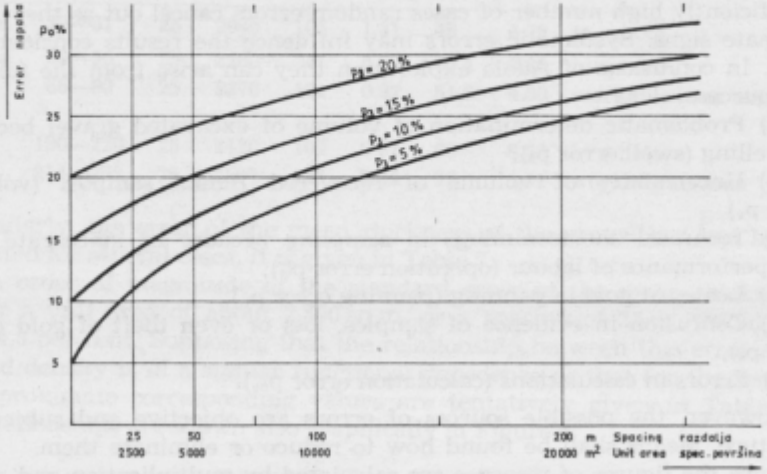


Fig. 7. Relationship between resulting error p_0 and spacing or unit area
Sl. 7. Odvisnost končne napake p_0 od razdalje oziroma specifične površine

From the point of view of variability of placers there is no need to adhere to the introduced 1 : 4 rectangular exploration grid as the anisotropy in placers is not strong. A 50 × 50 m square grid would be well applicable. Even better would be a rhomboid grid with lines 50 m apart and spacing 50 m, the diagonal 100 m in the longitudinal direction of the placer as shown in Figure 8. It could have also a uniform spacing of 54 m between pits, the lines 47 m apart in this case.

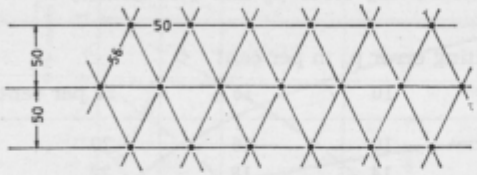


Fig. 8. Proposed rhomboid grid
Sl. 8. Predlagana romboidna mreža

Exploration in rows, however, has certain advantages in hard-passable bush country.

In deciding on the grid density the total area of a placer is to be considered, and the necessary number of samples approximately established. It may be increased or reduced, depending on how the probable errors would be influenced.

Pitting and Banka drilling as sampling methods differ essentially in the quantity of produced samples. In Banka drilling, the obtained core is already a direct partial sample of the placer. In pitting, the relatively large intermediate samples have to be first reduced to partial samples, introducing so an additional reduction error (p_r), which, in turn, is part of the technical error. As Banka sampling is burdened with errors too there is no clear advantage in reliability for one or another of the methods. Anyhow, in groundwater-logged and swampy ground Banka drilling is the only applicable method. Both methods require good organization and supervision.

There is a loss of gold in washing the gravel as well, this being another source of error. The weighing of gold on sensitive analytical balance can be performed accurately.

Pitting. Pitting is a slow process applicable in dry, well-standing ground. Round pits are prefered, the diameter being in the order of 0,7 m. Working at a piece-rate system, the diggers automatically keep the diameter at the minimum.

The unit volume of gravel *in situ* in a 0,7 m diameter pit measures 0,384 cu.m, and about 0,48 cu.m when loosened, its weight nearing a ton. Such a quantity is to large to be washed by panning as is the established practice in Adola. For application of sluice-boxes about 4 cu.m of water would be required per unit volume, a requirement not easily met in mainly dry Adola valleys. In addition, by treating the whole quantity of excavated gravel, the errors in volume as well as losses in handling, transport and washing the gravel are unavoidable. So, the samples must be reduced. In the past, at Adola, the quantity washed in pitting was 0,1 cu.m, or sometimes even 10 random bateas of gravel (about 0,07 cu.m each) were washed only.

The minimum required volume (weight) of one partial sample depends on factors variable within the limits of a placer. The low tenor and very irregular distribution of minute gold grains, together with highly changing size of gravel, would require large samples. On the other hand, the weight of partial samples shall be kept as low as possible from the point of view of economy.

The reduced sample shall represent as closely as possible the tenor of the excavated gravel from the pit. The intermediate sample cannot be worked down as in treatment of samples of primary deposits, and there are no formulae for determining the reliable sample quantity of gold-bearing placers. It is important to keep the granulometric composition of reduced samples as unchanged as possible by having the material completely mixed up. However, the reduction error is lower, the larger the reduced sample and the higher the number of partial samples. Hawing this in mind, the excavated gravel shall not be reduced too much, especially in coarse gravel.

The following procedure has been adopted recently in reducing the intermediate samples. The excavated gravel is piled up on a clean ground,

thoroughly mixed up and flattened on a 15 cm high wooden cross to get it quartered. A channel is made from the periphery to the center of each quarter to fill a standard unit of measurement. It is a trough-like wooden box 15,3 cm high, measuring 60 × 30 cm at the top and 60 × 20 cm at the bottom, its volume being 0,023 cu.m. The gravel in the box is well compacted. Mainly for the sake of easier calculating, and additional sample is taken to have 5 boxfuls as one partial sample, totalling 0.1 cu.m of gravel in a compacted state and weighing about 200 kg.

The volume of samples is problematic because of the swelling of gravel in loose condition. The gain in volume may be the source of a dangerous error. It is measured by the ratio of volume of loose gravel against undisturbed volume (swell factor). Several tests gave values ranging between 1,05 and 1,4. Swell factor varies considerably for different sizes of gravel, which range between that of coarse sand and boulders of several decimeters in diameter. However, an average value of 1,25 has been assumed for Adola gravel, this being, of course, a rough general approximation.

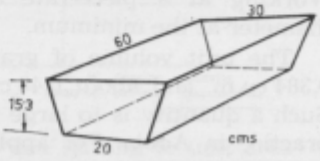


Fig. 9. Dimensions of standard unit of measurement
Sl. 9. Dimenzije standardne merske enote

The dimensions of the standard box (Fig. 9) were established on the assumption that the loose gravel can be compacted to about half of its original undisturbed volume. Thus the volume of compacted gravel in one box would correspond to 0,02 cu. m of undisturbed gravel. It depends also on how well and diligently the compacting and tamping has been done.

Tests were carried out to check the reduction error for the described procedure. The quantity of gold was determined in single boxfuls and a series of 4 boxfuls for which the mean deviation from the arithmetic mean was calculated as given in Table 10.

A roughly calculated average mean deviation of gold tenor in gravel for series of 4 boxfuls (totalling 0,08 cu.m) is in the order of magnitude of 10 per cent. In terms of the average gold tenor of placers, this means a possible reduction error (p_r) of:

± 17 per cent for a placer displaying an average gold tenor of 0,6 g/cu.m
± 10 per cent for a placer displaying an average gold tenor of 1 g/cu.m
± 5 per cent for a placer displaying an average gold tenor of 2 g/cu.m
± 3,3 per cent for a placer displaying an average gold tenor of 3 g/cu.m

The error will be even smaller because 5 boxfuls instead of 4 are used in reducing the intermediate samples. It may be expected to cancel out since the probability of deviations in either direction is equally great.

Table 10. **Mean deviation from the arithmetic mean of gold tenor for series of unit boxes**

Placer	Pit No.	No. of series of 4 boxfuls	No. of boxfuls	Gold quantity as average of n series	Mean deviation per one series	Mean deviation expressed in g/cu.m
		n	N	g	g	
Kelecha	35/100N	8	32	0,040	0,0205	0,20
	35/125N	7	28	0,0094	0,0042	0,05
	39/0	4	16	0,0172	0,0038	0,05
	40/25S	4	16	0,0132	0,0037	0,05
	40/50S	3½	14	0,0429	0,0164	0,20
	40/25N	4	16	0,0077	0,0022	0,03
	40/100N	3	12	0,0073	0,0016	0,02
	40/125N	2	8	0,0061	0,0005	0,01
Ababido	1/0	6	24	0,0183	0,0036	0,04
	2/150W	7	28	0,0621	0,0347	0,40
	2/175W	4	16	0,0175	0,0087	0,11
Burri	0/250W	4	16	0,0355	0,0072	0,09
	0/275W	2	8	0,050	0,010	0,12
		Average		0,0252	0,009	0,10

The same might be expected, however, for the swell error. Under unfavourable conditions the errors may accumulate to a significant systematic error. It is believed that most discrepancies in the past were closely connected with errors in reduction and swelling.

About 10 cm of bedrock is excavated in the pits. In has been a common practice in Adola to wash 1 batea of bedrock only (about 0,007 cu.m). An additional error originates in this way.

Banka hand drilling. Banka drilling is a quick, clean and cheap method if properly executed. It is simple to operate and easy to transport. On the other hand it is not applicable in very coarse gravel and may not be sufficiently accurate because of relatively small volume of core. The evaluation of the data is liable to errors because of uncertain volumes of recovered samples. The general view prevails that banka drilling in placers yields lower results than pitting, and this was proved also in the past for Adola.

6½ inch Banka hand drills have been used in Adola exploration. The method applied recently is basically similar to that suggested by Griffith (1960). In clayey overburden a spiral auger is used. On reaching the gravel, casing is lowered and the depth of overburden noted. The casing is hammered down through the gravel into the bedrock for about 25 cm. The total length of casing is measured, and after pulling it out, the thickness of the penetrated bedrock is established and deducted from the total

length to obtain the thickness of gravel indirectly. A 100 per cent core recovery is (theoretically) assured in this way, and the problematic consideration of swelling of the loosened gravel avoided.

The casing is emptied and the entire quantity of gravel washed as one sample. About 10 cm of bedrock is washed together with the gravel.

Since the diameter of Banka casing is small the recovered volume of gravel per meter is about 0,018 cu.m, and its weight about 36 kg only. The calculation of tenor per cubic meter of gravel is a sensitive operation, depending heavily on the volume gathered inside the casing, which, in turn, is affected by the size of gravel and the sharpness of the cutting edge of the casing shoe. In other words, the diameter of casing to calculate with is a variable quantity which may be the source of a systematic error. Griffith (1960) suggests the use of the external diameter ∅ 165 mm. Internal diameter ∅ 136 mm was used in recent calculations by the author (1970), the choice based mainly on the past results and coarse gravel, but a wide —21 per cent margin of possible error was taken into account. Looking at the section of the cutting-shoe of the casing shown in Figure 10, it is evident that some gravel under the cutting edge will be pushed aside, especially when it is coarse. Cobbles and boulders may even partly or completely block the entrance, bringing up little or no sample at all.

The conclusion is, that in only very fine-grained material, and with a sharp bevelled edge of the cutting shoe, the external diameter shall be used in calculations. The coarser the material the smaller the diameter to be

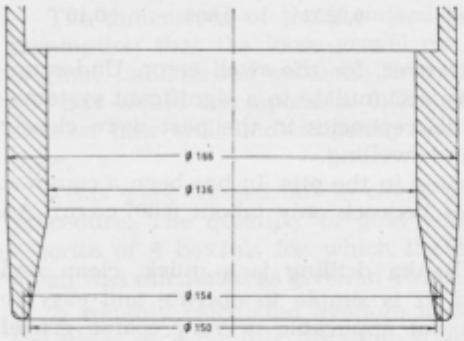


Fig. 10. Section of 6½ inch Banka casing shoe

Sl. 10. Prerez »čevlja« 6½ colskih Banka obložnih cevi

used. No corresponding tests have been made to date. As long as this is not done the median diameter ∅ 150 mm and specific volume 17,7 cu.dm/m might be the best dimension to be considered.

Specific volumes for Banka casing diameters and the differences of volume in per cent with reference to the internal diameter ∅ 136 mm are given in Table 11.

Comparing the quantity of one Banka partial sample (about 36 kg/m) with that in pitting (about 200 kg), the question arises how representative are both samples? There is no reduction in Banka sampling. Samples of regular cylinder form are cut across the gravel bed regulary, and this may be advantageous if compared with a constant volume of partial samp-

Table 11. **Data on specific casing volume in Banka hand drilling**

Diameter ⌀ mm	Theoretical specific casing volume cu. dm per meter	Difference per cent	Remark
136	14,52	0	internal ⌀
150	17,66	21,6	
154	18,62	28,2	
160	20,00	38	
165	21,40	47,5	external ⌀

les in pitting, regardless of the thickness of gravel. The representativeness of Banka samples is theoretically perfect. In practice this is valid for fine-grained material and less for coarse gravel.

Sampling by pitting and Banka drilling is schematically illustrated in Figure 11, with errors listed for both methods. The statistical sum of the reduction error (p_r) plus swell error (p_s) in pitting is confronted with a volume error (p_v) in Banka drilling, the rest of the errors approximately equal in both methods. The sum of both errors in pitting might be expected to range about 10 per cent in average. They are random and may even cancel out. The volume error in Banka sampling is difficult to assess. It may be believed that in average its effect would not be essentially different from the combined effect of both errors in pitting. This question could be answered, at least partially, by a series of comparison experiments.

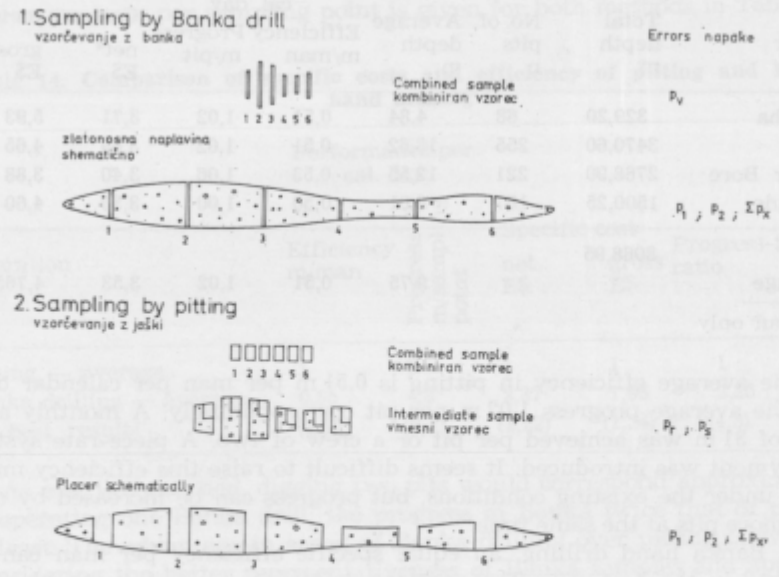


Fig. 11. Schematic illustration of sampling by Banka drilling and pitting
Sl. 11. Shematski prikaz vzorčevanja z napravo Banka in jaški

Hand washing of gold. Gold is recovered from gravel by hand-panning on wooden bateas. Some fine gold may be lost in panning by unskilled panners, or when muddy water is used for washing. Due to the shortage of water this might be quite often the case. The average recowery in panning is not known, but evidence exists that losses do occur and contribute to errors.

Hand panning in Adola is a long established practice, which would be difficult to replace by sluice-boxes, rockers or mechanical pans. Although the capacity of these devices is higher it is questionable if the recovery would be better. Careful handwashing on bateas may yield the best possible recovery if clear water is used, at least comparable to that of mechanical washing plant used in "wet" mining.

Costs and performance

The errors in sampling can be reduced by increasing the number of samples. A balance must be found between the necessary accuracy and the economy of exploration, although in low-grade deposits the expense should not be always the decisive factor.

In hand pitting, a crew of two workers dig one pit. Performance and costs in the recent exploration campaign are given in Table 12.

Table 12. **Performance and specific costs in pitting**

Placer	Total depth m	No. of pits n	Average depth m	Performance per cal. day		Cost per meter	
				Efficiency m/man	Progress m/pit	net* E$	gross E$
Kelecha	329,20	68	4,84	0,51	1,02	3,71	5,93
Burri	3470,60	255	13,62	0,51	1,02	3,69	4,65
Lower Bore	2768,90	221	12,55	0,53	1,06	3,40	3,88
Ababido	1500,25	187	8,01	0,50	1,00	3,30	4,60
Total	8068,95						
Average			9,75	0,51	1,02	3,53	4,765

* labour only

The average efficiency in pitting is 0,51 m per man per calendar day, and the average progress 1,02 m per pit correspondingly. A monthly average of 31 m was achieved per pit or a crew of two. A piece-rate system of payment was introduced. It seems difficult to raise this efficiency much more under the existing conditions, but progress can be increased by digging more pits at the same time.

In Banka hand drilling, an equal specific efficiency per man can be achieved in the best case. The progress, however, is much better than in pitting. A short account of performance and costs in Banka hand drilling is given in Table 13.

Table 13. **Performance and specific costs in Banka hand drilling**

Placer	Total depth m	No. of boreholes n	Performance per cal. day: Average depth m	Efficiency m/man	Progress m/drill	Cost per meter: net E$	gross E$
Wollabo	150,55	41	3,67	0,16	2,56	9	9,5
Awata terraces	131,35	27	4,86	0,26	4,35	9,50	10,15
Kelecha — average	973,42	432	4,57	0,42	6,30	6,58	8,30
best results	(517,80)			(0,57)	(8,60)	(4,32)	(5,92)
Average			4,40	0,28	4,4	8,4	9,3

The collective nature of work under a concentrated supervision and favourable field conditions made it possible to achieve a speed up to 8 times higher than in pitting. In Kelecha, for instance, two or three drills operated simultaneously in tandem, the workers changing continuously in order to reduce breaks in progress. The efficiency was stimulated by a collective bonus system. A crew of 14 drilled 8 m per 8 hours shift, all working phases included. Comparing with the efficiencies of less than 2 m per drill per 8 hours shift achieved in Adola previously, this was about 4 times higher.

The relative comparison of average costs and efficiency per man as well as progress per sampling point is given for both methods in Table 14.

Table 14. **Comparison of specific costs and efficiency of pitting and Banka hand drilling**

Operation	Performance per cal. day: Efficiency m/man	Progress m/sampling point	Specific cost: net E$	gross E$	Progress-to-cost ratio
Pitting — average	1	1	1	1	1
Banka drilling — average	0,55	4,3	2,37	1,95	2,25
best results	(1,12)	(8,4)	(1,22)	(1,24)	(4,3)

As cost is concerned, digging two pits would correspond approximately to operating one Banka drill, the progress in Banka twice that of pitting at least. The advantage in speed of Banka drilling over pitting is evident. Considering the better representativeness of Banka samples and approximately equal average reliability of both methods, Banka sampling is the superior method, especially in favourable conditions and when time is the

decisive factor. On the other hand, linking the accuracy with the cost, the number of pits for the same money is twice that of Banka operation, favourably influencing the reliability but loosing time.

Conclusions

In sampling Adola placers by pitting or Banka drilling an average ± 15 per cent reliability of reserves estimate can be expected in general for a unit area in exploration grid of about 2500 sq.m, provided the sampling operations are carried out carefully.

Banka hand drilling, if properly executed, is generally advantageous over pitting in terms of economic efficiency. Its accuracy depends on the size of gravel and may, however, compete with that obtained by sampling in pitting. Some experiments would be needed to check it. Until further data are available the median diameter of casing shall be considered. Banka method is not applicable in very coarse gravel.

A square grid 50 × 50 m or a rhomboid one 100 × 50 m should be used wherever possible.

In the past, exploration in Adola seems to have been suffering mainly from systematic negative errors attributed to swelling in pitting, and incorrect execution of coring in Banka drilling. The applied unit area of about 2500 sq.m per sampling point was appropriate. As the reliability of data, the gold tenor values are slightly underestimated in average.

In an evaluation attempt such as this, certain assumptions have been made. Hence, no mathematically precise results can be produced, and prescriptions cannot be laid down as how to eliminate the errors. There are many objective and subjective factors involved, some of them hardly controllable in Adola.

Statistična ocena raziskav zlatonosnih naplavin na območju Adole (Južna Etiopija)

Milan Hamrla

V državnem rudniku Adola, okrog 500 km južno od Addis Ababe, pridobivajo zlato iz proda, ki so ga nanesle reke verjetno v pluvialu kvartarja. Doline z zlatonosnimi naplavinami so danes povečini suhe. Prvotna nahajališča zlata so v bližini, vendar niso raziskana. Naplavine leže na predkambrijskih skladih, prekrite pa so z glino. Debelini zlatonosnega proda in prekrivke sta v razmerju 1 : 1 do 1 : 20. Povprečna vsebnost zlata v produ je 1 do 2 g/m³. Zlato pridobivajo ročno in mehanično.

Koeficient variacije vsebnosti zlata v produ se menja med 90 in 200 % za različna nahajališča, za območja naplavin, ki so primerna za izkoriščanje, pa je v povprečku okrog 110 %. Tudi debelina prodne plasti se menja; povprečna vrednost ustreznega koeficienta variacije je 55 %. Zelo slaba inverzna odvisnost vsebnosti zlata in debeline prodne plasti je brez praktičnega pomena.

Naplavine vzorčujejo z jaški ali pa z vrtalno napravo Banka. Kot je pokazalo rudarjenje, so rezultati preteklega raziskovalnega dela podani z negativno sistematsko napako; v resnici so bile pridobljene količine zlata vedno nekoliko večje od izračunanih.

Navadno vzorčujejo po mreži 100 × 25 m, ki ji utsreza specifična površina 2500 m². Rezerve računajo iz povprečne vsebnosti zlata v kubičnem metru proda v prvotnem, zbitem stanju in povprečne debeline prodne plasti. Oba parametra sta kot aritmetična sredina določena z napakama (p_1, p_2), ki rasteta, če je mreža redkejša in specifična površina večja, oziroma število vzorcev manjše. Točnost vzorčevanja je odvisna še od drugih napak, ki jih označimo skupno kot tehnično napako (p_3). Pri jaških sta to predvsem napaki zaradi povečanja volumna izkopanega proda (p_s) in njegovega reduciranja (p_r), pri Banka napravi pa volumska napaka (p_v) zaradi negotovega volumna pridobljenega vzorca v odvisnosti od debeline proda. Vse te napake je številčno težko zajeti, ker so odvisne v glavnem od izredno hitro spremenljive granulacije proda. Tehnično napako ocenjujemo v povprečku z 10 do 15 %.

Končna napaka določitve rezerv zlata v relativno siromašnih adolskih naplavinah ne bi smela biti dosti večja od ± 15 %. Iz grobega računa statistične vsote napak sledi, da tej zahtevi ustreza vzorčevanje v mreži s specifično površino okrog 2500 m² pri sedanjem načinu in točnosti izvedbe. Doslej uporabljena mreža je torej pravilna. Če bi bilo vzorčevanje izvedeno precizneje, bi bilo mogoče mrežo razširiti.

Primerjava učinkovitosti vzorčevanja z jaški in napravo Banka pokaže, da je ta bistveno hitrejša, vendar še enkrat dražja v povprečku. Gre ji prednost. V debelem produ pa njena točnost ni zanesljiva, kar bi bilo treba dognati s poskusi.

References

Arkin, H., Colton, R., 1965, Statistical methods, New York.

Griffith, S., 1960, Alluvial prospecting and mining. London.

Griffith, S., 1968, Report on Adola gold areas. Archives of the Ministry of mines.

Hamrla, M., 1970, Exploration and gold reserves of Kelecha valley. Archives of the Ministry of mines.

Jelenc, D., 1966 a, Adola Gold Placers and Nickel-Chromium Ore Deposits. Geologija 9, Ljubljana.

Jelenc, D., 1966 b, Mineral occurrences of Ethiopia. Addis Ababa.

Kreiter, V., 1968, Geological prospection and exploration. Moskow.

Mohr, P., 1962, The geology of Ethiopia. Addis Ababa.

Žebre, S., 1967, Analysis of production costs in Adola mining. Archives of the Ministry of mines.

Žebre, S., 1968, Prospecting results and ore reserves of gold in Sidamo gold fields. Archives of the Ministry of mines.

Orientacijsko vrednotenje »stopničastih« refrakcijskih diagramov

Janez Lapajne

Z 2 skicama med tekstom

Povzetek

Matematična obdelava diagramov plitve refrakcijske seizmike temelji na predpostavki, da se hitrost seizmičnega valovanja z globino od plasti do plasti veča. Če ta pogoj ni izpolnjen, ni možno eksaktno reševanje brez dodatnih podatkov, npr. iz vrtin. Podana je približna metoda vrednotenja štiriplastnega sistema, v katerem si hitrosti ne slede v zahtevanem zaporedju.

Približen izračun parametrov

Naj velja za štiriplastni sistem, ki ga ponazarja sl. 1, naslednji pogoj:

$$v_0 < v_2 < v_1 \leqslant v\,.$$

Štiriplastni sistem (h_0, v_0; h_1, v_1; h_2, v_2; v) aproksimiramo z dvoplastnim sistemom ($H, \bar{v}$; v). Za ta sistem lahko uporabimo znano formulo dvoplastnega sistema in dobimo:

$$H = \frac{T}{2} \cdot \frac{v \,.\, \bar{v}}{\sqrt{v^2 - \bar{v}^2}} \tag{1}$$

Pri tem je poprečna hitrost $\bar{v}$ definirana s Snellovim zakonom:

$$\bar{v} = v \,.\, \sin i \tag{2}$$

Iz geometrijskih razmerij dobimo:

$$H = \frac{S}{2} \operatorname{ctg} i\,. \tag{3}$$

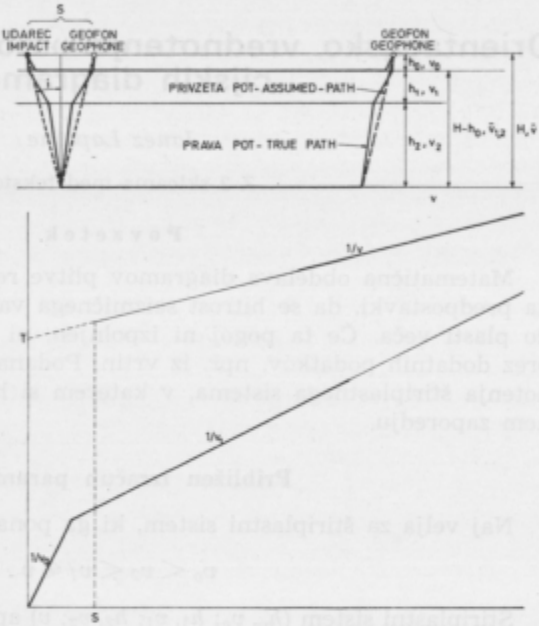
Iz enačb (1), (2) in (3) sledi:

$$H = \frac{1}{2}\sqrt{v\,T\,S} \tag{4}$$

in

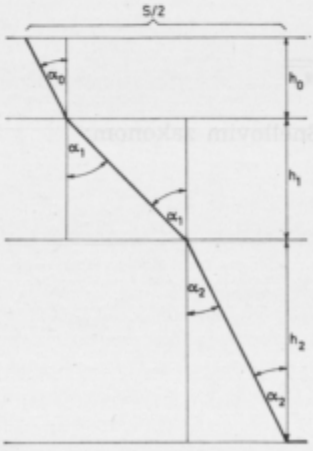
$$\bar{v} = \frac{v}{\sqrt{\frac{v\,T}{S} + 1}}. \tag{5}$$

Ker sta dani v_0 in $\bar{v}$, je mogoče določiti poprečno hitrost za sistem (h_1, v_1; h_2, v_2), moramo pa najprej ugotoviti, kako je $\bar{v}$ določen s parametri h_0, v_0, h_1, v_1, h_2 in v_2.



Sl. 1. Štiriplastni sistem. Valovne poti in refrakcijski diagram

Fig. 1. Fourlayer system. Wave paths and refraction graph



Sl. 2. Povečan del sl. 1.

Fig. 2. Enlarged portion of Fig. 1.

Iz sl. 2 sledijo naslednje relacije:

$$\sin \alpha_0 = \frac{v_0}{v}, \quad \sin \alpha_1 = \frac{v_1}{v}, \quad \sin \alpha_2 = \frac{v_2}{v} \tag{6}$$

in

$$\frac{S}{2} = h_0 \operatorname{tg} \alpha_0 + h_1 \operatorname{tg} \alpha_1 + h_2 \operatorname{tg} \alpha_2 . \tag{7}$$

Iz enačb (6) in (7) ter enačb (2) in (3) sledi:

$$\frac{H \bar{v}}{\sqrt{1 - (\bar{v}/v)^2}} = \frac{h_0 v_0}{\sqrt{1 - (v_0/v)^2}} + \frac{h_1 v_1}{\sqrt{1 - (v_1/v)^2}} + \frac{h_2 v_2}{\sqrt{1 - (v_2/v)^2}}$$

Običajno lahko to enačbo aproksimiramo z naslednjo:

$$H \bar{v} = h_0 v_0 + h_1 v_1 + h_2 v_2 . \tag{8}$$

Glede na enačbo (8) lahko definiramo poprečno hitrost $\bar{v}_{12}$ sistema (h_1, v_1; h_2, v_2) takole:

$$(H - h_0) \bar{v}_{12} = h_1 v_1 + h_2 v_2 , \tag{9}$$

pri čemer je

$$h_1 + h_2 = H - h_0 . \tag{10}$$

Iz enačb (8) in (9) sledi:

$$\bar{v}_{12} = \frac{H \bar{v} - h_0 v_0}{H - h_0} \tag{11}$$

Če lahko ocenimo v_2 iz drugih podatkov (npr. iz vrtin), moremo oceniti debelini h_1 in h_2. Iz enačb (9) in (10) sledi:

$$h_1 = (H - h_0) \frac{\bar{v}_{12} - v_2}{v_1 - v_2}, \tag{12}$$

$$h_2 = (H - h_0) \left(1 - \frac{\bar{v}_{12} - v_2}{v_1 - v_2} \right) \tag{12a}$$

Sedaj lahko z večjo ali manjšo natančnostjo izračunamo oziroma ocenimo parametre izbranega štiriplastnega sistema:

v_0, v_1 in v dobimo neposredno iz diagrama (hodohrone),

h_0 izračunamo iz formule za dvoplastni sistem,

H, $\bar{v}$ in $\bar{v}_{12}$ ocenimo s pomočjo formul (4), (5) in (11),

če lahko ocenimo v_2 iz drugih podatkov, ocenimo h_1 in h_2 s pomočjo formul (12) in (12a).

Zaključek

Natančnost določitve H, $\bar{v}$ in $\bar{v}_{12}$ ter h_1 in h_2 je odvisna od natančnosti ocene razdalje S (to je razdalja, pri kateri dobimo prvi signal od podlage). Iz seizmogramov, ki jih dobimo s pomočjo geofonov in seizmografov, bomo običajno ocenili prevelik S in bo tako tudi napaka v določitvi H, $\bar{v}$, $\bar{v}_{12}$ in vsote $h_1 + h_2$ pozitivna.

Takšno približno vrednotenje je npr. uporabno pri plitvih refrakcijskih raziskavah v okviru seizmičnih mikrorajonizacij, kjer za oceno seizmičnosti ni nujno potrebno natančno poznavanje posameznih debelin in hitrosti (čeprav je zaželeno) in se je mogoče zadovoljiti tudi s poprečji. V splošnem pa imajo rezultati predloženega vrednotenja predvsem orientacijski pomen.

Approximate Solution Method for Velocity Reversals

Janez Lapajne

Shallow refraction profiling formulas are suitable for ordinary circumstances where velocity of rock layers increases with increasing depth. If this is not a case exact solution is not possible without additional data. Approximate solution method is presented for a fourlayer case where the increasing of normal velocity is interrupted by an abrupt decreasing in velocity.

Let to be worth for a system presented in Fig. 1. the subsequent condition:

$$v_o < v_2 < v_1 \leqslant v\,.$$

For this case we can made an estimate of the parameters H, $\bar{v}$ and $\bar{v}_{12}$ from the following approximate formulas derived from Fig. 1. and Fig. 2.:

$$H = \frac{1}{2}\sqrt{v\,T\,S}\,, \quad \bar{v} = \frac{v}{\sqrt{\frac{v\,T}{S} + 1}}, \quad \bar{v}_{12} = \frac{H\,\bar{v} - h_o\,v_o}{H - h_o}$$

If v_2 can be estimated from independent sources, we can estimate also h_1 and h_2 from the relations:

$$h_1 = (H - h_o)\,\frac{\bar{v}_{12} - v_2}{v_1 - v_2}, \quad h_2 = (H - h_o)\left(1 - \frac{\bar{v}_{12} - v_2}{v_1 - v_2}\right).$$

Accuracy of estimation of H, $\bar{v}$, $\bar{v}_{12}$, h_1 and h_2 depends upon accuracy of estimation of distance S (this is a distance from the impact position we get a first signal from the bedrock). Usually the estimated S will be to great and the error in H, $\bar{v}$, $\bar{v}_{12}$ and the sum $h_1 + h_2$ will be positive.

Presented approximate solution method is applicable to seismological microzonings where precise knowledge of individual parameters is not necessary (though desired) but averages can be used. Generally the results of presented method will be of use more as informations and/or guidance.

Literatura

Knox, W. A. 1967, Multilayer Near-Surface Refraction Computations: Seismic Refraction Prospecting, p. 197—216, SEG, Tulsa.

Prospekcija radioaktivnih kamenin v Sloveniji

Veljko Omaljev

Z 10 slikami med tekstom

Vsebina

Uvod 161
Radioaktivni elementi v kameninah 162
Kalij 162
Torij 162
Uran 163
Metode radiometrične prospekcije 164
Radiometrična prospekcija v Sloveniji 166
Ocena raziskanih nahajališč v Sloveniji na podlagi anomalne radioaktivnosti 166
Posavske gube 168
Idrija 168
Cerkno 170
Žirovski vrh 170
Rovte 176
Škofja Loka 176
Trojanska antiklinala 178
Litijska antiklinala 179
Karavanke 179
Kočevska kotlina in Črnomaljska plošča 182
Radiometric prospecting in Slovenia 184
Literatura 185

Uvod

V kameninah in vodi zemeljske skorje so stalno prisotni tudi radioaktivni elementi v obliki raznih mineralov in raztopin. Na oko jih bolj redko najdemo. Zaznamo jih pa na zemeljskem površju z ustreznimi merilnimi instrumenti za registracijo energije in delcev, ki se sproščajo ob razpadanju njihovih atomskih jeder. Po jakosti radioaktivnega sevanja ocenjujemo koncentracijo radioaktivnih elementov v kamenini in vodi. Pri tem moramo vedeti, kolikšni so povprečni ali Clarkovi odstotki posameznih elementov v določenem okolju in kakšna je skupna jakost njihovega sevanja, ki jo imenujemo naravno radioaktivno ozadje. Upoštevati pa moramo tudi vpliv kozmičnega sevanja. Če nam merilni instrument pokaže višje vrednosti sevanja, kot ustreza naravnemu radioaktivnemu

ozadju, govorimo o radioaktivnih anomalijah. Ta pojav so geologi izkoristili za odkrivanje nahajališč nuklearnih surovin.

V tem delu bomo dali kratek pregled radiometrične prospekcije v Sloveniji in preliminarno ocenili pomen anomalij, izmerjenih na nekaterih krajih v določenih geoloških formacijah. Za končno oceno pa je potrebno raziskave nadaljevati.

Radioaktivni elementi v kameninah

Redki so elementi, katerih izotopi so vsi radioaktivni. To so npr. torij, radij in uran. V največ primerih je glavni izotop elementa stabilen, npr. ogljik, kalij in svinec. Pomembni radioaktivni izotopi v kameninah so produkt razpadanja naslednjih treh elementov: kalija, torija in urana. Clarkovi odstotki drugih radioaktivnih elementov so nizki; njihov delež v radioaktivnosti kamenin je tako majhen, da ga pri ocenjevanju lahko zanemarimo.

Kalij

Naravni kalij sestoji iz treh izotopov: $_{19}K^{39}$ (93,08 %), $_{19}K^{40}$ (0,0119 %) in $_{19}K^{41}$ (6,91 %). Radioaktiven je K^{40}, ki ga je količinsko najmanj. Njegova razpolovna doba je $1{,}27 \times 10^9$ let. Ob razpadanju oddaja v 89 % primerov beta žarke in prehaja v stabilni izotop kalcija $_{20}Ca^{40}$. V 11 % primerov oddaja ob razpadanju tudi gama žarke velike energije. Beta žarki so slabo prodorni in povzročajo nizko stopnjo ionizacije, gama žarki pa imajo veliko prodorno moč. Radioaktivnost kamenin na podlagi tega kalijevega izotopa ima majhno intenziteto.

Kalij je v zemeljski skorji zelo razširjen. Največ ga je v kislih alkalnih kameninah. Njegov odstotek pada, če se znižuje odstotek kremenice. V bazičnih in ultrabazičnih kameninah ga praktično ni. Ob razpadanju kislih magmatskih kamenin ne potuje ves kalij do morja. V glavnem ga prej absorbirajo kaolinski minerali. Clarkov odstotek kalija v granitih je okrog 4 %, radioaktivnega K^{40} je torej okrog 5 ppm. Povprečje radioaktivnega kalija v kameninah je 2 do 3 ppm. Naravno radioaktivno ozadje kamenin, ki izvira od kalija, pride do izraza samo v kislih magmatskih kameninah. Jakost radioaktivnosti kamenin, ki vsebujejo 1 % kalija, je 2 μR/h.

Torij

Naravni torij ima atomsko težo 232,12 in sestoji iz izotopov z atomskimi težami 227, 228, 230, 232 in 234; prevladujejo težji izotopi. Glavni sestavni del naravnega torija je $_{90}Th^{232}$, ostali štirje izotopi so produkt radioaktivnega razpada urana in torija. Med njimi je najbolj razširjen Th^{234}, ki je neposreden potomec U^{238}.

V zemeljski skorji je torij zelo razširjen, Clarkovo povprečje znaša 10 ppm. Največ ga je v kislih in intermediarnih magmatskih kameninah ter v produktih kontaktno pneumatolitskih procesov. Po preperevanju magmatskih kamenin potuje torij le v obliki detritusa in pride v morje v suspenziji. V klastičnih sedimentih se nahaja torij najbolj pogosto v fragmentih magmatskih kamenin. Clarkovo povprečje torija v magmat-

skih kameninah je 10 do 20 ppm, povečini pa 12 do 15 ppm. V kemičnih usedlinah ga praktično ni.

Radioaktivno razpadanje Th^{232} je kompliciran, ker so novonastali izotopi tudi radioaktivni. Th^{232} ima 10 radioaktivnih potomcev, končni produkt pa je stabilen izotop svinca $_{82}Pb^{208}$. Th^{232} ima najdaljšo razpolovno dobo med vsemi naravnimi radioaktivnimi elementi: $1{,}42 \times 10^{10}$ let. Razpolovne dobe njegovih potomcev pa so kratke; najdaljša je 6,7 dni, ki jo ima njegov neposredni potomec $_{88}Ra^{228}$. Torij hitro vzpostavi radioaktivno ravnotežje — že v desetih letih, in je v kameninah vedno v ravnotežju s svojimi potomci. Radioaktivnost kamenin z 10 ppm Th^{232} je 4 μR/h. Zaradi visokega Clarkovega odstotka je torij najpomembnejši povzročitelj radioaktivnosti kamenin.

Uran

Naravni uran je v glavnem zmes U^{235} (0,71 %) in U^{238} (99,28 %), medtem ko je U^{234} potomec U^{238} in ga je v prirodi samo 0,01 %. Tudi uran je v kameninah precej razširjen. Clarkovo povprečje v zemeljski skorji je 3 ppm. Največ ga je v kislih in intermediarnih magmatskih kameninah, v bazičnih in ultra bazičnih pa ga je zelo malo, kar kaže naslednji pregled:

kisle kamenine 3,5 do 7 ppm, povprečno 4 ppm
srednje kisle kamenine 1,4 do 5,6 ppm, povprečno 2 ppm
bazične kamenine 0,2 do 1,8 ppm, povprečno 0,6 ppm
ultrabazične kamenine 0,003 do 0,08 ppm

Clarkovo povprečje urana v magmatskih kameninah ni stalno, nekatere kisle (alkalne) predornine ga vsebujejo več deset do sto ppm.

Pri preperevanju kamenin se štirivalentni uran v vodi oksidira in prehaja v uranil ion.

$$U^{4+} + 2H_2O \rightarrow (U^{6+}O_2^{2-})^{2+} + 4H^+$$

Štirivalentni uran se v vodi težko topi, šestvalentni pa je v obliki uranil iona v vodi lahko topljiv in v ugodnem okolju potuje v morje. Geokemična pot urana se torej razlikuje od torijeve in kalijeve; torij se prenaša v glavnem v mehaničnem detritusu, kalij pa se absorbira v glinah. Uranil ion ima velik radij, precej večji kot drugi dvovalentni kationi. Zato že pri najnižjih koncentracijah nastajajo sekundarni uranovi minerali. Rad se veže z anioni PO_4^{3-}, VO_4^{3-}, AsO_4^{3-} in SiO_2 v težkotopne spojine.

V redukcijskem okolju se uran tudi lahko reducira, posebno v prisotnosti žveplovega vodika. V supergenetskem okolju se uran obori iz vode na ta način, da negativno naelektreni koloidi (silikati, manganovi hidroksidi, minerali glin in humus) adsorbirajo uranil ion. Pomembna je adsorbcija v organskih snoveh, zlasti v bitumenskih.

Glavni izotop urana $_{92}U^{238}$ oddaja α žarke. Njegova razpolovna doba je $4{,}5 \times 10^9$ let. Njegovi radioaktivni potomci oddajajo α in β žarke z različno intenziteto gama sevanja. Neposredni potomec je Th^{234} z razpolovno dobo 24,1 dni. Naslednji člen je U^{234} z dolgo razpolovno dobo $2{,}48 \times 10^5$ let brez gama sevanja. Najmočnejše gama sevanje imajo Ra^{226} ($1{,}62 \times 10^3$ let),

Pb^{214} (26,8 minut) in Bi^{214} (19,7 minut). Radioaktivno ravnotežje celotnega niza se vzpostavi v dolgi geološki dobi okrog 1 milijona let. Radioaktivno ravnotežje med U^{238} in Ra^{226} je eden izmed kriterijev za oceno gospodarskega pomena uranovega nahajališča.

Tudi U^{235} oddaja α žarke ob močnem gama sevanju. Razpolovna doba tega očeta radioaktivne družine je sorazmerno kratka — znaša 7×10^8 let. To je razlog, da ga je v naravnem uranu količinsko malo. Razen neposrednega potomca Pa^{231} ($3{,}43 \times 10^4$ let) imajo vsi drugi radioaktivni potomci kratke razpolovne dobe. Večina členov te radioaktivne vrste oddaja močno gama sevanje. Končni produkt radioaktivnega razpada U^{235} je stabilen Pb^{208}. Radioaktivno ravnotežje se vzpostavi v kratki geološki dobi okrog 35 000 let.

Naravni uran je v ravnotežju s svojimi radioaktivnimi potomci pomemben vir radioaktivnosti kamenin. Ekvivalentni količini urana za elementarno količino sevanja sta za torij 0,27 in za kalij $1{,}52 \times 10^{-4}$. Uran je precej bolj radioaktiven kot drugi radioaktivni elementi. Kamenina z 10 ppm urana ima jakost sevanja 10 μR/h.

Jakost kozmičnega sevanja na zemeljskem površju je do 6 μR/h. Za oceno radioaktivnosti kamenine ali določene geološke litološke enote moramo ugotoviti parcialna sevanja, ki so posledica Clarkovih povprečij torija, urana in kalija. V ta namen je treba določiti vsebnost teh elementov v kamenini.

Metode radiometrične prospekcije

Naravno radioaktivnost kamenin merimo z ustreznimi terenskimi instrumenti, npr. Geiger-Müllerjevimi števci ali s scintilometri. Razlikujemo regionalno, poldetajlno in detajlno radiometrično prospekcijo.

Regionalna prospekcija raziskuje radioaktivnost geoloških formacij in ugotavlja naravno radioaktivno ozadje na širšem prostoru v majhnem merilu, 1 : 25.000 ali še manjšem. Po rezultatih meritev se ocenjujejo posamezne geološke formacije glede na možnost nastopanja uranovih in torijevih nahajališč.

Poldetajlna radiometrična prospekcija je omejena na manjši prostor. Določene geološke litološke enote raziskujemo v merilih 1 : 5000 do 1 : 10 000 tako na gosto, da zanesljivo najdemo radioaktivne anomalije, če obstajajo.

Z detajlno prospekcijo kontroliramo najdene anomalije. Merimo sistematično po zelo gosti mreži. Vzporedno izvajamo razkope, manjša rudarska dela in plitvo vrtanje. Če pri tem najdemo rudni izdanek, postane anomalija radioaktivnosti rudna anomalija. Po rezultatih detajlne prospekcije končno ocenimo pojav anomalne radioaktivnosti.

Metode radiometrične prospekcije so naslednje:

P e š p r o s p e k c i j a. Prednost te metode je v neposrednem stiku prospektorja s kameninami; instrument se prisloni na kamenino. Pri tem je možno meritve detajlirati brez dodatnih del.

Ta metoda je poceni in daje dobre rezultate posebno na odkritih terenih ter v koritih rek in potokov. Uporabna je kot regionalna, poldetajlna in

detajlna. Druge metode (avionska in avtomobilska) se pogosto dopolnjujejo s peš prospekcijo.

Avtomobilska prospekcija. Radiometer, montiran na terensko vozilo, omogoča merjenje radioaktivnosti po poteh. Ta metoda je enostavna in tudi poceni, vendar je neugodno to, da je uporabna samo po prevoznih trasah. Zato se uporablja le v regionalnem in poldetajlnem obsegu na terenih z gosto mrežo poti.

Avionska prospekcija. Posebni radiometri se montirajo na letala in helikopterje. Ta metoda je uporabna predvsem za regionalno prospekcijo velikih površin, vendar je zelo draga. Letala so primerna le za prospekcijo ravnih površin. Najdražja metoda je helikopterska, ki se uporablja na goratem ozemlju. Anomalije radioaktivnosti kontroliramo po drugih metodah.

Merjenje radioaktivne emanacije. V družinah radioaktivnih elementov Th^{232}, U^{235} in U^{238} je eden izmed članov plemeniti plin radon, ki sestoji iz treh izotopov. Najbolj razširjen je Rn^{222}, ki je potomec U^{238}, in ima razpolovno dobo 3,82 dni, kar zadostuje, da lahko potuje precej daleč po razpokah v kameninah, zemljiščih in podzemeljski vodi. Nasprotno pa ima Rn^{219}, ki je potomec U ^{235}, zelo kratko razpolovno dobo 3,92 sekunde in ga je v naravi zelo malo. Nekoliko bolj razširjen je potomec Th^{232} toron Rn ^{220}. Ima razpolovno dobo 52 sekund in ne potuje daleč, nabere pa se ga toliko, da nastane plinska avreola precejšnje koncentracije.

Navzočnost radona in njegovih radioaktivnih potomcev ugotavljamo tako, da iz določene globine zemljišča vsrkamo z ustrezno sondo zrak v ionizacijsko celico. Po stopnji ionizacije v določenem času sklepamo na izotopno sestavo in koncentracijo radona. Toron vzpostavi ravnotežje s svojimi potomci že v treh minutah, radon pa potrebuje za to tri ure.

Merjenje radioaktivne emanacije se redko uporablja kot raziskovalna metoda za regionalno prospekcijo, bolj pogosto pa pri poldetajlni in detajlni prospekciji po profilih. Ta metoda daje dobre rezultate v zmerno vlažni klimi.

Gama sondiranje. Po tej metodi merimo radioaktivnost v plitvih sondah v deluviju, zlasti radioaktivnost mehaničnih avreol na rudnih izdankih. Merimo le do določene globine, ali pa do različnih globin. Klima na to metodo ne vpliva v večji meri, vendar je globlje sondiranje v večjih sušah oteženo.

Za regionalno prospekcijo se gama sondiranje redko uporablja, ustreza pa za poldetajlno in detajlno prospekcijo zlasti na pokritih terenih, kjer s peš prospekcijo ne dobimo dobrih rezultatov.

Prospekcija spotoma. V prvih dneh prospekcije urana so na široko organizirali tako imenovano lovsko prospekcijo. Terenskim delavcem (geologom, rudarjem, gozdarjem, poljedelcem in dr.) so dali Geiger-Müllerjeve števce, da bi pri svojem rednem delu merili tudi radioaktivnost. Od časa do časa so jih obiskovali strokovnjaki in kontrolirali prijavljene pojave radioaktivnosti. Tudi danes geologi in ljudje drugih poklicev merijo radioaktivnost spotoma, ko kartirajo ali opravljajo druga terenska dela. Sem štejemo tudi revizijo rudarskih del, tj. meritve radioaktivnosti

v jamskih prostorih obratujočih in dostopnih rovih opuščenih rudnikov in premogovnikov. Prav tako spotoma opravijo gama karotiranje globokih raziskovalnih vrtin, ki jih sicer vrtajo v druge namene, npr. za raziskavo plinskih in naftnih nahajališč.

Radiometrična prospekcija v Sloveniji

Takoj po drugi svetovni vojni so tudi v Sloveniji pričeli iskati nuklearne surovine. Pri reviziji slovenskih rudnikov so v Idriji izmerili zvišano radioaktivnost skrilavca skonca. V letih 1951 in 1952 so v idrijski okolici do Škofje Loke izvedli regionalno in poldetajlno peš prospekcijo, vendar ugodnih rezultatov niso dosegli.

Leta 1953 so našli zvišano radioaktivnost premoga v Kočevju, Kanižarici in Vremskem Britofu. Še istega leta so pričeli s poskusnim kurjenjem radioaktivnega premoga v treh podjetjih, ki so se obvezala, da bodo shranjevala pepel. Sistematično je bil raziskan premogovnik Kočevje. Leta 1957 so z raziskavami prenehali, ker ni bilo rešeno vprašanje predelave uranskega premoga v koncentrat.

Prvi pomemben uspeh na področju raziskav jedrskih surovin v Sloveniji je prinesla radiometrična prospekcija grödenskega peščenjaka na Žirovskem vrhu leta 1960. Z razkopi in kratkimi rovi so našli prve rudne pojave. Naslednje leto so nadaljevali z rudarskimi raziskavami in vrtanjem. Prav tako so nadaljevali poldetajlno radiometrično prospekcijo na območju Žirovski vrh—Praprotno—Zminec—Škofja Loka. Uporabili so metode peš prospekcije, radioaktivne emanacije in gama sondiranja, da bi ugotovili najustreznejšo metodo za detajlno prospekcijo glede na klimo.

Leta 1962 so izvedli poldetajlno prospekcijo proti Sovodnji in Cerknemu. Pri tem so raziskali tudi območje kremenovega porfirja. Na Žirovskem vrhu so nadaljevali poldetajlno in detajlno prospekcijo z gama sondiranjem in manjšimi razkopi.

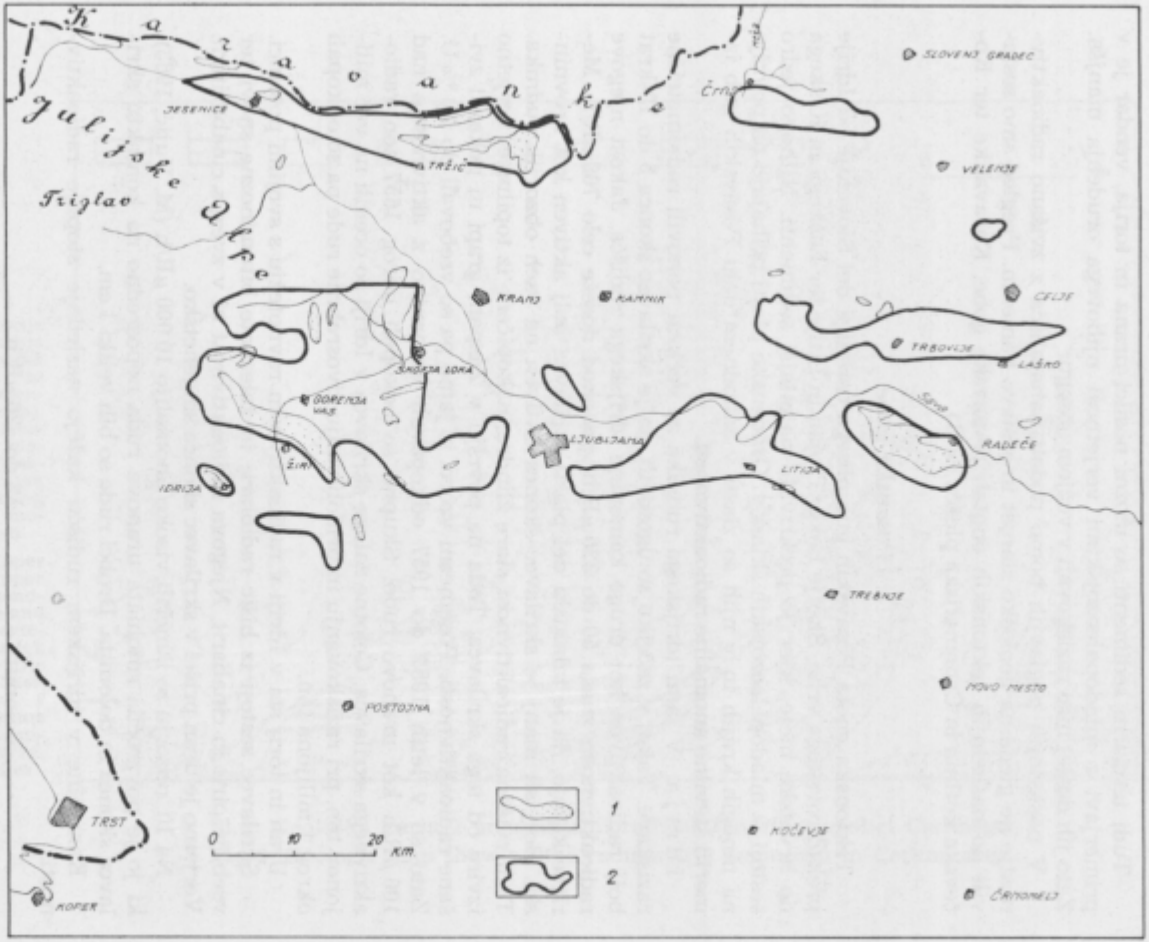
V letu 1963 so poldetajlno raziskali granitni masiv Črne in njegov pokrov. Na krajih anomalne radioaktivnosti so še istega leta pričeli z detajlno prospekcijo, ki so jo končali naslednje leto. Nato so glavne raziskave koncentrirali na Žirovskem vrhu. Drugod so le spotoma izvajali prospekcijo rudnikov in gama karotiranje vrtin, zlasti v grödenskem peščenjaku.

Ocena raziskanih nahajališč v Sloveniji na podlagi anomalne radioaktivnosti

Doslej so v Sloveniji našli zvišano radioaktivnost v sedimentih mlajšega paleozoika. Starejši sedimenti so v Sloveniji le malokje odkriti in ne kažejo radioaktivnih pojavov.

Kisle in intermediarne magmatske kamenine so na splošno možni nosilci jedrskih snovi. Intruzivne kamenine je erozija odkrila na Pohorju in v Črni na Koroškem. Te globočnine spremljajo mlajše predornine in tufi.

Med predorninami je zanimiv kremenov porfir v okolici Cerknega, ker ima z njim lahko genetsko zvezo uranova ruda na Žirovskem vrhu.



Sl. 1. Skica radiometrično raziskanih delov Slovenije

1 grödenske plasti
2 raziskano območje

Fig. 1. Sketch map showing the areas of Slovenia prospected by radiometric methods

1 Gröden beds
2 Prospected area

Tudi terciarni sedimenti so možni nosilci urana in torija, vendar je v primerjavi z mladopaleozojskimi verjetnost njihovega orudenja manjša. Zato jih doslej niso raziskovali v večjem obsegu.

V naslednjih poglavjih bomo podali nahajališča z zvišano radioaktivnostjo ne glede na geološko starost in sestavo kamenin. Pregled smo sestavili po naslednjih tektonskih enotah: Posavske gobe, Karavanke ter Kočevska kotlina in Črnomaljska plošča (sl. 1).

Posavske gube

Tektonska enota Posavskih gub obsega osrednji del Slovenije od Idrije prek Žirovskega vrha, Škofje Loke, Trojan in Litije ter Laškega in Krškega do hrvatske meje, kjer jo prekrivajo najmlajši sedimenti. Njihovo jedro sestoji iz mladopaleozojskih skladov. Grödenske plasti prihajajo na površje na mnogih krajih in v njih so zlasti v zahodnem delu Posavskih gub izmerili številne anomalije radioaktivnosti.

I d r i j a. V jami idrijskega rudnika so večkrat ponovili radiometrične raziskave. Takoj v začetku so ugotovili, da je skrilavec skonca 5 do 10-krat bolj radioaktiven kot druge kamenine idrijskega rudišča. Jakost njegove radioaktivnosti znaša 50 do 320 μR/h, ponekod doseže celo 700 μR/h. Meritve kažejo, da je talninski del plasti skrilavca bolj aktiven kot krovninski. Bolj ali manj je skrilavec skonca aktiven na vseh obzorjih rudnika. Tudi zvišana radioaktivnost stare žlindre, nakopičene iz topilnice, verjetno izvira od tega skrilavca. Toda na površju v Zaspani grapi ni pokazal zvišane radioaktivnosti. Posamezni vzorci iz jame pa so vsebovali do 0,2 % U. Zato so v letih 1953 do 1957 odkopavali kamenino z aktivnostjo nad 100 μR/h kot uranovo rudo. Skupno so odkopali okrog 1657 ton radioaktivnega skrilavca. Celotne zaloge skrilavca v Idriji so ocenili na več milijonov ton, pri raziskovanju in pridobivanju živosrebrne rude pa so odkopali okrog 1 milijona ton.

Uran in torij sta v Idriji v radioaktivnem ravnotežju s svojimi potomci.

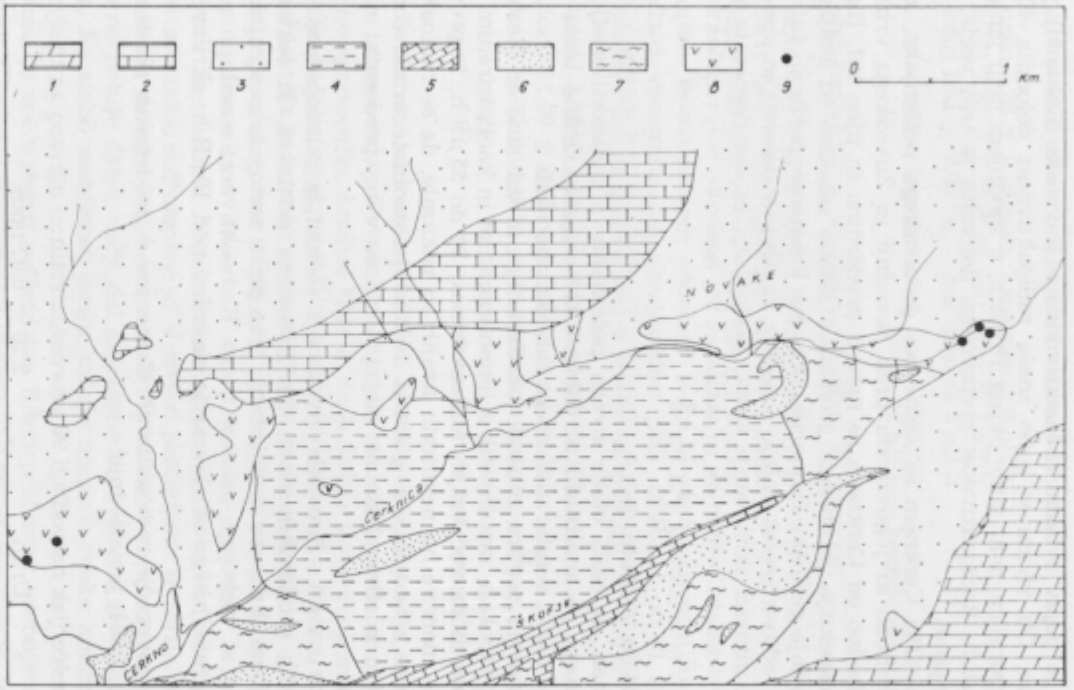
Skrilavec sestoji iz hišic radiolarij in železnate bituminozne snovi ter vsebuje pirit in cinabarit. Njegova radioaktivnost ni v zvezi s cinabaritom. Verjetno je uran prišel v skrilavec skonca singenetsko.

Na 10. obzorju so izmerili visoko anomalijo 10 000 μR/h (M. Vujić, 1963), ki jo je povzročila smolnata uranova ruda neposredno na kontaktu skrilavca skonca in dolomita. Drobci rude so bili veliki 1 cm.

Kamenine v idrijskem rudišču kažejo naslednje stopnje radioaktivnosti:

dolomit	12 do 20 μR/h
tuf	25 do 30 μR/h
konglomerat	15 do 25 μR/h
skrilavec	30 do 50 μR/h
skrilavec skonca	50 do 320 μR/h, ponekod še več.

V idrijski jami so našli tudi sivi grödenski peščenjak, ki je pa drugačen kot na Žirovskem vrhu. Je dobro sortiran in cementiran. Odložen je bil verjetno dlje od obale. Zvišane radioaktivnosti ne kaže.



1 glavni dolomit (zgornja triada), *2* apnenec (zgornja triada), *3* tufski peščenjak in skrilavec (srednja in zgornja triada), *4* werfenske plasti (spodnja triada), *5* apnenec in dolomit (zgornji perm), *6* grödenske plasti (srednji perm), *7* glinasti skrilavec in peščenjak (srednji ali zgornji karbon), *8* kremenov porfir, *9* anomalije radioaktivnosti

1 upper dolomite (Upper Triassic), *2* limestone (Upper Triassic), *3* tuffaceous sandstone and shale (Middle and Upper Triassic), *4* Werfenian beds (Lower Triassic), *5* limestone and dolomite (Upper Permian), *6* Gröden beds (Middle Permian), *7* shale and quartz sandstone (Middle or Upper Carboniferous), *8* quartz porphyry, *9* radiometric anomalies

Sl. 2. Geološka karta z anomalijami radioaktivnosti v okolici Cerknega
Fig. 2. Geologic map showing the radiometric anomalies in Cerkno area

Zanimiv je pojav zvišane radioaktivnosti v Ravenski (Čelikovi) jami nad Želinjem. Ob vhodu v jamo znaša radioaktivnost dolomita 40 do 50 μR/h, v zgornjem delu jame okrog 18 μR/h, v spodnjem delu jame pa 200 do 350 μR/h. Radioaktivnost preperelega dolomita je tem večja, čim dlje gremo v jamo.

C e r k n o. Pri Cerknem se začne pas grödenskega peščenjaka, ki se vleče proti vzhodu in jugovzhodu prek Sovodnji in Žirovskega vrha do Smrečja. Zahodno od Cerknega se nahaja predornina in njen tuf. Radiometrična prospekcija je obsegla grödenske sklade zahodno od Poljanske Sore ter sosednje geološke formacije vključno kremenov porfir in tuf.

Najnižjo radioaktivnost kažejo sosednje kamenine, dolomit in apnenec 5 do 7 μR/h, glinasti skrilavec z vložki peščenjaka in konglomerata pa 6 do 8 μR/h. Grödenski peščenjak in skrilavec sta nekoliko bolj radioaktivna: rdeč 7 do 9 μR/h in siv 10 do 12 μR/h. Podobno radioaktivnost imajo rabeljske plasti (9 do 11 μR/h). Bolj radioaktivna sta kremenov porfir in njegov tuf (14 do 16 μR/h).

Pri Fužinah so našli bloke sivega peščenjaka z radioaktivnostjo do 100 μR/h. Vzorec so analizirali in dobili 0,03 % urana. Očitno bloki niso mogli priti od daleč, vendar ustreznega izdanka niso našli.

V kremenovem porfiru zahodno od Cerknega in vzhodno od Novakov (sl. 2) so ob razpokah, zapolnjenih z limonitiziranim in kaoliniziranim materialom, izmerili na več krajih radioaktivnost 30 do 35 μR/h. Improvizirane detajlne meritve na nekaterih krajih so pokazale, da se radioaktivnost zmanjšuje z naraščajočo globino. Indikacija smolnate uranove rude v kremenovem porfirju kaže na možnost, da se v tej predornini najde uranova ruda.

Ž i r o v s k i v r h. Žirovski vrh sestoji večidel iz mladopaleozojskih sivih in rdečih grödenskih plasti ter glinastega skrilavca, ki tektonsko leže na triadnem skrilavcu in dolomitu. Sive plasti sestoje iz peščenjaka in konglomerata in vsebujejo uranovo rudo. Radioaktivnost sosednjih plasti (dolomita in rabeljskega skrilavca) je navadno pod 10 μR/h; skrilavec je bolj aktiven.

Clarkovo povprečje radioaktivnih elementov v grödenskih plasteh (S. G o j k o v i ć, 1964) je naslednje:

1. rdeči peščenjak na podlagi 90 vzorcev iz vrtin:

Uran	2,26 $\pm$ 0,07 ppm
torij	12,42 $\pm$ 0,36 ppm
kalij	2,14 $\pm$ 0,21 ppm

Ekvivalentena radioaktivnost kamenin rdečih plasti, izračunana na podlagi tega povprečja je:

za uran	2 μR/h
za torij	5 μR/h
za kalij	4 μR/h
skupaj	11 μR/h + kozmično sevanje

2. sivi peščenjak na podlagi 111 vzorcev iz vrtin:

uran 5,76 ± 0,26 ppm, kar ustreza 6 μR/h
torij 7,84 ± 0,29 ppm, kar ustreza 3 μR/h
kalij 1,61 ± 0,06 %, kar ustreza 3 μR/h

12 μR/h + kozmično sevanje

sivi peščenjak s površja na podlagi 36 vzorcev:

uran 4,41 ± 0,36 ppm, kar ustreza 4 μR/h
torij 7,82 ± 0,52 ppm, kar ustreza 3 μR/h
kalij 1,66 ± 0,14 %, kar ustreza 3 μR/h

10 μR/h + kozmično sevanje

vložki rdečega peščenjaka v sivem na podlagi 24 vzorcev:

uran 2,52 ± 0,20 ppm, kar ustreza 3μ R/h
torij 11,09 ± 0,63 ppm, kar ustreza 4 μR/h
kalij 2,45 ± 0,17 %, kar ustreza 3 μR/h

skupaj 10 μR/h + kozmično sevanje

Radioaktivtni elementi v količini Clarkovega povprečja so prišli v kamenine singenetsko. Prvotno stanje se med diagenezo in epigenezo ni bistveno spremenilo. Analize kažejo, da je kalija več v rdečem peščenjaku, kar velja tudi za njegove vložke v sivem peščenjaku. Vzorci sivega peščenjaka s površja in iz vrtin vsebujejo enako količino kalija.

Torija je znatno več v rdečem peščenjaku, kar velja tudi za vložke rdečega peščenjaka v sivem. Njegova količina ustreza Clarkovemu povprečju v kameninah. Visoka vsebnost torija kaže na kontinentalno ali epikontinentalno sedimentacijo. V sivem peščenjaku je torija precej manj, kar kaže na morsko sedimentacijo. Torij se težko topi, zato med sedimentacijo ne potuje daleč, večji del ga ostane na kopnem in v obalnem pasu morja. Na slabo mobilnost torija kažejo njegove enake količine v sivem peščenjaku na površju in v vrtinah.

Urana je več v sivem peščenjaku. Rdeči peščenjak vsebuje manj urana kot znaša Clarkovo povprečje v kameninah zemeljske skorje, to velja tudi za vložke rdečega peščenjaka v sivem. Sivi peščenjak vsebuje enake količine urana kot kisle magmatske kamenine. Zanimivo je, da vzorci sivega peščenjaka s površja vsebujejo manj urana kot jedra vrtin (iz večjih globin). Kaže, da okrog 20 % urana spere podzemeljska voda, ki vsebuje kisik.

Disperzija uranovih odstotkov je vedno večja od torijevih. V rdečem peščenajku je torijeva disperzija manjša kot v sivem. Isto je še bolj poudarjeno pri uranu; v rdečem peščenjaku je njegova disperzija 30 %, v sivem pa 50 %. Ta razlika je posledica razmerja med topljivim in netopljivim uranom. Rdeči peščenjak vsebuje precej manj topljivega urana

kot sivi. Zato v površinskih delih pride do migracije, oziroma izpiranja urana v glavnem v sivem peščenjaku.

Na podlagi odstotkov radioaktivnih elementov izračunani naravni radioaktivni ozadji sivega in rdečega peščenjaka sta enaki. Toda radioaktivnost sivega peščenjaka je kvalitetnejša, ker prihaja večji del njegovega parcialnega sevanja od urana.

V sivem peščenjaku so izmerili zvišano radioaktivnost na mnogih naravnih in umetnih izdankih, v koritih in na bregovih potokov ter v cestnih vsekih. Anomalno radioaktivnost so pokazali celo posamezni bloki v potokih. V nekaterih blokih so našli sekundarne uranove minerale, ko so jih razbili.

Prvo anomalijo radioaktivnosti so izmerili med peš prospekcijo na severovzhodnem pobočju Žirovskega vrha dne 29. maja 1960 (D. I v a n o v i ć, 1961). Rezultate te prospekcije bomo opisali na kratko (glej sl. 3).

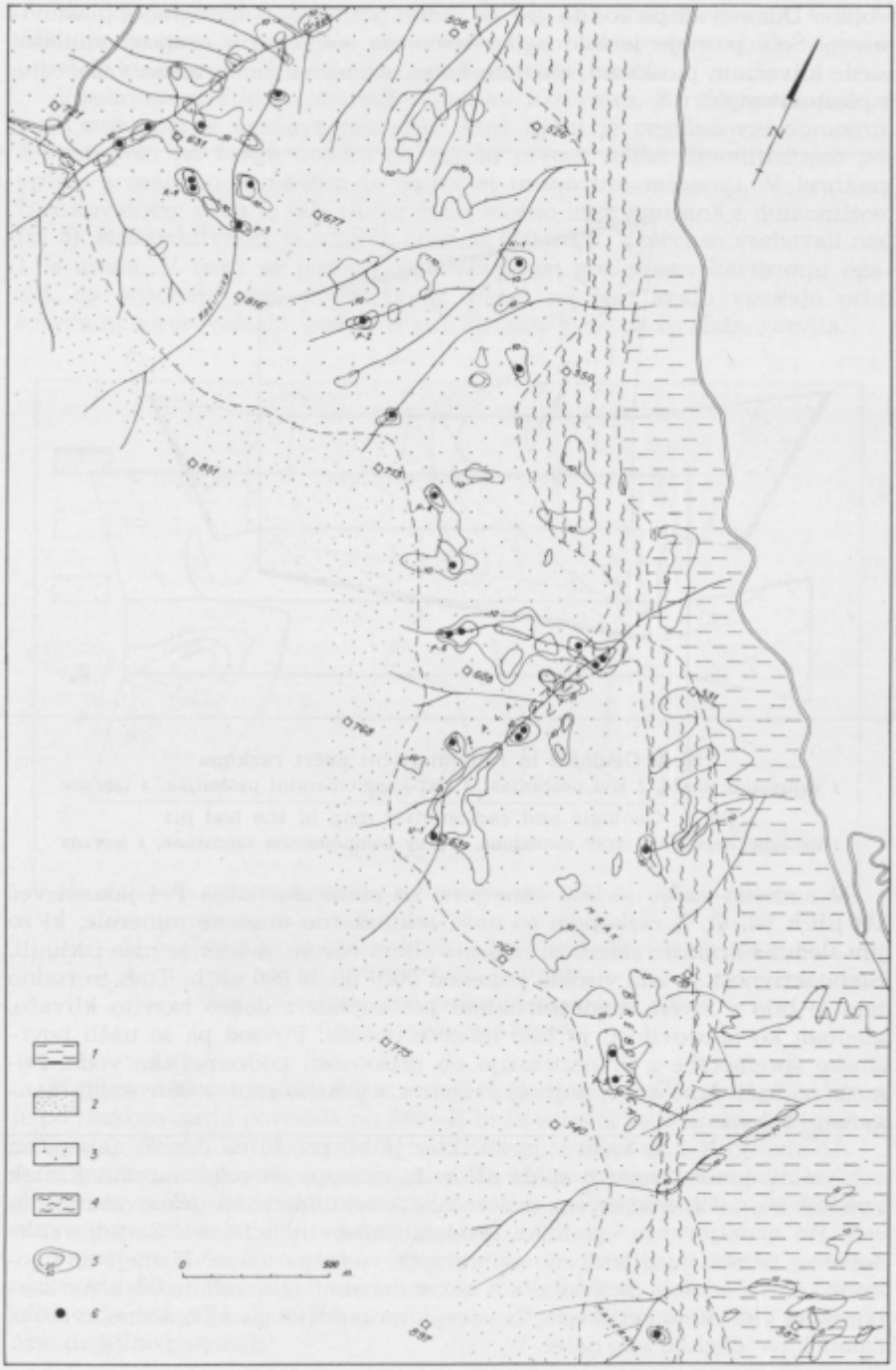
Prvo izmerjeno nahajališče z zvišano radioaktivnostjo je Brebovnica med zaselkoma Mavernik in Mrak. Na steni cestnega vseka je bilo izmerjeno 40 μR/h, v nanosu poleg ceste pa 15 do 100 μR/h (naravno radioaktivno ozadje 7 do 10 μR/h). Na kraju anomalije so z razkopavanjem našli oranžaste in zelene sekundarne uranove minerale ter pri tem izmerili zelo visoko radioaktivnost prek 10 000 μR/h. V neposredni bližini anomalije so v potoku našli bloke in prodnike sivega peščenjaka s sekundarnimi uranovimi minerali. Bloki so bili oddaljeni od izdanka do 1000 metrov. Iz razkopa so pognali raziskovalni rov. V njem so našli lečo bogate uranove rude. Oranžasto rumena ruda je vsebovala v glavnem dumontit in malo torbernita. Radioaktivnost je bila celo višja, kot je bilo možno izmeriti z radiometrom (20 000 μR/h), analiza pa je pokazala več odstotkov kovine.

V potokih, ki se izlivajo v potok Zalo nizvodno od talnine sivega peščenjaka, so našli bloke z zvišano radioaktivnostjo do 130 μR/h. To območje so detajlno izmerili v provizorični mreži 50 × 50 m in v enem izmed profilov od severa proti jugu našli več anomalnih radioaktivnosti. Z razkopi so nato odkrili sekundarne uranove minerale v črnih vključkih organske snovi v sivem peščenjaku. V bližini Zale so izkopali raziskovalni rov in z njim presekali sivi peščenjak z radioaktivnostjo 100 μR/h, najvišja jakost pa je znašala 200 μR/h. Tudi tu so v razkopih našli sekundarne minerale urana; njihova radioaktivnost je bila do 5000 μR/h. V pritokih Zale so našli še več anomalnih radioaktivnosti. Anomalijo P-6 so najprej razkopali in nato iz razkopa pognali na obe strani raziskovalna rova. Našli so plast bogate uranove rude s smerjo severozahod—jugovzhod. Radioaktivnost je povečini znašala do 1000 μR/h, v redkih primerih pa je dosegla 20 000 μR/h. Vpada rudnega telesa niso mogli jasno ugotoviti, niti njegove

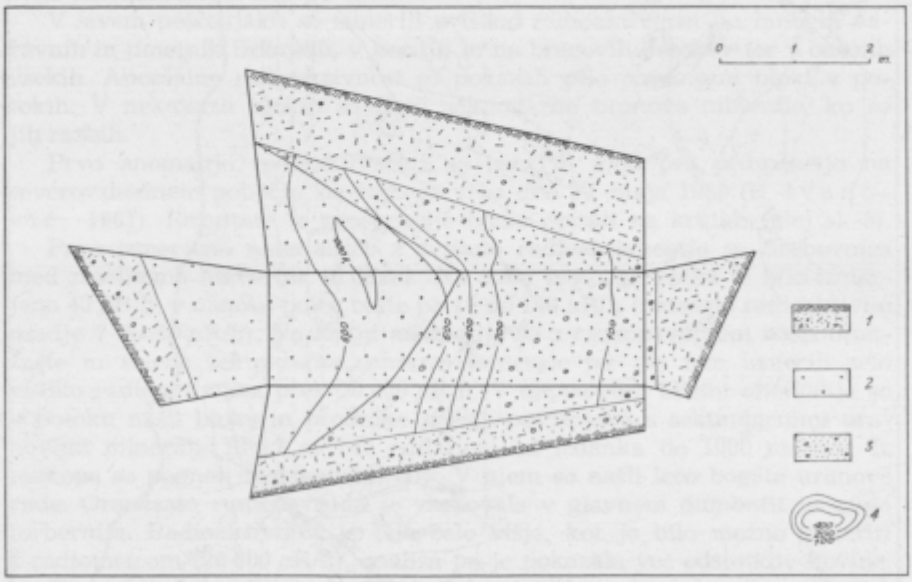
---

Sl. 3. Geološka in radiometrična karta severovzhodnega pobočja Žirovskega vrha
1 skrilavec in dolomit (zgornja triada), *2* rdeče grödenske plasti (srednji perm), *3* sive grödenske plasti (srednji perm), *4* glinasti skrilavec in peščenjak (zgornji karbon), *5* izorade, *6* radioaktivnost nad 100 μR/h

Fig. 3. Geologic and radiometric map of the northeastern slope of Žirovski Vrh
1 shale and dolomite (Upper Triassic), *2* red Gröden beds (Middle Permian), *3* grey Gröden beds (Middle Permian), *4* shale and quartz sandstone (Upper Carboniferous), *5* isorads, *6* radioactivity exceeding 100 μR/h


N
1
2
3
4
5
6
0
500 m

oblike. Domnevali pa so, da gre za rudno telo, ki je vzporedno s plastovitostjo. Šele pozneje je bilo ugotovljeno, da sekundarni uranovi minerali slede klivažnim ploskvam, medtem ko so primarna rudna telesa vzporedna s plastovitostjo.



Sl. 4. Geološki in radiometrični načrt razkopa
1 deluvialni nanos, *2* sivi peščenjak, *3* sivi konglomeratni peščenjak, *4* izorade

Fig. 4. Geologic and radiometric map of the test pit
1 deluvial deposits, *2* grey sandstone, *3* grey conglomerate sandstone, *4* isorads

V cestnem vseku je bila izmerjena na steni anomalija P-4 jakosti več 100 μR/h (sl. 4). Z razkopom so našli sekundarne uranove minerale, ki so jim sledili s kratkim smernim raziskovalnim rovom, dokler se niso izklinili. Radioaktivnost je bila visoka, ponekod 5000 do 10 000 μR/h. Tudi to rudno telo je bilo v sivem srednjezrnatem peščenjaku z dobro razvito klivažo, medtem ko plastovitosti ni bilo mogoče opaziti. Povsod pa so našli površinske spremembe z limonitizacijo ob prisotnosti podzemeljske vode. Pogosto so našli črno snov, najbolj verjetno organsko snov s hidroksidi mangana in železa.

Anomalijo N-1 so našli v jarku, kjer je bil precej na debelo nakopičen deluvialni nanos. Izmerili so 20 μR/h. Iz razkopa so nato naredili kratek vpadnik in našli kose sivega peščenjaka s sekundarnimi uranovimi minerali. Pri nadaljevanju vpadnika orudenih kosov ni bilo več. Zaradi velike debeline nanosa niso prišli do primarnega rudnega telesa. Pozneje so ugotovili, da so se kosi peščenjaka s sekundarnimi minerali nabrali na karbonskem glinastem skrilavcu. Ta anomalija predstavlja mehanično avreolo, izdanek pa je lahko zelo daleč.

Na kraju majhne anomalije P-2 so izkopali kratek rov in v njem našli po razpokah prelomne cone autunit in torbernit v obliki sigastih prevlek, ki so se verjetno izločile iz podzemeljskih vod.

Visoko anomalijo so izmerili v potoku Koširnica. Z razkopavanjem so našli sekundarne uranove minerale. Med njimi je prevladoval dumontit. Z razkopom na bregu potoka so odkrili precej veliko limonitizirano površino z oranžno rumenimi in zelenimi uranovimi minerali. V kratkem raziskovalnem rovu je bila rudna plast močno impregnirana z dumontitom (sl. 5). Radioaktivnost je znašala prek 20 000 μR/h. Vzorci so vsebovali nad 1 % urana. V rovu so pozneje pri detajlnem geološkem kartiranju opazili, da orudenje sledi plastovitosti. Plasti na tem kraju vpadajo proti severu in severovzhodu, podobno kot klivaža, ki je pa tu slabo razvita.

Sl. 5. Geološka in radiometrična karta raziskovalnega rova
1 sivi peščenjak, *2* izorade

Fig. 5. Geologic and radiometric map of adit
1 grey sandstone, *2* izorade

Majhna anomalija 30 μR/h na severnem pobočju Žirovskega vrha se je po razkopavanju povečala na 500 μR/h. Povzročal jo je sivi srednjezrnati peščenjak. Sekundarnih uranovih mineralov ni vseboval.

V potoku Geršak so nakopičeni bloki in oblice sivega peščenjaka in konglomerata z višjo radioaktivnostjo. Severno od tega potoka pri meritvi niso registrirali anomalnih radioaktivnosti.

V južnem delu Žirovskega vrha so bile anomalije redke in povečini nizke (do 30 μR/h). Višjo vrednost (do 200 μR/h) so dobili le na Golem vrhu zahodno od kote 887 m in na poti pri jezeru Smrečje. Teh anomalij niso detajlno raziskali.

Rezultati peš prospekcije so pokazali, da sta orudena sivi grödenski peščenjak in konglomerat na severovzhodnem pobočju Žirovskega vrha v pasu, dolgem nad 10 km, med Fužinami in Smrečjem. Največ anomalij je med potokoma Držak in Brebovnica (okrog 5 km). Bloki in oblice z zvišano radioaktivnostjo in ponekod s sekundarnimi uranovimi minerali so preneseni precej daleč od izdankov (do 1 km). Rudni izdanki, odkriti z razkopavanjem, slede smeri sivih grödenskih plasti, oziroma meji med sivimi in rdečimi plastmi. To kaže, da uran ni raztresen po vsej debelini sivih plasti, temveč se nahaja v glavnem v določenem stratigrafskem horizontu precejšnje debeline prek 100 m.

R o v t e. Radioaktivna prospekcija izdankov grödenskega peščenjaka in karbonskega glinastega skrilavca pri Rovtah južno od Smrečja na Žirovskem vrhu je pokazala jakost 6 do 10 μR/h. Gama karotiranje vrtin, ki so jih tod vrtali med raziskavami živega srebra, je tudi dalo le vrednosti v mejah naravnega radioaktivnega ozadja.

Š k o f j a L o k a. Regionalna peš prospekcija je obsegla širšo okolico Škofje Loke od Polhovega Gradca prek Zminca in Praprotnega do Besnice. Največja širina izmerjenega terena se je raztezala med Poljansko in Selško dolino od Blegoša prek Koprivnika (1389 m), Mladega vrha (1205 m) do Lubnika. Najnižjo radioaktivnost so imele karbonatne kamenine (do 4 μR/h). Rezultati meritev v grödenskih plasteh so naslednji: kremenov konglomerat 5 do 7 μR/h, vijoličasti skrilavec 6 do 10 μR/h, rdeči peščenjak in skrilavec 8 do 14 μR/h in sivi peščenjak 10 do 16 μR/h. Anomalije so našli v sivem grödenskem peščenjaku in konglomeratu. Med karbonskimi plastmi je bil najbolj radioaktiven temen glinasti skrilavec (12 do 15 μR/h, ponekod celo do 25 μR/h), sledil je peščenjak (8 do 12 μR/h), konglomerat (4 do 7 μR/h), najmanj pa apnenec (do 4 μR/h).

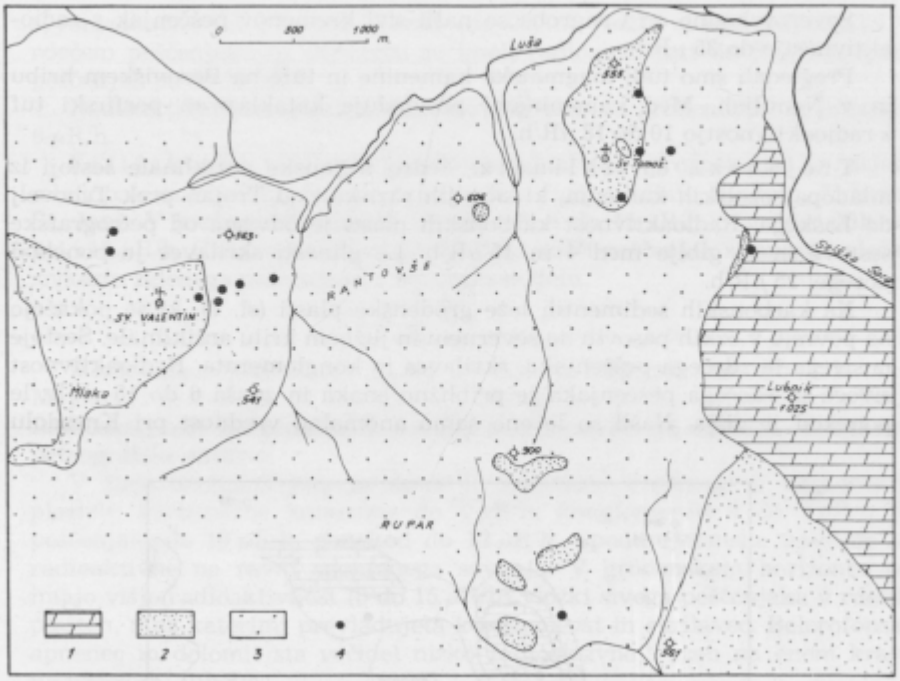
V triadnih plasteh prevladujejo karbonatne kamenine. Merili so jih le na meji z mladopaleozojskimi skladi. Njihova radioaktivnost ni presegla 4 μR/h.

V okolici Škofje Loke so našli naslednje anomalne radioaktivnosti: Na cesti v zaselku Sveti Tomaž so našli kose sivega peščenjaka z radioaktivnostjo do 300 μR/h. Nato so z detajlnimi meritvami našli dva pojava večje radioaktivnosti. Prvi se nahaja v sivem peščenjaku. V razpoki so vidni sekundarni zeleni uranovi minerali in sulfidni minerali. V neposredni bližini so v konglomeratnem peščenjaku izmerili prek 1000 μR/h; sekundarnih uranovih mineralov pri tem niso opazili.

V okolici teh dveh anomalij so na več krajih našli zvišano radioaktivnost 40 do 700 μR/h (sl. 6). Detajlne meritve pa so pokazale, da gre za mehanično avreolo, ker so radioaktivni le bloki in kosi sivega peščenjaka, raztreseni v deluvialnem nanosu.

V bližini cerkve sv. Valentina so našli več anomalnih radioaktivnosti. Na kraju, kjer so izmerili 90 μR/h, so razkopavali, vendar primarnega izdanka niso odkrili, temveč le kose sivega peščenjaka z vidnimi sekundarnimi uranovimi minerali.

Na vaški cesti v okolici vasi Rupar so našli kos radioaktivnega sivega peščenjaka. Z detajlnimi raziskavami so na majhni površini okrog 20 m² našli bloke sivega peščenjaka s premerom 1 m. Njihova radioaktivnost je



Sl. 6. Geološka karta z anomalijami radioaktivnosti v okolici Škofje Loke
1 dolomit in apnenec (srednja triada), *2* grödenske plasti (srednji perm) *3* peščenjak, konglomerat in glinasti skrilavec (srednji ali zgornji karbon), *4* anomalije radioaktivnosti

Fig. 6. Geologic map showing the radiometric anomalies in Škofja Loka area
1 dolomite and limestone (Middle Triassic), *2* Gröden beds (Middle Permian), *3* sandstone, conglomerate, and shale (Middle or Upper Carboniferous), *4* radiometric anomalies

bila v mejah 30 do 400 μR/h. Peščenjak vsebuje pirit in je limonitiziran. Na pobočju so našli tudi izdanek sivega peščenjaka z radioaktivnostjo do 100 μR/h. Pozneje so ugotovili, da je anomalija na območju karbonskih sedimentov.

Na severnem pobočju Lubnika so v grapi, odprti proti Selški Sori, številni bloki in kosi sivega peščenjaka na triadnem dolomitu. Radioaktivnost doseže 500 μR/h. Primarnega izdanka niso našli.

Severovzhodno od Breznice so izmerili nizko radioaktivnost modrikastega glinastega materiala z apnenimi kosi. Verjetno je v bližini kontakt grödenskih plasti s triadnim apnencem.

Jugovzhodno od Zminca so v potoku (Vodnik) prodniki sivega peščenjaka s sevanjem do 60 μR/h. Izdankov sivega peščenjaka niso našli. Anomalijo radioaktivnosti nizke jakosti so izmerili tudi v žili kaoliniziranega materiala v zelenem peščenjaku.

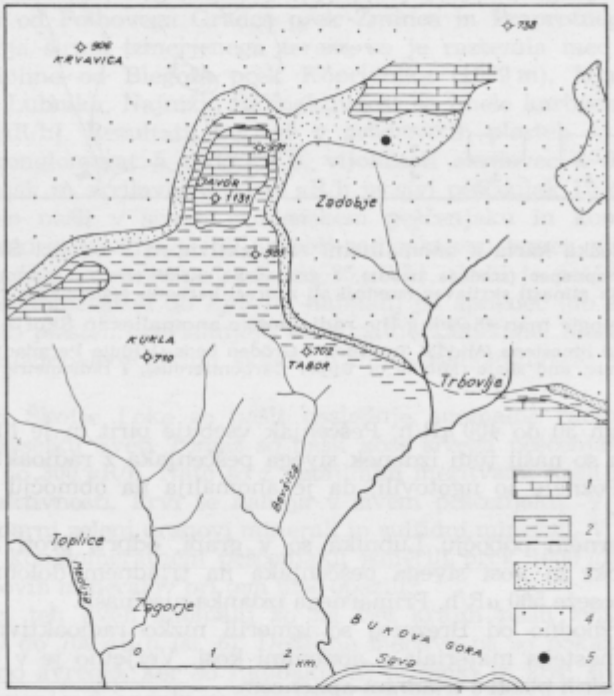
Radioaktivnost sivega drobnozrnatega peščenjaka v grapi, odprti proti Bukovskemu potoku, je znašala do 25 μR/h. Po razpokah so vidni sekundarni bakrovi minerali. Zvišano radioaktivnost je pokazal tudi nanos.

Severovzhodno od Crngroba so našli sivi kremenov peščenjak z radioaktivnostjo do 35 μR/h.

Pregledali smo tudi magmatske kamenine in tufe na Bezoviškem hribu in v Nemiljah. Med kameninami prevladuje kataklaziran porfirski tuf z radioaktivnostjo 10 do 18 μR/h.

Trojanska antiklinala. Jedro trojanske antiklinale sestoji iz mladopaleozojskih kamenin, ki smo jih raziskali od Trojan prek Trbovelj do Laškega. Radioaktivnost karbonskih plasti je odvisna od petrografske sestave in se giblje med 4 in 15 μR/h. Le glinasti skrilavec je ponekod dosegel 25 μR/h.

Na karbonskih sedimentih leže grödenske plasti (sl. 7), ki se pokažejo na površju v ozkih pasovih na severnem in južnem krilu antiklinale. Sestoje iz sivega in rdečega peščenjaka, skrilavca in konglomerata. Radioaktivnost sivega in rdečega peščenjaka je približno enaka in znaša 6 do 15 μR/h; le ponekod je višja. Našli so le eno samo anomalno vrednost pri Knezdolu



Sl. 7. Geološka karta z anomalijami radioaktivnosti trojanske antiklinale

1 dolomit in apnenec (srednja triada), *2* werfenske plasti (spodnja triada), *3* grödenske plasti (srednji perm), *4* glinasti skrilavec, peščenjak in konglomerat (karbon), *5* anomalije radioaktivnosti

Fig. 7. Geologic map showing the radiometric anomalies of Trojane anticline

1 dolomite and limestone (Middle Triassic), *2* Werfenian beds (Lower Triassic), *3* Gröden beds (Middle Permian), *4* shale, sandstone, and conglomerate (Carboniferous), *5* radiometric anomalies

severozahodno od Trbovelj. Tanki (do 0,5 m) vložki sivega peščenjaka v rdečem peščenjaku in skrilavcu so imeli radioaktivnost do 28 μR/h, rdeči peščenjak pa do 20 μR/h.

Radioaktivnost triadnih sedimentov, ki leže na grödenskih, ni presegla 6 μR/h.

Litijska antiklinala. Regionalna peš prospekcija je zajela mladopaleozojske sklade na območju Št. Jurij, Svibno, Radeče, Vrhovo, Št. Janž. V karbonskih plasteh so izmerili 4 do 15 μR/h, v grödenskih pa 6 do 15 μR/h. Grödenske plasti predstavlja rdeči peščenjak s tankimi vložki sivkasto zelenega peščenjaka v talninskem delu.

Karavanke

Mladopaleozojski skladi so na površju v zahodnih Karavankah med Mojstrano in Jezerskim. Vzhodno od tod jih prekrivajo mezozojske plasti. Radioaktivnost karbonskih in permskih sadimentov je odvisna od njihove petrografske sestave.

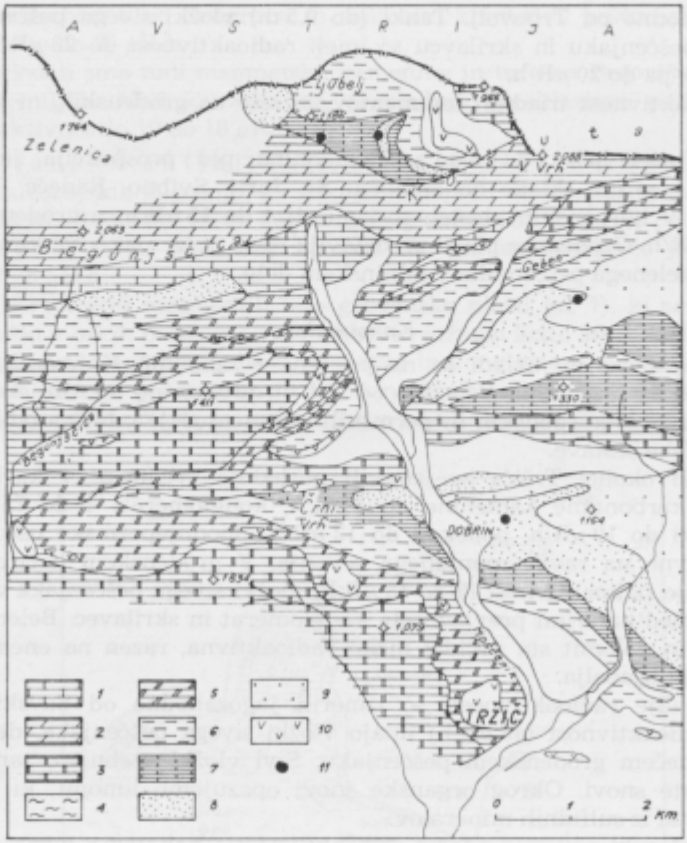
V širši okolici Tržiča so izmerili naslednje vrednosti v karbonskih plasteh: karbonatne kamenine do 4 μR/h, konglomerati 4 do 7 μR/h in peščenjaki do 10 μR/h, ponekod do 12 μR/h. Spodnjepermske usedline so radioaktivne na ravni spontanega sevanja. V grödenskem horizontu pa imajo višjo radioaktivnost (8 do 15 μR/h) vložki sivega peščenjaka v rdečih plasteh, med katerimi prevladujeta konglomerat in skrilavec. Belerofonski apnenec in dolomit sta večidel nizko radioaktivna, razen na enem kraju na vznožju Ljubelja.

Anomalije radioaktivnosti so izmerili jugozahodno od Savskih jam. Večjo radioaktivnost (45 μR/h) imajo vložki sivega peščenjaka, debeli do 1 m, v rdečem grödenskem peščenjaku. Sivi vložki vsebujejo tanke žile premogaste snovi. Okrog organske snovi opazujemo limonit, ki je verjetno nastal iz sulfidnih mineralov.

Belerofonski apnenec z višjo radioaktivnostjo nahajamo južno od Ljubelja (sl. 8). Apnenec je preperel in zdrobljen, morda gre za prelomno cono. V neposredni okolici ima apnenec sevanje le do 6 μR/h. Zanimivi pa so kosi bolj kompaktnega apnenca v potoku, kjer so izmerili 300 do 700 μR/h, po razkopavanju pa celo do 1300 μR/h. Radiometrična analiza je pokazala veliko količino torija ob precejšnji količini urana. Radioaktivno ravnotežje je premaknjeno v korist radija do 250 %. To kaže na močno izpiranje urana v recentni dobi.

V razpokah debelozrnatega kremenovega peščenjaka severovzhodno od Dobrina je opaziti zelene sekundarne minerale. Tu so izmerili sevanje 130 μR/h. Radioaktivne pojave manjše jakosti, do 30 μR/h, so registrirali še na več krajih v bližnji okolici po razpokah peščenjaka in v glinastem materialu.

Na površju razkrojenega humusa jugojugovzhodno od Ljubelja je sevanje imelo jakost le 50 μR/h, po razkopavanju pa se je povečalo na 120 μR/h, vendar do primarne kamenine niso prišli. V deluvialnem nanosu so našli le kose apnenca, podobne belerofonskemu apnencu južno od Ljubelja (sl. 8). Apnenec v bližnji okolici ima ponekod radioaktivnost do 10 μR/h, kar presega naravno radioaktivno ozadje.



Sl. 8. Geološka karta z anomalijami radioaktivnosti na Karavankah v okolici Tržiča

1 apnenec (lias), *2* glavni dolomit (zgornja triada), *3* apnenec (srednja triada), *4* skrilavec (spodnja triada), *5* dolomit (spodnja triada), *6* werfenske plasti (spodnja triada), *7* belerofonski apnenec (zgornji perm), *8* grödenske plasti (srednji perm), *9* glinasti skrilavec, peščenjak in konglomerat (karbon), *10* porfirit in tuf, *11* anomalije radioaktivnosti

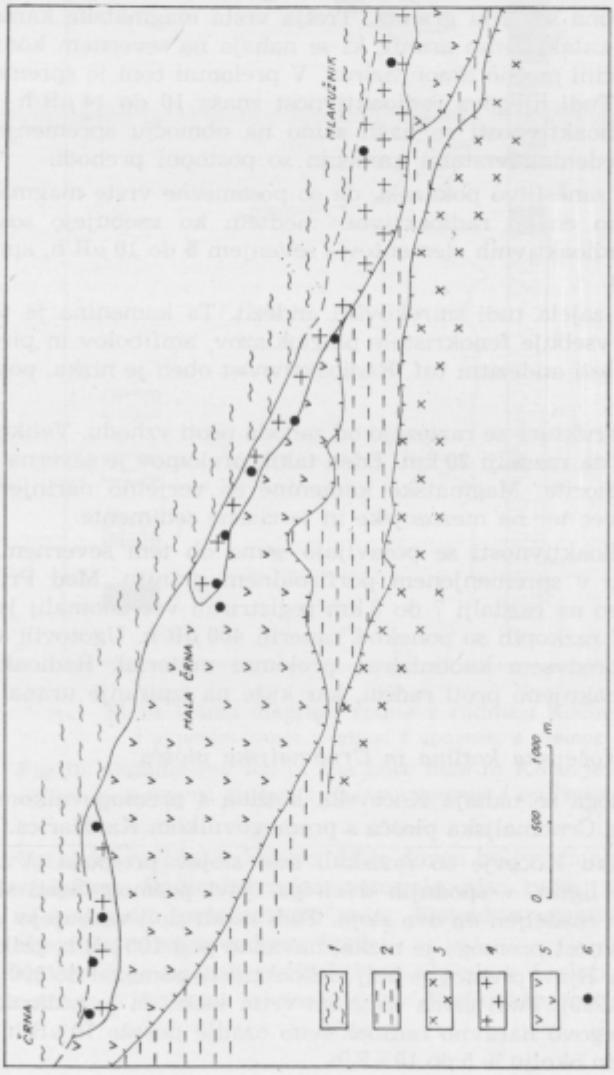
Fig. 8. Geologic map showing the radiometric anomalies in the neighborhood of Tržič in Karavanke mountains

1 limestone (Liassic), *2* upper dolomite (Upper Triassic), *3* limestone (Middle Triassic), *4* shale (Lower Triassic), *5* dolomite (Lower Triassic), *6* Werfenian beds (Lower Triassic), *7* Bellerophon limestone (Upper Permian), *8* Gröden beds (Middle Permian), *9* shale, sandstone, and conglomerate (Carboniferous), *10* porphyrite and tuff, *11* radiometric anomalies

Pri zaselku Matizovec je sevanje do 30 μR/h vezano na vložek sivega razpadlega peščenjaka v rdečem peščenjaku, ki je oddajal le 9 μR/h. Sevanje se tudi po razkopavanju ni povečalo.

V okolici Jezerskega imajo najnižjo aktivnost karbonatne kamenine, povečini le do 4 μR/h. Malo močnejše je sevanje peščenjaka in konglomerata: 6 do 10 μR/h, le redko 12 μR/h. Podobne vrednosti veljajo tudi za rdeči grödenski peščenjak in skrilavec.

Po večfaznih magmatskih intruzijah in disjunktivnih strukturah na Pohorju in v okolici Črne na Koroškem se da sklepati na možnost nastanka primarnih nahajališč uranove rude. Zanimivo je zlasti območje jugovzhodno od Črne. Njegov severni in osrednji del sestojita iz kontaktno in regionalno metamorfoziranih sedimentov, južni pa iz magmatskih kamenin (sl. 9). Sedimente predstavlja paleozojski glinasti skrilavec, ki je na kontaktu z granitom na severnem obrobju masiva metamorfoziran. Poleg porfiroidnega granita nastopa tudi granodiorit, južni rob pa sestoji iz tonalita, ki ga od granita in granodiorita loči cona filita, metamorfozi-



Sl. 9. Geološka karta z anomalijami radioaktivnosti v okolici Črne na Koroškem
1 glinasti skrilavec, 2 metamorfni skrilavec, 3 tonalit, 4. spremenjeni porfiroidni granit, 5 diorit, 6 anomalije radioaktivnosti

Fig. 9. Geologic map showing the radiometric anomalies in the neighborhood of Črna na Koroškem
1 shale, 2 crystalline schist, 3 tonalite, 4 altered porphyroid granite, 5 diorite, 6 radiometric anomalies

ranega na stiku z magmatskimi kameninami. Mlajši sedimenti na tem območju niso zanimivi.

Najstarejši magmatski kamenini sta spremenjeni gabro in diabaz, ki prodirata skozi metamorfni skrilavec. Našli so tudi amfibolit. Podobne kamenine nastopajo tudi v triadnem apnencu in granitu.

Pas granodiorita in granita je dolg okrog 30 km in širok 100 do 2500 metrov. Ugotovljeni sta dve fazi magmatskega delovanja ob treh vrstah kamenin. Granodiorit je temno siv in srednjezrnat. Njegova radioaktivnost znaša 10 do 14 μR/h. Porfiroidni granit je mlajši, ker ponekod prodira skozi granodiorit ali vsebuje vključke granodiorita. Njegova radioaktivnost je podobna sevanju granita. Tretja vrsta magmatske kamenine je spremenjen in kataklaziran granit, ki se nahaja na severnem kontaktu masiva in je povečini močno limonitiziran. V prelomni coni je spremenjen v glinasto maso. Tudi njegova radioaktivnost znaša 10 do 14 μR/h. Anomalne pojave radioaktivnosti so našli samo na območju spremenjenega granita. Med navedenimi vrstami kamenin so postopni prehodi.

Prospekcija je zanesljivo pokazala, da so posamezne vrste magmatskih kamenin praktično enako radioaktivne, medtem ko vsebujejo sosednji sedimenti manj radioaktivnih elementov s sevanjem 5 do 10 μR/h, apnenec pa celo pod 5 μR/h.

Prospekcija je zajela tudi smrekovški andezit. Ta kamenina je temno siva do zelena in vsebuje fenokristale plagioklazov, amfibolov in piroksenov. Na andezitu leži andezitni tuf. Radioaktivnost obeh je nizka, povečini pod 10 μR/h.

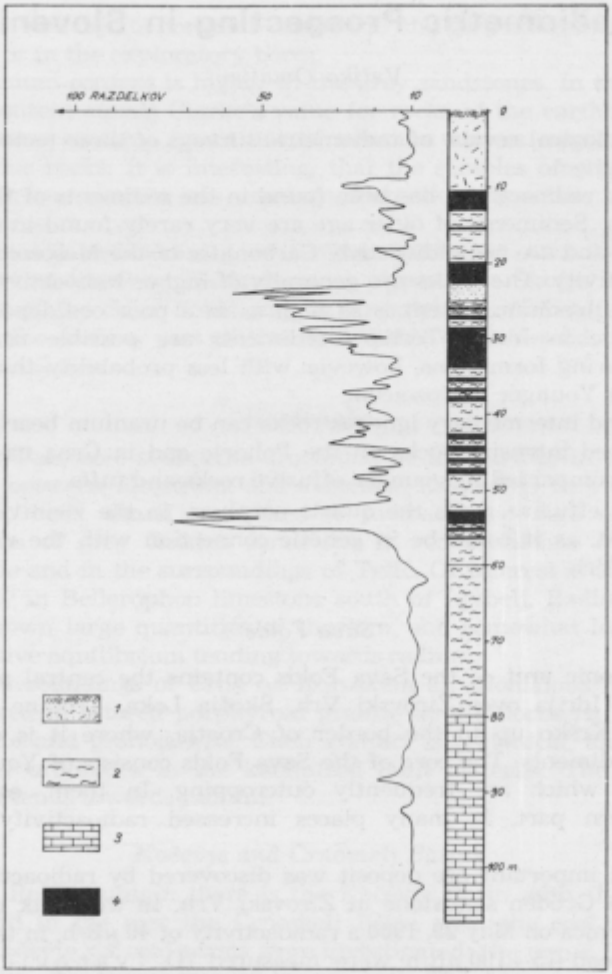
Disjunktivne strukture se raztezajo od zahoda proti vzhodu. Velike prelome se da slediti na razdalji 20 km. Eden takih prelomov je severna meja granita in granodiorita. Magmatske kamenine so verjetno narinjene na paleozojski skrilavec ter na mezozojske in terciarne sedimente.

Anomalije radioaktivnosti se pojavljajo samo ob tem severnem tektonskem kontaktu v spremenjenem porfiroidnem granitu. Med Pristavo in Mlakužnikom so na razdalji 7 do 8 km registrirali več anomalij jakosti 30 do 150 μ/Rh. V razkopih so ponekod izmerili 400 μR/h. Ugotovili so, da je radioaktiven predvsem kaoliniziran prelomni material. Radioaktivno ravnotežje je pomaknjeno proti radiju, kar kaže na izpiranje urana.

Kočevska kotlina in Črnomaljska plošča

Zahodno od Roga se nahaja Kočevska kotlina s premogovnikom Kočevje , vzhodno pa Črnomaljska plošča s premogovnikom Kanižarica.

V premogovniku Kočevje so raziskali šest slojev premoga. V štirih zgornjih slojih je lignit, v spodnjih dveh pa rjavi premog. Šesti sloj je z jalovim vložkom razdeljen na dva sloja. Tudi ostali sloji vsebujejo jalove vložke. Radioaktivnost premoga je nizka, navadno pod 100 μR/h, prikamenina pa je sterilna. Rjavi premog je bolj radioaktiven, ponekod do 500 μR/h. (D. Vulović, 1955). Tudi gama diagram vrtin kaže, da je radioaktiven samo premog. Njegovo naravno radioaktivno ozadje doseže 70 μR/h, drugače pa znaša v tem okolju le 5 do 10 μR/h.



Sl. 10. Gama diagram vrtine v rudniku Kočevje
1 aluvialni nanos, *2* glina, *3* apnenec, *4* premog

Fig. 10. Gamma-ray log of the bore hole in Kočevje coal mine
1 alluvial deposit, *2* clay, *3* limestone, *4* coal seam

Petrografske raziskave kažejo, da je duren bolj radioaktiven kot klaren, fuzen in ksilen. Radioaktivnega minerala niso našli; uran je verjetno vezan na organsko premogovno snov. Koloidna organska snov namreč močno absorbira uran iz vadozne vode.

V Kanižarici je najbolj radioaktiven vložek v 4. sloju, ločen od sterilnega premoga z vmesno jalovo plastjo. Radioaktivnost doseže 140 μR/h.

Radiometric Prospecting in Slovenia

Veljko Omaljev

A chronological review of radiometric surveys of three tectonic units in Slovenia is given.

Increased radioactivity has been found in the sediments of the Younger Paleozoicum. Sediments of older age are very rarely found in Slovenia at the surface, and are not radioactive. Carbonates of the Mesozoic show very low radioactivity. The shales are generally of higher radioactivity; in some places their uranium content is as high as in a poor ore deposit, e.g. the Skonca shale in Idrija. Tertiary sediments are possible uranium and thorium bearing formations, however with less probability than the sediments of the Younger Paleozoicum.

Acidic and intermediary igneous rocks can be uranium bearing. Erosion has uncovered intrusive rocks on the Pohorje and in Črna na Koroškem. They are accompanied by younger effusive rocks and tuffs.

Between effusive rocks the quartz-porphyry in the vicinity of Cerkno is of interest, as it could be in genetic connection with the uranium ore at Žirovski Vrh.

Sava Folds

The tectonic unit of the Sava Folds contains the central part of Slovenia from Idrija over Žirovski Vrh, Škofja Loka, Trojane and Litija, Laško and Krško up to the border of Croatia, where it is covered by youngest sediments. The core of the Sava Folds consists of Younger Paleozoic beds, which are frequently outcropping. In them, especially in their western part, in many places increased radioactivity has been detected.

The first important ore deposit was discovered by radioactivity measurements in Gröden sandstone at Žirovski Vrh. In the bank of the road near Brebovnica on May 29, 1960 a radioactivity of 40 μR/h, in the alluvium along the road 15—100 μR/h were measured (D. Ivanović, 1961), at a natural background of 7—10 μR/h. By pit sampling at the anomaly secundary uranium minerals have been found, and the radioactivity was increasing over 10 000 μR/h. An exploration adit driven from the sampling pit encountered a lense of rich ore. The ore of orange-yellow colour contained mainly dumontite and some torbernite. Later, during drilling and mining exploration, it was found that the secondary ore follows the cleavage planes, and the primary ore the bedding planes. The ore bearing formations are Gröden beds, which can generally be divided into red and grey sandstones. The potassium content is higher in the red sandstones. In the grey sandstone samples, either taken from the surface or from drilled cores the potassium content is the same. The thorium content is remarkably higher in the red sandstones. As the solubility of thorium is low, thorium is not transported far during sedimentation. Its main part stays on the shore or in the littoral zones. The low mobility of thorium is

indicated as well by its constant content in the grey sandstones either at the surface or in the exploratory bores.

The uranium content is higher in the grey sandstones. In the red sandstones its content equals Clarke's value for rocks of the earth's crust. The grey sandstone contains quantities of uranium almost equal to those of acidic igneous rocks. It is interesting, that the samples of grey sandstone from the surface contain less uranium than those from the cores of exploratory bores.

An increased radioactivity of Gröden sandstone was found in the western part of the Sava Folds in some places near Škofja Loka, in the central part of the Sava Folds only at Knezdol near Trbovlje coal mine, whereas in the eastern part of the Sava Folds no increased radioactivity was found until now.

Karavanke

Younger Paleozoic sediments are found at the surface in the Western Karavanke between Mojstrana and Jezersko. Eastwards they are covered by Mesozoic beds. Small anomalies of radioactivity were measured in intercalations of grey Gröden sandstone in red sandstone southwest of Savske Jame and in the surroundings of Tržič. Of interest is the increased radioactivity in Bellerophon limestone south of Ljubelj. Radiometric analysis has shown large quantities of thorium, and somewhat less uranium, the radioactive equilibrium tending towards radium.

In the surroundings of Črna na Koroškem an anomalous radioactivity was measured in altered porphyroid granite at the northern border between granite and granodiorite. Their contact is tectonical, and the main radioactivity originates in the kaolinized fault material. The radioactive equilibrium tends towards radium.

Kočevje and Črnomelj Basins

West of Rog mountain there is the Kočevje Basin with the coal mine Kočevje, and in the east the Črnomelj Basin with the coal mine Kanižarica. In Kočevje six coal seams were investigated; the upper four consisting of lignite, the lower two of brown coal. The brown coal shows increased radioactivity, in places up to 500 μR/h, but usually the radioactivity is lower than 100 μR/h.

In Kanižarica the highest radioactivity (140 μR/h) was measured in the fourth seam, separated from the sterile coal by a waste layer.

Literatura

Aljančič, P. 1951, Izveštaj o rudniku žive Idrija. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Gantar, J. i Milenković, D. 1956, Izveštaj o merenju radioaktivnosti Čelikove jame kod Idrije. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Grad, K., Hinterlechner-Ravnik, A. i Ramovš, A. 1962, Regionalna ispitivanja razvoja gredenskih slojeva u Sloveniji. Referati V Savetovanja. Savez geoloških društava FNR Jugoslavije (strana 77—81). Beograd.

Gojković, S. 1955, Izveštaj o radiografskom ispitivanju bušotine br. IV u rudniku Kočevje. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Gojković, S. 1964, Radioaktivnost sedimenata različitih facija i odnos Th/U kao indikator geohemijskih i sedimentnih facija. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Isailović, S. i Pavlović, A. 1963, Poludetaljno geološko kartiranje i radiometrijska prospekcija područja Fužine—Cerkno. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Isailović, S., Milićević, M. i Pavlović, A. 1964. Poludetaljno geološko kartiranje i gama radiometrijska prospekcija granita Črne. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Ivanković, Đ. 1961, Regionalna i detaljna prospekcija permskih gredenskih peščara u okolini Idrije, Cerkna, Žirija i Gorenje vasi (Slovenija). Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Jelenc, D. 1955, Letno poročilo za leto 1955. Kočevje. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Jelenc, D. 1956, Letno poročilo o raziskovalnih delih v letu 1956 na premog. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Marinković, P. 1961, Regionalna pešačka prospekcija permskih peščara u oblasti Škofje Loke, Tržiča i Radeča 1960. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Marinković, P. 1961, Radiometrijska prospekcija i geološko kartiranje u oblasti Žirovskog vrha 1961. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Marinković, P. 1961, Radiometrijska prospekcija i geološko kartiranje u oblasti Škofje Loke 1961. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Mikinčić, V. 1951, Izveštaj o službenom putu u Idriju. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Mikinčić, V. 1953, Izveštaj o rezultatima dosadašnjih geološko-rudarskih istraživanja nalazišta radioaktivnih škriljaca na rudniku žive Idrija. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Milenković, D. 1956, Mesečni izveštaji o radovima u rudniku Idrija. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Nikolić, P. 1956, Mesečni izveštaji o radovima u rudniku Kanižarica. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Protić, M. i Gojković, S. 1965, Odnos Th/U u klastičnim stenama kao indikator geohemijskih facija. I simpozijum iz geohemije Srpskog geološkog društva. Beograd.

Ristić, M. 1949, Izveštaj o ispitivanju brojačem rudnika žive Idrija. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Smirnov, G. S., Matveev, A. V. i Filimonov, V. V., 1962, Metodi opredelenija prirodi radioaktivnosti gornih parod s samoljeta. Voprosi rudnoi radiometrii. Gosatomizdat. Moskva.

Šumilin, I. P. i Kaljakin, N. I. 1962, K voprosu u primenenii gamma sjomki i radiometričeskih analizov pri poiskah oreolov rassejanija urana. Voprosi rudnoi radiometrii. Gosatomizdat. Moskva.

Višić, S. 1956, Izveštaj o karotažu bušotine u rudniku Kočevje. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Vujić, M. 1963, Radiometrijska prospekcija rudnika žive Idrija. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Vulović, D. 1955, Prethodni izveštaj o kartiranju i prospekciji u rudniku uglja Kočevje. Fond stručne dokumentacije IGRI. Beograd.

Pohorske metamorfne kamenine

Ančka Hinterlechner-Ravnik

S 4 slikami med tekstom in 8 tablami v prilogi

Vsebina

Kratka vsebina 187
Uvod 189
Klasifikacija metamorfnih kamenin 189
Pregled kartiranih enot 191
Petrografski opis 194
Filitni skrilavec in peščenjak 194
Kamenine zelenega skrilavca 195
Almandinov filitni blestnik in gnajs 196
Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs z vložki almandinovega distenovo biotitnega gnajsa 197
Eklogit 199
Amfibolit in amfibolovi različki 201
Muskovitno biotitni gnajs z almandinom in vložki marmorja, amfibolita in almandinovega distenovo biotitnega gnajsa 202
Marmor 203
Muskovitno biotitni gnajs z očesnim in pegmatitnim gnajsom 204
Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs 208
Serpentinit z gabrom 208
Tonalit in njegovi žilni različki 209
Dacit in njegovi žilni različki 211
Tektonika 213
Povzetek 216
The Metamorphic Rocks of Pohorje 217
Literatura 221
Besedilo k tablam 1 do 8 224
Explanations of Plates 1—8 224

Kratka vsebina

Na južnem in zahodnem delu Pohorja sem raziskala naslednje kamenine:

filitni skrilavec in peščenjak magdalenskogorske serije s karbonatnimi in bazičnimi vulkanskimi vložki;

različne filite s kislimi in bazičnimi metavulkaniti ter marmoriziranimi lečami apnenca, ki v spodnjem nivoju preidejo v biotitno amfibolov skrilavec;

almandinov filitni blestnik in gnajs;

almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs, distenov biotitni gnajs z almandinom, kvarcit, marmor, amfibolit, amfibolovec, amfibolov

gnajs, eklogit, muskovitno biotitni gnajs z žilami pegmatitnega gnajsa, očesni gnajs s porfiroblasti ortoklaza, ki prehaja v mikroklin.

Metamorfne kamenine globljih nivojev spadajo v almandinovo amfibolitni facies z značilnima mineraloma stavrolitom in distenom. Spodnji del almandinovo amfibolitnega faciesa ni odkrit, nisem namreč našla silimanita. Vse kamenine so v manjši meri retrogradno metamorfozirane. Zgornji del pa je bil regionalno retrogradno metamorfoziran in je prešel v almandinov subfacies, ki predstavlja najgloblji del faciesa zelenega skrilavca (W i n k l e r, 1967). Sem prištevam almandinov filitni blestnik.

Filiti s kislimi in bazičnimi metavulkaniti ter marmoriziranimi lečami apnenca pripadajo progresivno metamorfoziranemu faciesu zelenega skrilavca. Kamenine te serije so razširjene na južnem in severozahodnem Pohorju. Filitni skrilavec s peščenimi vložki in bazičnimi vulkaniti pripada magdalenskogorski seriji, ki jo uvrščajo v caradoc-ashgill. Razvita je na zahodnem Pohorju. V najglobljih nivojih so ponekod kamenine te serije rekristalizirane, kar je značilno za nižjo stopnjo metamorfoze faciesa zelenega skrilavca. Kontakt kamenin magdalenskogorske serije in bolj metamorfoziranih kamenin je tektonski.

Pohorske metamorfne kamenine so nastale po regionalni metamorfozi iz drobnozrnatih geosinklinalnih sedimentov, predvsem glinastega skrilavca, peščenjaka, apnenca in laporja ter iz bazičnih magmatskih kamenin.

Vprašanje starosti metamorfoziranih geosinklinalnih sedimentov še ni povsem rešeno. Na Svinški planini razlikujejo C l a r in dr. (1963, 48) metamorfno podlago in na njej serijo sedimentov. Najnižji člen sedimentne serije štejejo v zgornji karbon. Najvišji paleontološko določen člen metamorfne podlage pa postavljajo v zgornji devon. Vmes je še kakih 200 m kamenin brez fosilov. Po R i e h l - H e r w i r s c h u (1970) pa je metamorfna podlaga starejša in pripada del teh vmesnih plasti magdalenskogorski seriji ordovicijske starosti. S tem je zgornja meja metamorfnih kamenin zadovoljivo postavljena. Zelo nejasna pa je spodnja meja. Ni namreč nobenega dokaza za ločitev variscične orogeneze od kaledonske, kaj šele od starejših. Zadnje oblikovanje kristalinika postavlja C l a r (1963) v bretonsko ali sudetsko fazo variscične orogeneze.

Razen metamorfoziranih produktov vulkanizma so na Pohorju razširjene še naslednje magmatske kamenine: serpentinit z gabrom, tonalit in dacit ter njuni žilni različki. Serpentinit je delno metamorfoziran, tonalit je mlajši in je prodrl v že prej metamorfozirane kamenine. Zaradi njegove skrilave teksture lahko trdimo, da je tudi tonalit metamorfoziran. Zanimivo pa je, da je tonalit ponekod kontaktno metamorfoziral almandinov filitni blestnik v andaluzitno biotitni blestnik ali gnajs. Dacit je najmlajša magmatska kamenina, ki je prodrla skozi tonalit. Ne kaže skrilavosti niti lineacije, ki sta lepo vidni v tonalitu. Na območju Velike Kope je dacit kontaktno metamorfoziral karbonatne kamenine v rogovce in skarne. Po G e r m o v š k u (1954, 202) naj bi pripadale kontaktno metamorfozirane kamenine delno magdalenskogorski seriji, delno pa triadi in zgornji kredi. Vendar sem mišljenja, da gre za starejše kamenine, ki se litološko in po stopnji metamorfoze razlikujejo od kamenin magdalenskogorske serije.

Uvod

Pohorje štejemo k vzhodnemu delu Centralnih Alp, ki obsega še Svinško planino, Strojno, Golico in Kozjak. Skupna značilnost teh pogorij so regionalno metamorfozirane kamenine.

Na zahodu meji Pohorje na labotski prelom, na severu pa na ribniško sinklinalo, ki je s terciarnimi sedimenti zapolnjen jarek nekdanje Dravine struge. Severno od ribniške sinklinale prihajajo metamorfne kamenine zopet na površje v grebenih Kozjaka in Golice. Proti vzhodu vpadajo pod Ptujsko polje in se pod zemeljskim površjem nadaljujejo proti severovzhodu. V vrtinah so jih našli na Moti v globini 395 m, v okolici Murske Sobote v globini 1211 m in 1184 m ter v Filovcih pri 2582 m. Na površju se pojavijo zopet v okolici Sotine na Goričkem.

Petrografske raziskave na Pohorju financirata skupno Geološki zavod in Sklad Borisa Kidriča po projektu o raziskavah magmatskih in metamorfnih kamenin v Sloveniji. Del stroškov je kril Zvezni geološki zavod po programu kartiranja za osnovno geološko karto.

Klasifikacija metamorfnih kamenin

Pri kartiranju metamorfnih kamenin moramo za določitev stopnje metamorfoze najti značilne minerale. Mineralna asociacija določene metamorfne kamenine je odvisna od delne ali popolne fizikalne in kemične prilagoditve mineralne asociacije prvotne kamenine spremenjenim fizikalno-kemičnim pogojem, zlasti povečanemu pritisku in temperaturi.

Za metamorfne kamenine še nimamo povsem ustrezne klasifikacije, ki bi temeljila na njihovi genezi. Prva klasifikacija metamorfnih kamenin temelji na normalnem geotermičnem gradientu ter razlikuje kamenine epicone, mezocone in katacone. Uvedel jo je Grubenmann leta 1904 in jo dopolnil skupaj z Niggljem leta 1924 (Winkler, 1970). Pozneje so ugotovili, da je stopnja metamorfoze odvisna predvsem od temperature. Toda glede temperaturnega gradienta se pogosto kažejo anomalije. Nastanejo bodisi po vdoru večjih količin vroče magme v višje nivoje, ki povzroči kontaktno metamorfozo, bodisi v conah močne orogeneze, kjer je granitna magma regionalno dvignjena, in ob globokih prelomih.

Za razvrstitev metamorfnih kamenin v določeni meri ustreza sistem metamorfnih faciesov, ki se še naprej dele v subfaciese. Pojem metamorfnega faciesa je leta 1915 uvedel Eskola. Po definiciji iz leta 1939 je metamorfnemu faciesu prištel kamenine, ki imajo pri enaki kemični sestavi enako mineralno sestavo (Eskola, 1946, 292). Toda pri različni kemični sestavi se mineralna sestava spreminja po določenih zakonitostih.

Definicijo metamorfnega faciesa so razni avtorji spreminjali in dopolnjevali. Po Turnerjevi formulaciji iz leta 1966 je metamorfni facies skupina metamorfnih mineralnih asociacij, ki so vedno znova nastajale v prostoru in času. Njihovo razmerje med mineralno in kemično sestavo se dá naprej napovedati (Turner, 1968, 52).

Zaporedje posameznih metamorfnih faciesov in subfaciesov je v raznih regionalno metamorfoziranih terenih različno ter je odvisno od geoter-

mičnega gradienta in dodatnih usmerjenih pritiskov. Zaporedje metamorfnih faciesov na določenem terenu predstavlja po Miyashiru metamorfne facialne serije (Winkler, 1967, 86).

Zaradi stalnega dopolnjevanja je Turner (1968) odpravil v klasifikaciji pojem metamorfnega subfaciesa. Winkler (1970) pa odpravlja tudi facies in ponovno uvaja pojem »izograda«, ki ga je leta 1924 postavil Tilley (Winkler, 1970). Izograda je mineraloško petrografski pojem. Karakterizira jo določen mineral ali mineralna asociacija v metamorfni kameninI. Pri tem pa nista upoštevana pritisk in temperatura, ker sta za določeno izograd0 na različnih območjih različna. Winkler (1970) deli metamorfne kamenine po stopnji metamorfoze v štiri skupine: zelo nizko, nizko, srednje in visoko metamorfozirane kamenine.

Iz kratkega pregleda o uvajanju ustrezne klasifikacije metamorfnih kamenin vidimo, da avtorji svoje ugotovitve spreminjajo in dopolnjujejo. Ker pa je za prikaz določenega zaporedja kamenin klasifikacija potrebna, sem se odločila za razčlenitev metamorfnih kamenin po Winklerju (1967).

Na Pohorju je regionalna termodinamometamorfoza potekala pod zelo visokimi pritiski in temperaturami. Tej vrsti metamorfoze ustreza facialna serija Barrowega tipa, ki se z naraščajočo temperaturo in pritiskom deli v naslednje faciese in subfaciese:

1. facies zelenega skrilavca,
   1.1 kloritni subfacies s kremenom, albitom in muskovitom,
   1.2. biotitni subfacies s kremenom, albitom in epidotom,
   1.3. almandinov subfacies s kremenom, albitom in epidotom;
2. almandinovo amfibolitni facies,
   2.1. stavrolitni subfacies s kremenom, albitom in muskovitom,
   2.2 distenov subfacies z almandinom in muskovitom,
   2.3 silimanitni subfacies z almandinom in ortoklazom.

Pohorske metamorfne kamenine pripadajo faciesu zelenega skrilavca in prvima oddelkoma almandinovo amfibolitnega faciesa. Kljub gosti mreži zbruskov kartografsko ni mogoče razmejiti almandinovo amfibolitnega faciesa v subfaciese, ker nastopata disten in stavrolit skupaj. Kamenin faciesa zelenega skrilavca pa do sedaj še nismo poskušali razmejiti. Po sistemu »izograd« sta na Pohorju zastopani nizka in srednja stopnja metamorfoze. Nizka metamorfoza pa je bila v regionalnem obsegu dosežena tudi retrogradno in ne samo progresivno.

Ob pogojih nastajanja distenovega in silimanitnega subfaciesa so vladali tako visoki pritiski in temperature, da je bila možna anateksa. Zelo verjetno se nahajajo v globini vsakega večjega regionalno metamorfoziranega terena gnajsi, ki se delno pretvorijo v tekoče taline. Z njimi v zvezi je nastanek migmatitov, kamor prištevamo metamorfne kamenine, prepredene s pegmatitnim gnajsom (Winkler, 1967, 112; Mehnert, 1968). Pegmatitni gnajsi segajo do nivoja kamenin faciesa zelenega skrilavca.

Na Pohorju je precej razširjena zanimiva metamorfna kamenina eklogit. Eskola jo je uvrstil v poseben facies, za katerega sta značilna

visok pritisk in temperatura. Winkler (1968, 141) pa eklogita ne uvršča v poseben facies, ker ga najdemo na območjih zelo različne stopnje metamorfoze. Eklogit sestoji iz granata, monoklinskega piroksena in distena. Pri tem pa kemična sestava granata in piroksena variira v odvisnosti od stopnje metamorfoze. Te spremembe bi morda opravičevale uvrstitev eklogita kot faciesa.

Retrogradna metamorfoza je na Pohorju v zgornjih nivojih regionalna, v spodnjih pa je vidna le ponekod. Eklogit je zaradi tega pojava povečini amfibolitiziran; opazujemo lepe psevdomorfoze rogovače po granatu. Regionalno razširjen produkt retrogradne metamorfoze pa je almandinov filitni blestnik.

Za filitne skrilavce z vložki peščenjaka, apnenca, diabaza in njegovih tufov je Fritsch (1962), ki je raziskoval ekvivalentne kamenine na Svinški planini, ponovno vpeljal v klasifikacijo metamorfnih kamenin pojem »anhicone« oziroma pojem anhimetamorfnih kamenin. Ta pojem označuje območje sprememb med diagenezo in začetno metamorfozo. Prvi ga je uvedel v literaturo Harrassowitz (1929). Detritična struktura v anhimetamorfnem faciesu je v celoti ali delno ohranjena, glinasti sedimenti imajo filitno strukturo, vendar opazujemo povečano reagiranje med posameznimi primarnimi klastičnimi komponentami. Füchtbauer (1970, 128) predlaga, da se tudi ta pojem opusti, ker so pogoji kristalizacije v anhiconi preveč variabilni. Mineralne spremembe v anhimetamorfnih kameninah bi po Winklerju (1970) ustrezale zelo nizki stopnji metamorfoze. V najglobljih nivojih magdalenskogorske serije je že dosežena metamorfna stopnja kloritnega subfaciesa zelenega skrilavca.

Pregled kartiranih enot

Pas metamorfnih kamenin na južnem Pohorju je širok 4 do 10 km in poteka na vzhodu v smeri E—W, na zahodu pa v smeri WNW—ESE. Vse glavne strukture imajo isto smer in povečini vpadajo pod majhnim kotom proti W ali WNW. Zato prevladujejo v tej smeri vedno manj metamorfozirane kamenine. Med metamorfozo so bile prvotne sedimentne in magmatske kamenine nagubane v dimenzijah nekaj deset metrov in verjetno tudi naluskane. Tako so bili nekdanji sedimenti geosinklinale z vključenimi magmati s prvotnega zelo razprostranjenega prostora med metamorfozo in pred začetkom retrogradne metamorfoze stisnjeni v ozko cono. Vse debeline so zaradi močnega gubanja in luskanja na videz večje.

Pri dosedanjem kartiranju sem določila naslednje kamenine:

1. filitni skrilavec in peščenjak s karbonatnimi in bazičnimi vulkanskimi vložki;

2. kamenine faciesa zelenega skrilavca, predvsem razni filiti, kisli metavulkaniti, marmoriziran bel in siv apnenec. Zastopan pa je tudi globlji nivo tega faciesa z biotitno amfibolovim skrilavcem;

3. almandinov filitni blestnik in gnajs z zelo redkimi kloritiziranimi amfibolitnimi vložki in številnimi retrogradno metamorfoziranimi in kataklaziranimi polami pegmatitnega gnajsa;

4a. biotitni gnajs in blestnik z vložki marmorja, amfibolita, distenovo biotitnega gnajsa, različnih kvarcitov in pegmatitnega gnajsa. Značilni minerali so zelena rogovača, almandin, disten, stavrolit, rdečkasto rjav biotit in oligoklazni andezin;

4b. iste kamenine kot v skupini 4a, ki pa preidejo v višjem nivoju v značilni almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs s številnimi vključki amfibolita, eklogita in distenovo biotitnega gnajsa;

5. muskovitno biotitni gnajs in blestnik s številnimi vključki pegmatitnega gnajsa (migmatit) in z zelo redkimi vključki amfibolita. Lokalno je razvit v tej coni muskovitno biotitni očesni gnajs s porfiroblasti delno mikrokliniziranega ortoklaza. V nižjih nivojih nastopajo kvarcit, grafitni skrilavec in distenov gnajs.

Razen regionalno metamorfoziranih kamenin so razširjene naslednje magmatske in kontaktno metamorfne kamenine:

1. serpentinit z malo gabra, severno od Slovenske Bistrice na obrobju Pohorja;

2. tonalit, ki tvori greben Pohorja, je prodrl v metamorfne kamenine;

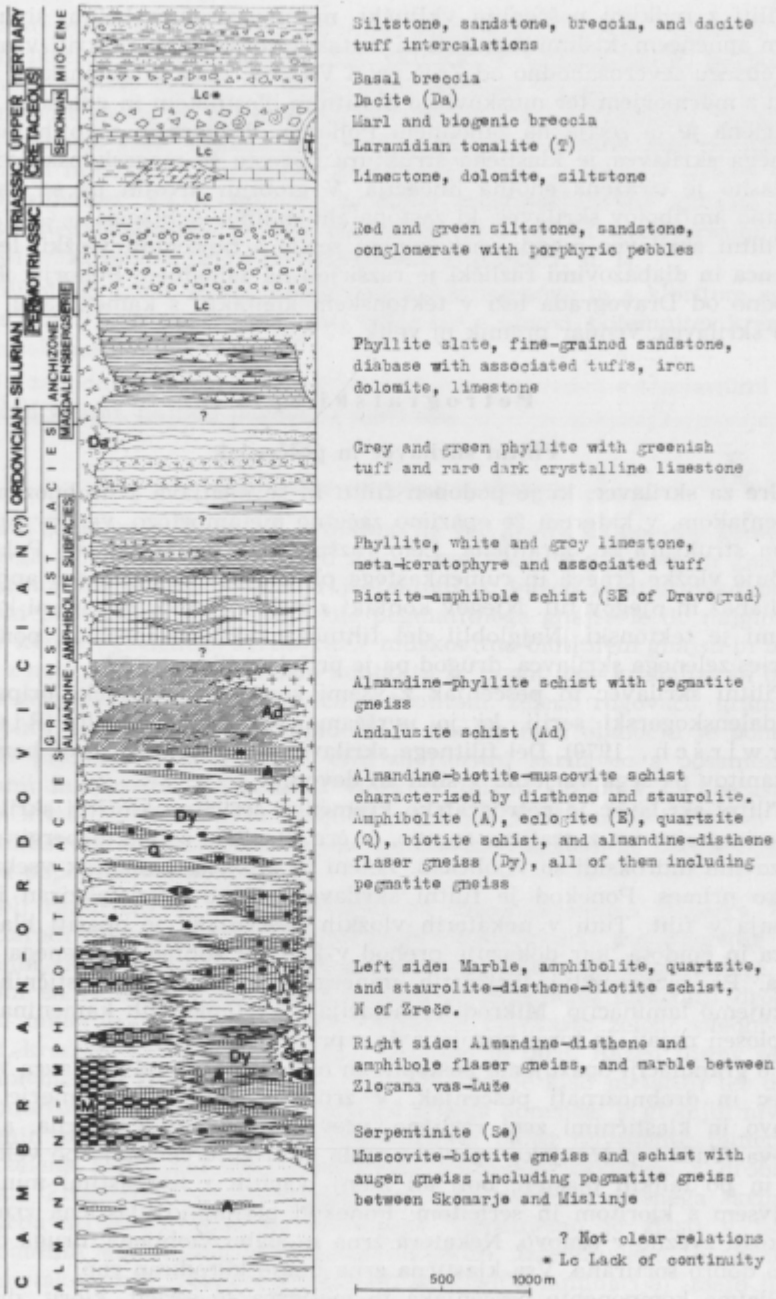
3. dacit, ki je predrl vse metamorfne kamenine Pohorja in tonalit. Večje površine zavzema na zahodnem Pohorju.

V zgornji Mislinjski dolini med Skrlovnikom in Glažuto je tonalit ponekod kontaktno metamorfoziral almandinov filitni blestnik v andaluzitno biotitni blestnik in gnajs. Andaluzit ne spada v mineralno asociacijo kamenin facialne serije B a r r o w e g a tipa, ker se drobnih porfiroblastov andaluzita ne dá razložiti z regionalno metamorfozo pohorskih kamenin.

Na Veliki Kopi je tudi dacit povzročil kontaktno metamorfozo karbonatnih kamenin. Opazujemo rogovec ter diopsidov, grosularjev in epidotov skarn s hematitom in magnetitom.

Vse enote so prikazane na geološkem zaporedju kamenin (sl. 1). Petrografske variacije v okvirju posameznih enot so še veliko bolj pogostne, kot je to v karti možno prikazati. Najgloblji nivo metamorfnih kamenin, ki ga predstavlja muskovito biotitni paragnajs in blestnik z lokalno razvitim očesnim gnajsom, tvori jedro antiklinalne strukture, ki je lepo razkrito zarad neenakomernega dviganja terena. Razteza se med Padežkim vrhom in Mislinjo. Na južnem krilu te antiklinale sta razkrita med Zrečami in Vitanjem biotitni blestnik in gnajs z marmorjem in amfibolitom. Severno krilo nad antiklinalno strukturo pa poteka od Slovenske Bistrice do Mislinjske doline. Vključke karbonatov v biotitnem gnajsu vsebuje samo v spodnjem tektonsko zelo razvlečenem in stanjšanem pasu, razširjenem na odseku Zlogana vas—Luže. V višjem nivoju pa vsebuje značilni muskovitni blestnik z eklogitom in amfibolitom. Petrografska neenakost severnega in južnega krila je posledica različne sedimentacije v prvotni geosinklinali in tektonskih sprememb.

Najvišji nivo almandinovega muskovitnega blestnika je bil v debelini do 400 m retrogradno metamorfoziran v almandinov filitni blestnik in gnajs. Odkrit je v grebenih Volovice in Skrivnega hriberja in se razteza dalje proti zahodu.



Sl. 1. Zaporedje pohorskih kamenin
Fig. 1. Columnar section of Pohorje rocks sequence

Filiti z redkimi peščenimi vključki, marmoriziranim belim, sivim in črnim apnencem, kislimi metatufi in metakeratofirjem so razkriti v manjšem obsegu severozahodno od Zreč proti Vitanju. Leže v tektonskem kontaktu z marmorjem ter muskovitno biotitnim blestnikom in gnajsom. Zelo razširjena je ta serija na zahodnem Pohorju. V zgornjih nivojih faciesa zelenega skrilavca je klastična struktura pogosto še megaskopsko vidna. Istočasno je izražena enotna lineacija. V globljih nivojih pa se nahaja biotitno amfibolov skrilavec, ki zastopa almandinov subfacies.

Filitni skrilavec magdalenskogorske serije s peščenimi vložki, lečami apnenca in diabazovimi različki je razširjen na zahodnem Pohorju. Jugovzhodno od Dravograda leži v tektonskem kontaktu s kameninami zelenega skrilavca, vendar premik ni velik.

Petrografski opis

Filitni skrilavec in peščenjak

Gre za skrilavec, ki je podoben filitu in se menjava z drobnozrnatim peščenjakom, v katerem že opazimo začetno metamorfozo, vendar je klastična struktura še ohranjena. Zelo razširjen je na zahodnem Pohorju. Vsebuje vložke črnega in rumenkastega ploščastega dolomitnega apnenca ter diabaz in njegov tuf. Njegov kontakt z bolj metamorfoziranimi kameninami je tektonski. Najgloblji del filitnega skrilavca prehaja ponekod v facies zelenega skrilavca, drugod pa je prišel v stik z gnajsi.

Filitni skrilavec in peščenjak z vsemi značilnimi vključki pripadata magdalenskogorski seriji, ki jo uvrščamo v caradoc-ashgill (Riehl-Herwirsch, 1970). Del filitnega skrilavca in peščenjaka brez bazičnih vulkanitov pa sega verjetno v silur in devon.

Filitni skrilavec je petrografsko kremenov sericitno kloritni skrilavec. Če je impregniran z grafitno snovjo, je črn. Različki s fino dispergiranimi železovimi hidroksidi so vijoličasti. Zeleni in vijoličasti različek vsebujeta tufsko primes. Ponekod je filitni skrilavec močno rekristaliziran in že prehaja v filit. Tudi v nekaterih vložkih peščenjaka je opaziti blastezo albita in epidota, kar dokazuje prehod v kloritni subfacies zelenega skrilavca. Po razporeditvi lističastih mineralov in saličnih klastičnih zrn opazujemo laminacijo. Mikrodiferenciacija v metamorfnih kameninah, ki je splošen pojav, je torej pogojena že s prvotno sedimentacijo.

Po granulaciji opazujemo postopne in ostre prehode od skrilavca v meljevec in drobnozrnati peščenjak. V zrnatih vzorcih je razmerje med osnovo in klastičnimi zrni različno, prevladujejo klastična zrna, ali pa osnova. Tudi v peščenjaku opazimo rahlo mikrodiferenciacijo po velikosti zrn in po tankih plasteh, bolj ali manj bogatih z lističastimi minerali, predvsem s kloritom in sericitom. Ponekod prehajajo klastična zrna po velikosti zvezno v osnovo. Nekatera zrna so slabo zaobljena, druga dobro in so dobro sortirana. Vsa klastična zrna imajo korodiran rob.

Glavne komponente peščenjaka in meljevca so sericit, klorit, droben muskovit, kremen, lamelarni albit, epidot, zoisit, biotit, kalcit, mikrokristalni silikatni fragmenti, pirit in organska snov. Večja idiomorfna zrna

pirita so ponekod obdana z žarkovitim kremenom. Lističasti minerali v saličnih plasteh so zelo drobni. Kot vključki v saličnih zrnih povzročajo motnost, zaradi katere je težko ločiti kremen od plagioklaza. Kremen potemnjuje neenotno, zrna se zajedajo druga v drugo. Pogosto opazujemo tudi avtigeno rast. Velikost zrn variira od nekaj stotink mm do 0,2 mm. Klorit in muskovit sta pogosto kristalizirana pod določenim kotom glede na plastovitost. To je značilno za šibko metamorfozirane glinaste sedimente. Rekristalizacija je bila usmerjena proti grobi transverzalni skrilavosti s_1, ki prečka zelo fino plastovitost s_s (tabla 1, sl. 1).

Filitni skrilavec sečejo pogosto tanke kremenove in s kloritom zapolnjene žile. V njih so zrna kremena večja kot v osnovi, potemnitev kremena pa je zelo neenotna.

Na zahodnem Pohorju je filitni skrilavec prepreden s terciarnimi porfirskimi žilami, najbolj pogosto z dacitom.

Kamenine zelenega skrilavca

Med Slakovo in Vitanjem prihajajo na več krajih na površje kamenine zelenega skrilavca. Kontakt med filiti z biotitnim blestnikom in gnajsom z marmorjem na tem območju je tektonski. Važen stratigrafsko petrografski podatek je, da dobimo žile pegmatitnega gnajsa le do najglobljih delov kamenin zelenega skrilavca. V muskovitno biotitnem gnajsu in blestniku z marmorjem je ob samem kontaktu že razvit lepo kristaliziran blestnik z zelenkasto rjavo pleohroičnim biotitom, zeleno rogovačo, granatom in lepimi conarnimi kristali epidota. V kontaktnem območju je ponekod zaradi preloma lokalno razvit črni diaftoritni skrilavec s posameznimi luskami muskovita. Karbonatni vložki v bližini preloma so brečasti in slabo kristalizirani. Na kameninah zelenega skrilavca pri Zrečah leže v tektonskem kontaktu mezozojske karbonatne kamenine. Dolomit je ponekod popolnoma milonitiziran.

Bolj razširjeni so zeleni skrilavci na severozahodnem Pohorju. Tudi tam zaradi tektonike ni videti zveznega napredovanja metamorfoze med zelenimi skrilavci ter bolj in manj metamorfoziranimi kameninami. Zastopani so različki, v katerih prevladujejo izmenično naslednji drobnozrnati minerali: klorit, muskovit, zeleno in rjavkasto zeleno pleohroični biotit, kremen, albit, epidot, kalcit, turmalin in pirit. Razen filitov so zastopani metakeratofir in njegov metatuf, srednje kisli metatufi ter delno metamorfozirane leče belega, sivega in črnega apnenca. V globljih nivojih kamenin zelenega skrilavca je kristalizirala poleg navedenih mineralov tudi zelena rogovača. Nastopa biotitno amfibolov skrilavec z drobnimi granati. Značilno je, da je v zgornjem delu kamenin zelenega skrilavca klastična struktura ponekod ohranjena. Opazujemo jo zlasti v filitno karbonatnih kameninah in v metavulkanitih. Izredno lepo je ohranjen tudi metakeratofir. Ploskve skrilavosti (nekdanja laminacija) imajo filitni sijaj zaradi sericitnih in kloritnih luskic, nekdanji vtrošniki ortoklaza pa so povečini albitizirani (tabla 1, sl. 2). Lineacija je v teh kameninah izrazita in enotna.

Almandinov filitni blestnik in gnajs

Almandinov filitni blestnik in gnajs sta razširjena na Volovici in na Skrivnem hriberju ter v zelo ozkem pasu severno od Rogle. Zahodneje od tod zavzemata večje površine in se vlečeta prek Črnega vrha proti Mislinjski dolini. Debelina teh plasti je štiristo metrov. Pod almandinovim filitnim blestnikom leži almandinov biotitno muskovitni blestnik. Meja med obema je postopna. Ohranjene drobnozrnate muskovitne različke najdemo tudi v višjih legah almandinovega filitnega blestnika, zlasti v komplicirano zgubanem ozkem erozijskem pasu almandinovo filitnega blestnika severno od Rogle. Almandinov filitni blestnik in gnajs sta nagubana z isto intenziteto in na enak način kot globlje ležeče kamenine. Enako je izražena tudi lineacija. Filitni blestnik na Volovici in na Skrivnem hriberju tvori blagi sinklinali.

Med Roglo in Glažuto meji filitni blestnik na tonalit in je zato ponekod kontaktno metamorfoziran v andaluzitno biotitni blestnik in gnajs. Na stiku s tonalitom je andaluzitni blestnik kataklaziran.

T e l l e r (1898) je na svoji karti Mozirje prištel k filitu velike površine almandinovega filitnega blestnika na Volovici, severno od Rogle in proti Črnemu vrhu. Že K i e s l i n g e r (1935, 102) je ločil filit od diaftoritiziranega blestnika — almandinovega filitnega blestnika. V svojem članku piše, da je na zahodnem Pohorju pravi filit razvit nekako do Male Kope, jugovzhodneje pa se pojavi diaftorit — naš almandinov filitni blestnik. Avstrijski petrografi, ki so kartirali na Svinški planini, pa so mišljenja, da gre za progresivno metamorfozirano kamenino, ki jo štejejo v najgloblji del faciesa zelenega skrilavca.

Almandinov filitni blestnik je zaradi fino dispergiranega klorita črn. Po ploskvah skrilavosti opazujemo posamezne lepe kristale muskovita. Kamenina je mikrodiferencirana. Značilni so posamezni porfiroblasti almandina, ki so povečini nadomeščeni s kloritom in limonitom ter spoznavni le še po obliki.

Almandinov filitni blestnik je prepreden z debelejšimi in tanjšimi žilami kataklaziranega in sericitiziranega pegmatitnega gnajsa, ki vsebuje ponekod idiomorfni črni turmalin. Zelo redki so vložki zelenega skrilavca: čistega kloritnega skrilavca s peninom ali drobnozrnatega kremenovo epidotovega skrilavca. Redki ohranjeni amfibolovi različki so precej kloritizirani.

V almandinovem filitnem blestniku na Volovici severno od Luž in Rakovca so pogostne po nekaj metrov debele žile kremena, ki so jih nekoč topili v pohorskih glažutah. Kremenove žile severno od Rakovca so impregnirane z galenitom in sfaleritom. Sekundarni kosi žilnin porfirita in malhita so pogostni, primarni izdanki pa redki. Žile so povečini paralelne ploskvam foliacije.

Glavne mineralne komponente almandinovega filitnega blestnika in gnajsa so: klorit, sericit, kremen, granat, muskovit, biotit, plagioklaz, epidot; akcesorni so neprosojni minerali in turmalin.

Značilen mineral je razpotegnjen, delno ali popolnoma kloritiziran porfiroblastično razvit granat (tabla 1, sl. 3). Prevladujejo drobni ostanki

porfiroblastov granata, ki merijo okrog 2 mm, večji so redki. Brez analizatorja so ostanki granata rožnati, torej pripadajo almandinu. Kremen potemnjuje večinoma zelo neenotno. Pogostni so porfiroblasti muskovita, ki so le delno kristalizirali pod močnimi pritiski. Posamezni vzorci vsebujejo idiomorfni drobnozrnati epidot in porfiroblastično razvit plagioklaz, ki je svež, ali pa poln vključkov, enoten in lamelaren. Po Beckejevi črti svežih različkov pripada oligoklaznemu andezinu. V mikrokristalni osnovi so pogostne konture oglatih kristalov, psevdomorfoziranih z mikrokristalno snovjo.

Ostanki kloritiziranih porfiroblastov almandina v drobnozrnati asociaciji mineralov klorita, sericita in kremena dokazujejo retrogradno metamorfozo velikega obsega. V tem procesu ni bilo doseženo ravnotežje, zato imamo ohranjene ostanke granata in ponekod tudi prvotne muskovitne in biotitne različke. Zanimiva je nova blasteza muskovita in plagioklaza, ki tvorita drobne porfiroblaste. Ta rast je mlajša od diaftoreze.

Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs z vložki almandinovega distenovo biotitnega gnajsa

Te kamenine slede pod almandinovim filitnim blestnikom. Zanje sta značilna lepo kristaliziran muskovit, čigar porfiroblasti dosežejo celo 3 cm, in almandin. Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs prehajata pogosto v biotitni blestnik in gnajs. Cona muskovitnega blestnika se razširja od Turiške vasi nad Slovensko Bistrico prek Tinj, Božjega, Rogle in ob potoku Mislinji do Mislinjske doline. Almandinov biotitno muskovitni blestnik z eklogitom in amfibolitom je razširjen tudi na severnem delu Pohorja ob Lobnici. Ti skladi so na območju od Slovenske Bistrice do Božjega inverzno nagubani, proti zahodu pa tvorijo sinklinale. Zaradi vpadanja vseh struktur proti zahodu so na vzhodu pri Turiški vasi razkrite najgloblje plasti. Značilni vključki v globljih nivojih so eklogit in amfibolit ter protast distenov biotitni in amfibolov gnajs, v višjih pa samo amfibolitni različki. Pogosten je bel muskovitni kvarcit. Marmor se pojavi le izjemoma in v majhnem obsegu (zahodno od Komisije, zahodno od Krajčeve koče pod Roglo). Povsod najdemo bele žile pegmatitnega gnajsa, ki imajo isto strukturo kot prikamenina. Nad Slovensko Bistrico in proti Božjemu so v muskovitnem blestniku v bližini meje s tonalitom številne diferencirane (aplit, pegmatit) in nediferencirane žile tonalita. Tonalitni lakolit meji na severu in na jugu ponekod neposredno na biotitno muskovitni blestnik, vendar nanj termično ni več mogel vplivati, ker so bile kamenine že prej kristalizirane v almandinovo amfibolitnem faciesu. Zlasti proti zahodu so v almandinovem muskovitnem blestniku številne tudi žile dacita in njegovih različkov.

V coni almandinovo muskovitnega blestnika in gnajsa najdemo ponekod diaftorite, ki so megaskopsko in mikroskopsko precej raznovrstni. V bližini almandinovega filitnega blestnika je diaftoreza najmočneje izražena, kar se kaže v neenakomerni zrnavosti mineralov in v njihovih retrogradnih spremembah. Granat je delno kloritiziran, kjer pa ni spremenjen, ga obdaja rdečkasto rjavi biotit, iz katerega je granat nastal.

Muskovitni blestnik zahodno od Rogle ne vsebuje distena in stavrolita, pač pa bolj ali manj pravilne oblike, zapolnjene s sericitom in z mikrokristali drugih mineralov, kar da slutiti psevdomorfozo. Na območjih, kjer ni v muskovitnem blestniku distena in stavrolita, so leče eklogita zelo redke in so amfibolitizirane. Našla sem jih na treh krajih v muskovitnem blestniku in amfibolitu na pobočjih Mislinjskega potoka.

Zrnavost metamorfnih skrilavcev te cone je zelo različna. Muskovitni blestnik je pogosto debelozrnat. Posamezni porfiroblasti distena in muskovita merijo prek 2 cm. Na debelozrnatih različkih lineacija ni vedno izrazita. Protasti distenovo biotitni, amfibolov in pegmatitni gnajs so ponekod zelo drobnozrnati (velikost zrn pod 0,1 mm) in predstavljajo sled najstarejše faze kristalizacije.

Muskovitni blestnik je sivkast. Če pa vsebuje tudi biotit, je vijoličast. Sekundarni klorit daje zelenkasto sivi odtenek. Biotitni različki so rjavkasti, redkeje zelenkasti. Struktura kamenin je metamorfno diferencirana, lepidoblastična, porfiroblastična in neenakomerno zrnata. V zelo drobnozrnatih vzorcih imajo plagioklazi v ločenih mikropasovih granoblastično strukturo.

Poleg granata, distena in stavrolita, ki so značilni za stopnjo metamorfoze, nastopajo še kremen, biotit in plagioklaz; akcesorni so pirit, rutil, sfen, apatit, šorlit in grafit.

Sekundarni minerali, nastali z retrogradno metamorfozo, so klorit, sericit, levkoksen, limonit in redko proklorit. V nekaterih vzorcih je veliko conarnega epidota-klinozoisita.

Kremen navadno potemnjuje valovito, velike luske muskovita pa včasih dokaj enotno. To dokazuje, da je kristalizacija delno potektonska, njena glavna faza pa je bila paratektonska. Porfiroblasti granata merijo od enega do več mm. Ponekod granat ni razvit porfiroblastično, temveč v osnovi. Porfiroblasti granata so navadno idiomorfni. Ponekod imajo obliko polzeče kapljice, ki na primarnem kraju lepo kaže smer pritiska med kristalizacijo. Pogosto opazujemo po kriptokristalnih neprosojnih vključkih v kristalu rotacijo granata med blastezo. Zrna granata so povečini močno razpokana, včasih zdrobljena. Granat prehaja po razpokah v klorit. Rožnati granat muskovitnega blestnika z distenom s Padežkega vrha je kemično analiziran (tabela 1, vz. 2 911/717). Vsebuje 60 % almandina in 24 % piropa.

Tudi disten in stavrolit sta ponekod razvita porfiroblastično. Stavrolit nastopa v posameznih idiomorfnih kristalih, ki merijo povečini okrog 0,2 mm. Porfiroblastično razvita zrna so včasih dvojčična in korodirana. V muskovitnem blestniku so posamezna zrna distena in stavrolita nanizana v presledkih (tabla 2, sl. 1). V protastih distenovo biotitnih različkih pa tvori disten samostojne mikropasove. Drobna paličasta zrna tega minerala z značilno razkolnostjo merijo navadno manj od 0,1 mm, le redka dosežejo 0,3 mm. Ti agregati so psevdomorfoze po andaluzitu. Predstavljajo sled starejše kristalizacije pod nižjim pritiskom (tabla 2, sl. 2). Sveži granat protastega distenovega gnajsa vsebuje od vseh analiziranih granatov parametamorfnih kamenin največ almandina (tabela 1, vz. 620/240).

Biotit je rdečkasto rjav, redkeje zeleno pleohroičen. Vsebuje številne paličaste vključke rutila in redke črne kolobarje, ki so posledica radioaktivnosti cirkona. Včasih je biotit kloritiziran.

Plagioklaz je oligoklazni andezin in andezin, ki navadno ni dvojčičen. Včasih je porfiroblastično razvit. V nekaterih vzorcih je precej sericitiziran. V amfibolovem gnajsu z blastomilonitno strukturo ima plagioklaz 60 do 80 % anortita. Visoke vrednosti anortita so vezane na cono protastega distenovo biotitnega gnajsa.

Diaftoriti almandinovega muskovitnega blestnika so megaskopsko in mikroskopsko zelo različni, navadno imajo mikrobrečasto strukturo (tabla 2, sl. 3). Njihova barva je črna ali rjavkasta. Črna barva izhaja verjetno od impregnacije z grafitom, rjavkasta pa od limonitiziranih železovih mineralov in granata. Pogosten je rjav retrogradno metamorfoziran prsten blestnik s posameznimi večjimi luskami muskovita in kristali granata. Mikrokristalna osnova sestoji iz kremena, sericita, klorita in limonita. Redko so ohranjeni kristali distena, ki so prvotno merili okrog 1 mm, a so po obodu že prešli v sericit (tabla 3, sl. 1).

Eklogit

Leče eklogita nastopajo v blestniku in v amfibolitu v coni almandinovega muskovitnega blestnika. Zelo pogosten je med Slovensko Bistrico in Roglo. Več eklogitnih leč je še na južnem pobočju Rogle in severno od Rakovca prav pod nivojem almandinovega filitnega blestnika. Zahodneje

Sl. 2. Eklogitne leče v amfibolitu. Zasukana foliacija v eklogitu. Nahajališče južno od Cezlaka

Fig. 2. Eclogite lenses in amphibolite. Foliation torsion in eclogite. Outcrop south of Cezlak

sem našla amfibolitiziran eklogit samo na Rutah in pri Pauru na pobočjih v Mislinjski grapi. Precej je razširjen eklogit na severnem Pohorju, na območju Žigertovega vrha in proti Šumiku.

Na območju Okoške gore se nahaja nekaj redkih že retrogradno spremenjenih leč eklogita tudi v distenovem biotitnem gnajsu. Nad Slovensko Bistrico nastopajo leče eklogita v serpentinitu; merijo nekaj dm do nekaj metrov. Tudi v eklogitu je zaradi metamorfne diferenciacije jasno vidna foliacija. Izrazite so mikroplasti granatov, velikih 1 mm do 2 cm, ki lepo označujejo ploskve foliacije. Na obodu leče je foliacija vzporedna s foliacijo blestnika in amfibolita, v sredini pa je navpična na obod leče. To je posledica različne tenljivosti eklogita in mehkejših kamenin, ki ga obdajajo (sl. 2).

Razmerje med bistvenimi komponentami eklogita je različno. V skrajnih primerih sestoji kamenina samo iz granata, omfacita ali distena in redkih akcesornih mineralnih vključkov. Posebnost je primarna rjavkasto zelena nepleohroična rogovača carinthin v amfibolovem eklogitu (tabla 3, sl. 2).

Zaradi posebne mineralne sestave, ki je značilna za zelo visoke pritiske, se je eklogit med dviganjem metamorfnih kamenin na območju nižje temperature in pritiska povečini bolj ali manj retrogradno metamorfoziral. Ponekod je prvotna mineralna sestava ohranjena le še v jedru eklogitnih leč. Ostali del leče pa je amfibolitiziran. Ta spremenjeni eklogit je amfibolitni eklogit. Zanj je značilna simplektitna struktura osnove, zaradi katere je spremenjeni eklogit zelo trd. Simplektit je redko potektonsko rekristaliziran; najpogosteje pripadajo tako nastali porfiroblasti korodirani zeleni rogovači, plagioklazu in agregatu kremena, ki kaže precej enotno potemnitev (vz. 110/2b/11467).

V tankem simplektitnem obrobku v eklogitu (vz. B 228/128) so distenova zrna obdana s spinelom in kordieritom ter rjavkasto močno dvolomno rogovačo. Mikrokristalni obrobek okrog omfacita pa bi bil lahko piroksen ali rogovača.

Popolnoma svež porfiroblast granata v simplektitnem agregatu osnove je zelo redek. Najbolj običajna sprememba porfiroblastov granata je psevdomorfoza z zeleno rogovačo. Osnova, v kateri so tudi kristali rogovače, je običajno svetleje zelena, saj sta v njej tudi kremen in plagioklaz. Razen z rogovačo je granat nadomeščen tudi z oligoklazom in andezinom, zoisitom, redkeje z epidotom, rdečkasto rjavim biotitom in peninom. To so lepi posamezni kristali ali pa drobnozrnati agregati. Podobne spremembe opazujemo tudi v retrogradno spremenjenih granatih amfibolita. Ponekod nastopajo na istem kraju v granatu psevdomorfoze z različnimi minerali in istočasno tudi sveži rožnati granati (vzorci 657/248). V vzorcu amfibolitnega eklogita z granatom se nahajajo serpentinizirana zrna, ki so nastala iz olivina (vz. 110/11434).

Na enem samem kraju nad Slovensko Bistrico so v retrogradno metamorfozirani kamenini, podobni eklogitu, po 1 cm veliki porfiroblasti granata skoraj popolnoma nadomeščeni z žarkovitim agregatom modrikasto zeleno pleohroične rogovače (tabla 3, sl. 3). V megaskopsko beli osnovi ni

vidna usmerjenost, njeni posamezni deli sestoje iz granoblastičnega lamelarnega plagioklaza, ki vsebuje 70 % do 80 % anortita, ter iz β zoisita, ki kaže modre disperzijske barve, je optično pozitiven in ima kot optičnih osi 17° do 37°. Redek je klinozoisit. V tem vzorcu opazujemo še kriptokristalne razpotegnjene vključke, ki so ostanki nedoločljivih kameninskih drobcev. V njih je določen zeleni spinel. Ta vzorec predstavlja zelo bazično kamenino, ki je ob procesu eklogitizacije že zapadla retrogradni metamorfozi.

Granat iz eklogita in amfibolitnega eklogita ter omfacit iz eklogita smo kemično analizirali (tabela 1). Granat iz eklogita vsebuje od vseh analiziranih granatov največjo količino piropa, ki znaša 49 %.

Analizirani omfacit iz eklogita ima podobno sestavo kot omfacit v eklogitu iz Gertruska v Avstriji (Angel, po knjigi Deer, Howie, Zussman, 1963, vol. II., str. 156). Po istih literaturnih podatkih se naša analiza dobro ujema z omfacitom eklogita iz Fichtelgebirge.

Merjene vrednosti dvoloma *Ng-Np* omfacita variirajo od 0,014 do 0,024 in se večinoma bolj približujejo zadnji vrednosti. Kot optičnih osi 2 Vz je 50° do 70°, povprečje za trinajst zrn je 65°.

Eklogit najdemo na Pohorju le v določenem nivoju, in to ne v najglobljem. Zato sklepamo, da je genetsko vezan na kamenine, v katerih se nahaja. Nastal je iz bazične magmatske kamenine, verjetno gabra. Morda je bila prvotna oblika vsaj ponekod podobna žilnini. Poznejše razkosavanje in gubanje je dalo današnjo obliko. Ker vsebuje pohorski eklogit primarno rogovačo, ni nastal pri najvišji metamorfozi. Količina piropa 48,97 % ustreza po Eskoli in po Colemanu (Turner, 1968, 337) tistim eklogitom, ki so nastali v pogojih metamorfoze amfibolitne facije.

Amfibolit in *amfibolovi različki*

Amfibolove kamenine so najbolj pogostne med muskovitnim blestnikom. V nižjih nivojih muskovitnega blestnika vsebuje amfibolit številne eklogitne leče, ki so amfibolitizirane. V coni biotitnega gnajsa pa je amfibolit vezan na marmor. V muskovitno biotitnem gnajsu je amfibolit redek, razen v najnižjem delu. Filitni blestnik amfibolita skoraj ne vsebuje.

Od bazičnih metamorfnih kamenin je amfibolit najbolj razširjen. Po mineralni sestavi razlikujemo normalni amfibolit, levkoamfibolit, zoisitov in epidotov amfibolit, prehode v amfibolov gnajs z rjavo in rdeče pleohroičnim biotitom, ter amfibolovec, kamor prištevam kamenine, ki vsebujejo več kot 90 % zelene rogovače.

Amfibolovi različki so drobnozrnati do debelozrnati. Navadno so metamorfno diferencirani. Struktura je nematoblastična, v vzorcih amfibolovega gnajsa z večjo količino sljude lepidoblastična. Ponekod je struktura porfiroblastična s porfiroblasti rogovače, redkeje granata. Mikrobrečasta struktura je redka. Rogovača je zeleno pleohroična. Granat je rožnat almandin. Plagioklaz je po sestavi oligoklaz ali andezin; v amfibolovem gnajsu (tabla 4, sl. 1), ki je v zvezi s protastim distenovim biotitnim gnajsom, celo labradorit-bitovnit. Plagioklaz je dvojčičen in lamelaren.

Včasih je sericitiziran, vsebuje vključke epidota in zoisita. Od drugih mineralov nastopajo še: kremen, ki potemnjuje zelo neenotno, rdečkasto rjavo do zeleno pleohroičen biotit, redko diopsid, kalcit, turmalin, rutil, sfen, pirit in apatit.

Retrogradna metamorfoza kamenin amfibolove skupine se kaže v kloritizaciji, epidotizaciji, zoisitizaciji in tvorbi nontronita. Spremembe so ponekod delne, drugod popolne.

V coni muskovitnega blestnika zahodno od Resnika in od tod proti Mislinjski dolini je v amfibolitu razvit porfiroblastični zoisitov amfibolit. Po nekaj milimetrov veliki porfiroblasti zelene rogovače nastopajo v bolj ali manj beli osnovi, ki sestoji iz paličastega zoisita (do 0,2 mm, redko več), plagioklaza, kremena, manjše količine proklorita in drobnih zrn rogovače. Porfiroblasti rogovače so po obodu korodirani, potemnjujejo neenotno, so deloma zviti in rotirani med rastjo. Le redko so kloritizirani, močneje pa je kloritizirana drobna rogovača osnove. Verjetno rogovača nadomešča prvotni piroksen. Proklorit je včasih prečen na smer foliacije. Precej je akcesornega levkoksena, ki ga obdaja avreola sfena.

Muskovitno biotitni gnajs z almandinom in vložki marmorja, amfibolita in almandinovega distenovo biotitnega gnajsa

Značilna kamenina tega nivoja biotitnega gnajsa je marmor, ki povečini vsebuje primes silikatnih mineralov. Razen tega opazujemo menjavanje z amfibolitom in amfibolovimi različki, almandinovo distenovim biotitnim gnajsom in blestnikom, pegmatitnim gnajsom in kvarcitom.

Naštete kamenine se raztezajo v dveh pasovih na krilih antiklinale, katere jedro sestoji iz muskovitno biotitnega gnajsa brez vložkov marmorja. Južni pas se začne zahodno od Oplotnice, sega prek Loške gore in se konča ob prelomu zahodno od Vitanja. Ekvivalentne plasti, ki leže v severnem pasu na muskovitno biotitnem gnajsu, so zelo stisnjene in više preidejo v almandinov muskovitni blestnik z eklogitom in amfibolitom. Našteti petrografski različki se nahajajo na območju nad Oplotnico tudi v jedru antiklinale muskovitno biotitnega gnajsa, medtem ko jih v višjih legah ni.

Oba pasova sta nagubana v sistem monotropnih gub. Na jugu opazujemo severno vergenco, v severnem pasu pa so gube skoraj navpične.

Protasti različki posameznih metamorfnih kamenin so na Pohorju pogostni. V severnem pasu muskovitno biotitnega gnajsa z marmorjem pa je to stalna značilnost kameninskih različkov. Prepereli razpadajo zato iverasto. Protasti različki so navadno zelo drobnozrnati (nekaj stotink mm do 0,2 mm), čeprav gre za visoko metamorfne kamenine.

Najbolj pogosten petrografski različek je muskovito biotitni gnajs, ki pogosto vsebuje tudi disten. Porfiroblasti rožnatega granata dosežejo 1 cm. Zeleni biotitni gnajs je razvit zlasti nad Slakovo. Ponekod vsebuje posamezne luske muskovita, ki so razvite porfiroblastično in merijo nekaj mm. Modrikasto zeleno barvo povzroča precejšnja primes neprosojnega minerala, verjetno pirita. Lokalno je razvit tudi muskovitni blestnik. Bel in siv kvarcit je razširjen predvsem zahodno od Oplotnice, tanjše vključke

pa najdemo povsod. Opazujemo delno retrogradno metamorfozo, ki se kaže v tvorbi klorita, proklorita in epidota.

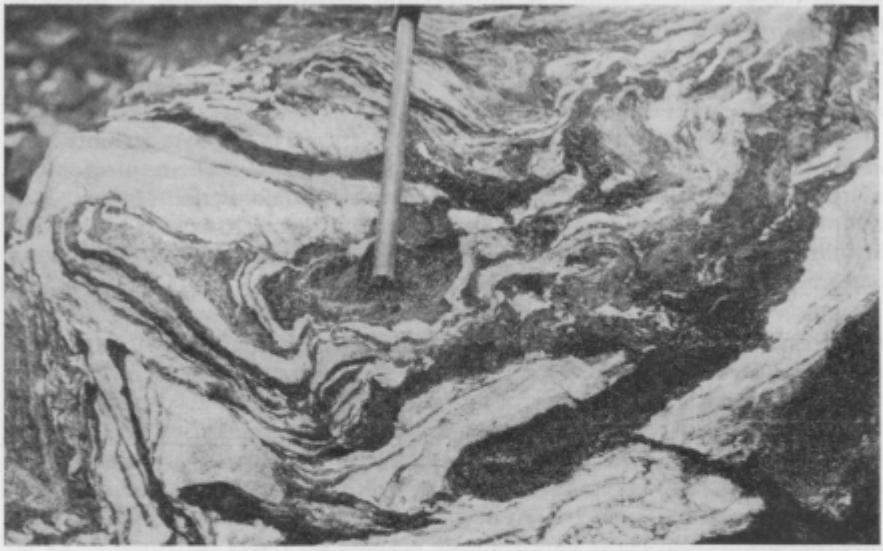
Biotit je rdečkasto rjavo do zeleno pleohroičen. Pogosten je njegov retrogradni produkt lamelarni proklorit. Od količine teh mineralov je odvisna barva gnajsov: rjavkasta, vijoličasta ali zelenkasta. V biotitnem gnajsu je značilen disten. Tvori nepravilne, delno razpotegnjene mikrokristalne agregate. Disten pogosto obdaja zrna granata.

Plagioklaz je drobnozrnat in debelozrnat. Kaže tudi porfiroblastično rast. V tem primeru vsebuje luske sericita. Dvojčični kristali so redki. Sestava ustreza oligoklazu in andezinu. Beckejeva črta plagioklaza je le izjemoma pozitivna glede na kremen.

Siv porozen kvarcit vsebuje različno količino muskovita, grafit in pirit. Kvarcit prehaja v blestnik. Bel kvarcit vsebuje predvsem kremen, različno količino muskovita in biotita, disten, stavrolit, granat, oligoklaz, andezin, turmalin in malo neprosojnega minerala (tabla 4, sl. 2). Pogostna so conarna zrna turmalina s svetlo olivno zelenim pleohroizmom.

Marmor

Značilen kameninski različek v določenem nivoju biotitnega gnajsa je marmor. Najbolj je razširjen severovzhodno od Zreč v okolici Črešnove in na Ljubnici. Plasti so povečini tanke, le ponekod dosežejo njegove leče nekaj metrov zaradi izoklinalnega gubanja.



Sl. 3. Zgnetene plasti marmorja z vložki biotitnega blestnika. Kamnolom marmorja ob cesti zahodno ob Kotnika

Fig. 3. Highly folded marble intercalated by biotite schist. Marble quarry west of Kotnik farm

Marmor je debelozrnat, redkeje drobnozrnat. Ob kontaktu s filitnim skrilavcem severovzhodno in severozahodno od Zreč ter vzhodno od Luž je v bližini tektonskih kontaktov slabo kristaliziran in brečast. Pohorski marmor brez primesi je bel. Pogosto pa vsebuje fino dispergirana grafit in pirit, ki mu dajeta sivo barvo. Primes številnih silikatnih mineralov, zlasti amfibola in biotita, daje zelenkasto in rjavkasto vijolično barvo.

Razmerje med kalcijem in magnezijem smo določili v 30 vzorcih belega marmorja, ki ni vseboval primesi. Količina magnezijevega oksida variira od nekaj odstotkov do 20 %, s čimer prehaja marmor v dolomitni marmor. Povečini pa so pripadali vzorci čistemu belemu kalcijevemu karbonatu.

Struktura marmorja je granoblastična, suturna in blastomilonitna. Na kristalih kalcita so vidne dvojčične lamele, razkolnost po romboedru in valovita potemnitev, kar je vse posledica rasti pod pritiski. Primesi pripadajo kremenu, kislemu plagioklazu, tremolitu, zeleni rogovači, diopsidu, forsteritu, zelenkasti sljudi (paragonitu?), rjavkasto pleohroičnemu biotitu, oranžno pleohroičnemu meroksenu, muskovitu, zelo redko granatu, grafitu, piritu, produktom retrogradne metamorfoze: kloritu, epidotu, klinozoisitu, serpentinu po forsteritu in limonitu. Mineralni vključki so navadno mikrodiferencirani (sl. 3).

Muskovitno biotitni gnajs z očesnim in pegmatitnim gnajsom

Jedro antiklinale, ki poteka od Oplotnice prek Skomarja in se konča ob Mislinjski dolini, sestoji iz muskovitno biotitnega gnajsa in blestnika (sl. 4). Gnajsi so nabrani v gube desetmetrskih dimenzij in tvorijo v celoti proti zahodu tonečo antiklinalo. Zelo značilen in pogosten vključek v biotitnem gnajsu je pegmatitni gnajs, ki pa nastopa tudi v vseh drugih metamorfnih kameninah.

Muskovitno biotitni gnajs (tabla 4, sl. 3) prehaja pogosto v biotitni in redkeje v retrogradni prokloritni gnajs ter v različke brez plagioklaza, ki jim ustrezajo biotitni, muskovitni in prokloritni blestnik. Nastopa tudi kvarcit, ki vsebuje poleg kremena predvsem muskovit in včasih tudi grafit. Posebna značilnost med gnajsi te cone sta muskovitno biotitni in biotitni očesni gnajs s porfiroblasti ortoklaza, ki prehaja v mikroklin.

Gnajs in blestnik sta povečini drobnozrnata (zrna od 0,1 do 0,2 mm) in srednjezrnata (nekaj desetink milimetra). Očesni gnajs nad Mislinjo pa je zelo debelozrnat; porfiroblasti glinenca so veliki navadno 2 cm, ponekod do 6 cm, sljuda nekaj milimetrov, ostale komponente okrog 1 mm.

Različki so sivkasto rjavi, rjavi, vijoličasti in zeleni. Rjavi odtenki izhajajo od rjavega biotita, zeleni od zelenega biotita in proklorita, sivi od muskovita. Primes neprosojnih mineralov povzroča temnejše barve. Kamenine so metamorfno diferencirane, zato opazujemo bele salične pole. Megaskopsko vidni rdeči porfiroblasti granata so redki.

Vse naštete mineralne spremembe so pogostne in jih je megaskopsko težko ločevati.

V gnajsih nastopajo naslednji minerali: biotit, muskovit, kremen, plagioklaz, granat, rogovača, neprosojni minerali, zlasti pirit; redko rutil,

Sl. 4. Strme gube v muskovitno biotitnem gnajsu prepojenem s pegmatitnim gnajsom. Ob Ločnikarici vzhodno od Skomarja

Fig. 4. Folded muscovite-biotite gneiss with pegmatite gneiss. East from Skomarje village at Ločnikarica brook

sfen, turmalin, apatit; sekundarni minerali so: klorit, proklorit, penin, sericit, limonit, epidot in zoisit. Stavrolita in distena ni.

Biotit kaže zelo različen pleohroizem, najpogosteje zelenega, pa tudi rjavo zelenega, rjavega in rdečkasto rjavega. Lamelarni proklorit je pogosten biotitov retrogradni produkt. Kremen je zelo zdrobljen. Včasih opazujemo potektonsko rekristalizacijo, ki se odraža v precej izometrični obliki in enotni potemnitvi zrn. Redka je zeleno pleohroična rogovača. Granat je prav tako redek in rožnat. Navadno je droben in idiomorfen, večja zrna so korodirana. Turmalin je umazano zeleno do zelenkasto modro pleohroičen, včasih rahlo conaren. Sfen je redek, vendar ponekod nakopičen (npr. vz. 1281/364/9873, biotitni gnajs: 3,38 % TiO_2).

Plagioklaz pripada oligoklaznemu andezinu in andezinu. Dvojčična zraščenja in lamele so redke. Navadno je nekoliko moten in se težko loči od kremena. Nekatera njegova zrna imajo proti obodu rahlo valovito potemnitev, kar je posledica sprememb v sestavi za nekaj odstotkov anortita. Sprememba je lahko normalna ali inverzna. Včasih so samo nekatera zrna v posameznem vzorcu bolj izrazito conarna. V drobnozrnatem biotitnem gnajsu (vz. 1281/364/9873) ima jedro plagioklaza 25 % anortita, ovoj pa 45 % anortita. Pole plagioklaza imajo granularno strukturo, včasih pa kaže plagioklaz tudi blastično rast. Značilen je porfiroblast oligoklaza, ki vsebuje sericit in muskovit. Oligoklaz s temi vključki nadomešča ponekod v pegmatitnem in očesnem gnajsu porfiroblaste ortoklaza in mikroklina.

Posebnost med gnajsi na Pohorju je očesni gnajs, ki je razširjen na večjem območju nad Mislinjo in v okolici Šmartnega na Pohorju; vzhodno od Oplotnice pa ga je manj. Menjava se z različki brez porfiroblastov in vsebuje številne žile pegmatitnega gnajsa. Glede na različno količino mineralov sljude opazujemo postopne prehode med očesnim in pegmatitnim gnajsom. Amfibolitni različki med očesnim gnajsom so pogostni samo v okolici Šmartnega.

Sivkasto zelen biotitno muskovitni očesni gnajs nad Mislinjo (tabla 5, sl. 1) z nekaj milimetrov velikimi lističi muskovita je najbolj debelozrnat. Muskovit je rahlo zelenkast, biotit je zelenkasto rumeno in rdečkasto rjavo pleohroičen. Kremen in oligoklaz osnove sta delno kataklazirana, delno pa potektonsko rekristalizirana. Precej je drobnih in večjih zrn epidota in klinozoisita. Porfiroblasti glinencev so povečini paralelni, redkeje prečni na ploskev foliacije, kar tudi dokazuje delno potektonsko kristalizacijo. Porfiroblast je ortoklaz, ki prehaja v mikroklin. Potemnitev ortoklaza je zelo neenotna. Mikroklinska mreža je najlepše izražena ob robovih zrn, in sicer na manjših kristalih osnove bolje kot na večjih. Porfiroblasti so karlovarski dvojčki. Ploskve zraščenja so zaradi kristalizacije pod pritiski navadno zelo nepravilne. Neposredno merjen kot 2 Vx meri 50° do 81° (merjenih 6 zrn), kar dokazuje prehod med ortoklazom in mikroklinom. Kemično analiziran porfiroblast glinenca vsebuje 9,45 % kalijevega oksida, 2,92 % natrijevega oksida in 0,56 % kalcijevega oksida (vz. 10/5723).

Sivkast biotitni očesni gnajs pri Oplotnici je bolj drobnozrnat, ni rekristaliziran in ima blastomilonitno strukturo. Muskovita vsebuje malo, prevladuje zeleno pleohroičen biotit. Glinenec je ortoklaz, ki potemnjuje zelo neenotno. Delno ga nadomešča granularni agregat oligoklaza. Edini v ortoklazu neposredno izmerjen kot 2 Vx je 76°. Neizrazito lamelarni vključek oligoklaza v glinencu in osnovi vsebuje 30 % anortita.

Sivkast očesni gnajs pri Šmartnem vsebuje zelenkasto in rdečkasto pleohroičen biotit in malo muskovita. Porfiroblast ortoklaza, ki je ponekod prešel v mikroklin, kaže bolj enotno potemnitev kot na drugih raziskanih območjih.

Povprečna vrednost 2 Vx je 51° (3 zrna). Kemično analizirani kristal vsebuje približno 10 % kalijevega oksida in 2 % natrijevega oksida (vz. 77/36). Plagioklazi osnove so lamelarni, neizrazito conarni. Sestava variira od 23 % do 44 % anortita, kot 2 Vx od 73° do 89°, povprečno znaša 83°. Ob glinencu je pogosto vidna mirmekitna struktura.

Porfiroblasti v očesnem in pegmatitnem gnajsu so ponekod delno ali popolnoma nadomeščeni z oligoklazom, redkeje s kremenom (vz. 5654/18595 biotitni očesni gnajs in vz. 628/243 očesni gnajs pri Oplotnici). Psevdomorfoza je lahko en sam kristal oligoklaza. Novi kristal oligoklaza je kataklaziran, kremen v psevdomorfozi pa potemnjuje enotno.

Južno od Rakovca pod Volovico opazujemo v debelozrnatem biotitno muskovitnem gnajsu in v pegmatitnem gnajsu z oligoklazom in albitom nadomeščene porfiroblaste kalijevega glinenca. V sivkasto rjavi osnovi gnajsa so prvotne oblike porfiroblasta lepo vidne, saj merijo do 2 cm.

Muskovit nastopa v nekaj milimetrov velikih luskah; biotit je zeleno in rdečkasto rjavo pleohroičen. Medtem ko sta oba minerala lepo kristalizirana, delno potektonsko, opazujemo tudi dele zbruska, v katerih sta oba popolnoma zdrobljena. Isto velja tudi za kremen in plagioklaz. Količina plagioklaza v saličnih polah zelo variira. Ponekod ga ni. Oligoklaz osnove je redko dvojčičen. Porfiroblasti pripadajo lamelarnemu nekoliko kataklaziranemu oligoklazu, ki ponekod vsebuje velike luske sericita. Ugotovljena sestava plagioklaza je v skladu s kemično analizo pegmatitnega in muskovitno biotitnega gnajsa. Kalija vsebujejo ti vzorci izredno malo, prevladuje natrij (tabela 1, analizi 5 in 6); to kaže na natrijevo metasomatozo v končni fazi metamorfoze.

V več zbruskih vzorcev z enega nahajališča sem ugotovila na *UM* v biotitno muskovitnem gnajsu naslednjo sestavo plagioklaza:

oligoklazni andezin (23 zrn): 33,5 % anortita, 2 Vx = 98° (4 zrna- direktno merjeni koti);
albit (7 zrn): 3 % anortita, 2 Vx = 98°.

Plagioklaz v pegmatitnem gnajsu:

oligoklazni andezin (18 zrn): 29 % anortita, 2 Vx = 95° (5 zrn);
albit (8 zrn): 4 % anortita.

Značilni petrografski različek med gnajsi je pegmatitni gnajs, ki nima nobene zveze s pegmatitnimi diferenciati tonalita. Pojavlja se tudi v marmorju, eklogitu in amfibolitu ter retrogradno metamorfoziran v coni filitnega blestnika. Naguban je obenem s kamenino, v kateri se nahaja. Le redko je diskordanten ali ima slabo izraženo foliacijo, kar opazujemo zlasti v bližini eklogitnih leč. Metamorfna diferenciacija je vidna že makroskopsko, lineacija je zaradi razporeditve muskovita in turmalina vedno lepa. Pole pegmatitnega gnajsa so debele nekaj milimetrov do deset metrov.

Pegmatitni gnajs ima blastomilonitno strukturo (tabla 5, sl. 2). V osnovi se nahajajo zelo drobnozrnat metamorfno diferenciran oligoklaz, ločen od kremena, ter tanke pole muskovita, sericita, biotita in klorita. Velikost teh mineralov je navadno okrog 0,2 mm. Porfiroblasti kalijevega glinenca pripadajo ortoklazu, ki je delno mikrokliniziran, pogosto nadomeščen z oligoklazom, ki vsebuje veliko vključkov sericita. S Kozjaka severno od Ribnice pa sem raziskala vzorec, ki je imel v drobnozrnati osnovi in kot vtrošnik razvit svež mikroklin z značilno mrežo. Količina mineralov sljude je zelo različna; prevladujeta muskovit in sericit. Granat je redek. V kemično analiziranem granatu pegmatitnega gnajsa južno od Rakovca prevladuje almandin (tabela 1).

Gnajs, ki se povečini konkordantno izmenjuje s pegmatitnim gnajsom, prištevam k migmatitu (tabla 7, sl. 1 in 2). S tem izrazom v splošnem označujejo menjavo kisle magmatske in metamorfne komponente, ki se vzdolž ploskev foliacije tesno prepletata. Obe komponenti sta na terenu jasno ločljivi. Poreklo granitoidnega materiala je po različnih teorijah različno. Lahko je diferenciat granitnih magem, ki so nastale pri višji stopnji metamorfoze v vsakem regionalno metamorfoziranem območju in bile

potem potisnjene više po ploskvah skrilavosti. Lahko pa so granitoidne taline posledica diferencialne talitve kamenin, podvrženih metamorfozi visoke stopnje. Pri tem se izločijo laže taljive komponente, kot so kisli plagioklazi in kremen. Po Winklerju (1967, 112) se ta proces lahko začne v mezoconi, oziroma v distenovem subfaciesu.

Po Kieslingerju (1935, 102) so žile pegmatitnega gnajsa injicirane. Po dosedanjih raziskavah domnevam, da je sališni material današnjega pegmatitnega in očesnega gnajsa pritekal med metamorfozo. Kamenine te skupine kažejo delno potektonsko rekristalizacijo.

Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs

Tonalitna magma na mineralno paragenezo kamenin almandinovo amfibolitnega faciesa termično ni več mogla vplivati. Kontaktno metamorfozo je povzročil tonalit le v filitnem blestniku. Spremembe opazujemo na razdalji do 100 m od kontakta s tonalitom, vendar ne povsod. Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs z žilami pegmatitnega gnajsa najdemo na območju Glažute in pri Skrlovniku.

Andaluzitno biotitni blestnik in gnajs sta sivkasto vijoličasta. Kamenina je metamorfno diferencirana. Plagioklaz in andaluzit sta razvita kot drobna porfiroblasta in ju na prežagani površini lepo vidimo (tabla 5, sl. 3). Glavne komponente so rjavkasto rdeče pleohroičen biotit, muskovit, kremen, plagioklaz, rožnat granat in pirit. Razen že omenjenih porfiroblastov dosežejo večjo velikost tudi posamezne luske biotita in muskovita. Osnova je drobnozrnata (okrog 0,1 mm do 0,2 mm). Andaluzit je brez analizatorja rahlo rožnato pleohroičen. Nekateri preseki kažejo skeletno zgradbo kristala. Vsebujejo veliko vključkov, predvsem biotita, kremena in neprosojnega minerala. Plagioklaz je neizrazito lamelaren, precej moten in vsebuje veliko vključkov kremena. Včasih ne potemnjuje enotno. Pripada oligoklaznemu andezinu, redkeje andezinu.

V andaluzitnem gnajsu nastopajo tudi decimetrske plasti zelenkasto sivega kalcijevega silikatnega rogovca. Ločimo pole kremena s posameznimi zrni plagioklaza in močno sericitizirane pasove z visokim reliefom, ki jih je v kamenini največ, poleg tega zeleno rogovačo, ki je redko porfiroblastična, akcesorni sfen in neprosojni mineral.

Serpentinit z gabrom

Pas serpentinita nad Slovensko Bistrico je dolg 5 km in širok nekaj 100 metrov. Na severu meji na amfibolit in almandinov muskovitni blestnik, na jugu na pliocenske sedimente. V dolini Polskave je med očesnim gnajsom 0,5 km² velik izdanek serpentinita, ki se nepravilno prepleta z amfibolitom. Serpentinit je nastal iz ultrabazitov, amfibolit pa iz gabra.

Makroskopsko je serpentinit temno zelen ali zelenkast in značilno mrežast. Ponekod vsebuje veliko rjavkastega broncita, ki meri po nekaj milimetrov. Serpentinit je večidel limonitiziran in prepreden z razpokami, ki so včasih zapolnjene z opalom, vlaknatim antigoritom in magnezitom. Ponekod je serpentinit silificiran in rjavkast.

V zbruskih serpentinita opazujemo značilno mrežasto strukturo psevdomorfoze mineralov antigorita in hrizotila po olivinu, klorit, lojevec, amfibol in železove okside (tabla 6, sl. 1). Magnetit in kromit sta akcesorna in dajeta serpentinitu temno barvo. V nekaterih vzorcih je pogosten idiomorfni karbonat. Zanimiv je gručast, na površini modrikast mineralni agregat, ki pripada serpofitu (vz. 505/217). Kamenina je le redko sveža in tedaj sestoji iz olivina in dialaga (vz. 321/148). Lokalna prisotnost broncita dokazuje, da je pohorski serpentinit nastal iz dunita in harzburgita, ki je vseboval velike vtrošnike rombičnega piroksena. Bazični pegmatitni diferenciat predstavljajo redke žile kristalov broncita.

Serpentinit vsebuje leče eklogita, amfibolitnega eklogita in amfibolit. Sečejo ga tudi žile pegmatitnega gnajsa, debele po več metrov. Pegmatitni gnajs je svež, drugod pa popolnoma kaoliniziran in so material nekoč izkoriščali za keramično industrijo (Zafošt).

Pegmatitni gnajs je na kontaktu s serpentinitom povzročil silifikacijo v obliki ozke avreole tanko skrilavega svetlo zelenega lojevca in temno zelenega klorita. Kemično analiziran lojevec vsebuje predvsem kremenico in magnezijev oksid. Značilni refleksi lepo kristaliziranega lojevca na debyegramu so:

d = 9,920 Å, 8,550 Å, 4,507 Å, 3,034 Å, 2,447 Å, 1,518 Å.

V serpentinitu in na kontaktu z muskovitnim blestnikom in eklogitom sta dve žili olivinovega gabra, ki prehaja v peridotit. Kamenina je temno zelena, plagioklaz je rožnat. Struktura kamenine je debelozrnata, panalotriomorfna; sestoji iz olivina, dialaga, plagioklaza in rožnatega granata. Nekateri vzorci so popolnoma sveži, drugi pa imajo simplektitne obrobke. Ponekod je bilo možno določiti obrobek brezbarvne rogovače, ki obdaja olivin in pripada morda antofilitu, kar bi dokazovalo metamorfozo v amfibolitnem faciesu. Dvolom simplektitnega obrobka je precej višji od rogovačinega. Akcesorna sta primarni rjavkasti pikotit in zelenkast spinel. Olivin je včasih neizrazito lamelaren; po kotu optičnih osi, ki znaša okrog 90°, pripada forsteritu. Dialag kaže značilne dvojčične lamele in je zaradi finih vključkov titanovega železa rjavkast. Sestava plagioklaza variira med 80 % in 90 % anortita, kar ustreza bitovnitu-anortitu. Plagioklaz je navadno moten, ker so se izločili številni mikroliti zoisita. Razpoke v olivinu so zapolnjene z lojevcem.

Tonalit in njegovi žilni različki

Glavni greben Pohorja sestoji iz tonalita. Tonalitna magma je nastala z anatekso gnajsov v najglobljih delih regionalno metamorfoziranega kompleksa. Dvignila se je ob prelomu, vzporednem periadriatskemu prelomu v laramijski fazi alpske orogeneze.

Pohorski tonalit je povečini skrilav in zato makroskopsko podoben gnajsu. Kontakt in skrilavost v tonalitu sta paralelna ploskvam foliacije kamenin metamorfnega ovoja. Glavna faza metamorfoze in diaftoreze je bila končana že pred vdorom tonalitne magme v višje nivoje. Zato na tonalitu ni opaziti sledov retrogradne metamorfoze. Pač pa so v njem

številni vključki metamorfnih kamenin. Na južnem obrobju so zlasti pogostni vključki amfibolita.

Kontaktno metamorfozo je povzročil tonalit le na filitnem blestniku, na kamenine almandinovo amfibolitnega faciesa termično ni mogel vplivati.

Po barvnih odtenkih tonalita vidimo, da tonalitna masa ni enotna, razlike so v zrnavosti in sestavi. Deli različne zrnavosti in sestave so kristalizirali približno istočasno (tabla 8, sl. 1). Prehodi so nepravilni ali paralelni foliaciji in večinoma ostri. Tonalit je metamorfne skrilavce skoraj popolnoma absorbiral in jih ločimo le še po rahlem odtenku barve. Pojav ustreza migmatitom nebulitom. Foliacija je v tonalitu povečini dobro razvita, ponekod pa ni izražena. Navadno se sklada s foliacijo obdajajočih metamorfnih kamenin, včasih pa ima popolnoma drugačno smer. V aplitnih delih tonalita je foliacija povečini slabo izražena.

Ob tonalitni meji, zlasti v njenem jugovzhodner delu nad Slovensko Bistrico, opazujemo v muskovitnem blestniku in amfibolitu številne diferencirane in nediferencirane tonalitne žile. Povečini so paralelne ploskvam foliacije, v tonalitu pa potekajo aplitne in pegmatitne žile tudi nepravilno. V kamnolomih v tonalitu vidimo, da so si sališne injekcije sledile v kratkih presledkih.

Velike koncentracije sališnih tonalitnih žil v tonalitu in v metamorfnem ovoju na jugovzhodu dokazujejo, da je tekoča tonalitna magma prodirala v to smer (K i e s l i n g e r, 1935). Vendar poteka tudi na severu med tonalitom in metamorfnimi skrilavci prek Jelenske peči (Šumik) močna aplitna žila.

Aplit in pegmatit sta kristalizirala pod istim usmerjenim pritiskom kot metamorfne kamenine in tonalit. Lineacije se zato v vseh kameninah skladajo, vendar so v metamorfnih kameninah in tudi v tonalitu bolj izrazite. V prečnih aplitnih žilah v tonalitu opazujemo cik-cakaste meje, ki so paralelne foliaciji.

Glavne mineralne komponente tonalita so: nizkotemperaturni plagioklaz, kremen, rumenkasto zeleno pleohroičen biotit, zeleno pleohroična rogovača, ortoklaz, klorit, epidot, sfen, neprosojni minerali in apatit (tabla 6, sl. 2).

Tekstura je skrilava, struktura drobnozrnata do grobozrnata. V skrajnih južnih odcepih tonalita nad Slovensko Bistrico opazujemo blastomilonitno strukturo. Porfirsko so razviti do 3 mm veliki plagioklazi, ostale komponente so drobnozrnate. Tudi nekateri vzorci tonalita in aplita nad Glažuto imajo razvito to strukturo.

Plagioklaz je hipidiomorfen, femičen mineral idiomorfen. Kremen zapolnjuje vmesne prostore in je kataklaziran. Luske biotita so upognjene. Vpliv pritiska ob času kristalizacije se pozna tudi na plagioklazu. Potemnjuje valovito, dvojčične lamele v posameznem zrnu so premaknjene; zrna so se med seboj močno ovirala v rasti. Značilna za plagioklaz je oscilacijska conarnost, dvojčična rast in lamelarnost v dveh sistemih: po drugem in tretjem pinakoidu. To so bistvene razlike med plagioklazi v metamorfnih kameninah ter plagioklazi v tonalitu, dacitu in njunih

žilnih diferenciatih. Sestava plagioklaza niha med 20 % in 45 % anortita. Bolj kisel je zunanji ovoj. Plagioklaz je nizkotemperaturen. Večja nepravilna zrna ortoklaza, ki potemnjujejo včasih zelo neenotno, vsebujejo do nekaj desetink milimetra velike idiomorfne vključke plagioklazov. Ob ortoklazu je včasih razvita mirmekitna struktura. Ponekod prodira ta agregat tudi v plagioklaz.

V drobnozrnatem tonalitnem različku pri Škrinjetu nad Tinjami je sestava plagioklaza od 49 % do 72 % anortita. V conarnem zrnu istega vzorca je sestava jedra 70 % do 60 % anortita, in ovoja 30 % do 40 % anortita. Podatek je ekstremen. Kamenina ne vsebuje kremena, pač pa veliko zelenega biotita. Tudi kemična analiza tega tonalitnega različka, ki pripada že gabru, kaže veliko bazičnost.

Mineralna sestava tonalita variira. Včasih je prisotnega precej ortoklaza, včasih ga skoraj ni. Glede na to se spreminjajo tudi petrokemični podatki. Različki brez ortoklaza pripadajo kremenovemu dioritu, različki z ortoklazom pa granodioritu. Ime tonalit za pohorsko globočnino je pravilno le v širšem smislu, kot sinonim za kremenov diorit (Faninger, 1970, 49).

Pegmatitni gnajs nima z aplitnimi in pegmatitnimi žilnimi diferenciati tonalita nič skupnega. Predstavlja mnogo starejše žilne injekcije, ki so prestale paratektonsko kristalizacijo ob metamorfozi pohorskih kamenin. Aplitne in pegmatitne žile, ki so tonalitovi diferenciati, dosežejo ponekod debelino nekaj metrov, povečini pa merijo nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Žila aplita, ki se razteza na precejšnji razdalji severno od Šumika, je debela celo 100 metrov. Pogosto opazujemo ob robovih žil grobo kristalizacijo, v sredini pa drobnozrnato, ponekod pa obratno.

Aplite in pegmatite sta pregledovala Dolar-Mantuanijeva (1935) in Faninger (1970). Sestoje iz kremena in kislega plagioklaza, akcesorni minerali so kalijev glinenec, muskovit in rožnati granat.

V tonalitu so številni drobni temno zeleni do nekaj decimetrov veliki bazični vključki, ki vsebujejo veliko biotita in rogovače. Orientirani so paralelno z lineacijo (tabla 8, sl. 2). Verjetno predstavljajo rekristalizirane in s kalijem obogatene kose amfibolita. V njih nastopajo nematoblastično razvita rogovača, plagioklaz in rjavo pleohroični biotit. Plagioklazi so dvojčični in conarni, po sestavi srednje kisli. Ob njih opazujemo ponekod mirmekitno strukturo.

Tonalit na južnem Pohorju vsebuje čizlakit. Gre za metamorfno ali magmatsko bazično kamenino, ki jo je tonalitna magma ponovno natalila (Faninger, 1967; 1969, 51).

Dacit in njegovi žilni različki

Dacit je razširjen na večji površini zahodno od Črnega vrha. Povečini nastopa kot žila. Opazujemo diferencirane in nediferencirane žile dacita. K diferenciranim dacitnim žilninam spadata malhit in kerzantit, nediferencirana žilnina je tonalitni porfirit. Na vzhodnem Pohorju so žilnine, ki so v zvezi z dacitom, redke, proti zahodu pa vse pogostnejše. Najdemo jih v vseh metamorfnih kameninah in v tonalitu. Zlasti so

dacitne žile pogostne ob kontaktu dveh kamenin, kot npr. filitnega skrilavca in almandinovega filitnega blestnika, ali tonalita in almandinovega filitnega blestnika. Večinoma so paralelne ploskvam foliacije in glavnim razpokam, ki so pravokotne na ploskve foliacije in na lineacijo. Včasih so žile dacita lečasto prekinjene. Po razporeditvi vtrošnikov je v njih pogosto vidna fluidalna struktura.

Dacit je porfirska kamenina. V kriptokristalni in tudi izraziteje kristalizirani, a le zelo redko steklasti osnovi vsebuje vtrošnike kremena, srednjega plagioklaza, zelene rogovače ali biotita (tabla 6, sl. 3). Plagioklaz je po sestavi podoben plagioklazu v tonalitu, je pa visokotemperaturen, bolj izrazito dvojčičen in oscilacijsko conaren; redko opazujemo v njem zakrpano conarnost. Vtrošniki kremena so vidni megaskopsko, so idiomorfni, hipidiomorfni in magmatsko korodirani. Tonalitni porfirit je po strukturi prehodna kamenina med tonalitom in dacitom, kemično pa so vse tri kamenine enake (Faninger, 1970). Drobnozrnata osnova tonalitnega porfirita sestoji iz plagioklaza, rogovače ali biotita in kremena. Enake sestave so tudi vtrošniki. Med dacitom in tonalitnim porfiritom opazujemo prehode po stopnji kristalizacije osnove in po zrnih kremena, plagioklaza in biotita, ki pripadajo delno osnovi, delno pa so že porfirsko razviti. Nekateri avtorji omenjajo, da je dacit in tonalit težko ločiti, ker prehajata drug v drugega (Kieslinger, 1935, Dolar-Mantuani, 1935). Teže se mi zdi ločiti posamezne vzorce žilnine debelozrnatega tonalitnega porfirita od manj skrilavega tonalita, zlasti če ima tonalitni porfirit fluidalno teksturo, ali pa, če imata obe kamenini homogeno strukturo. Kremen v dacitu in tonalitnem porfiritu ni kataklaziran. Vedno najdemo vsaj kakšen hipidiomorfen vtrošnik kremena. Za razliko pa je kremen v tonalitu kataklaziran. Zato je obe kamenini v glavnem možno ločiti.

Dacitov bazični diferenciat malhit sestoji iz rogovače in plagioklaza, ki vsebuje do 70 % anortita. Medsebojna količina obeh mineralov, pa tudi struktura, sta zelo različni. Nekateri različki imajo kot vtrošnik samo enega od obeh mineralov. Včasih je kamenina enakomerno drobnozrnata. Manj je biotita. Vtrošniki rogovače in biotita v pohorskih predorninah pogosto kažejo zelenkasto rjav pleohroizem, ki je najbolj izrazito rjav v malhitu.

Dacit in njegovi žilni različki so pogosto spremenjeni. Glavne spremembe so kloritizacija, kalcifikacija, sericitizacija in kaolinizacija.

Na starost dacita sklepamo po tem, da je kontaktno metamorfoziral miocenske sedimente pri Ribnici, kjer pa nahajamo tudi njegov tuf (Žurga, 1928, Winkler, 1928). Ivniške miocenske plasti na severnem Pohorju vsebujejo že tudi dacitne prodnike. Dacit in njegovi žilni diferenciati so mlajši od tonalita, kar je prvi ugotovil Kieslinger (1935, 107). Kemično sta si obe kamenini po sestavi podobni (Faninger, 1970). Razlika pa je v njuni strukturi in teksturi. V dacitu ni foliacije, ki jo opazujemo v tonalitu, aplitu in pegmatitu ter v vseh metamorfnih kameninah. Dacit torej ni kristaliziral pod pritiskom, ki se jasno odraža v foliaciji drugih pohorskih kamenin. Prav tako ni v dacitu tonalitnih

diferenciranih in nediferenciranih žil, pač pa vsebuje tonalit dacitne, tonalitno porfiritne in malhitne žile. Oboje dokazuje časovni presledek med kristalizacijo obeh kamenin.

Tektonika

Pohorje je del vzhodnih Centralnih Alp. Njegov nastanek razlagamo z velikimi orogenetskimi premiki, regionalno metamorfozo in s plutonizmom v velikih časovnih intervalih (Bemmelen, 1969, 133 do 158). Izoblikovalo se je v alpski orogenezi, njegove kamenine pa so se regionalno metamorfozirale že v variscični dobi, torej mnogo preje. V alpski orogenezi sta prodrla skozi metamorfne kamenine najprej tonalit in pozneje dacit.

Na širšem območju Alpidov se je v starejšem paleozoiku razprostirala geosinklinala s pelitskmi sedimenti, diabazi in tufi. Ob grezanju geosinklinale so se sedimenti nagubali in v najglobljih nivojih rekristalizirali ob visokometamorfnih pogojih. Clar in dr. (1963, 48) postavljajo zadnje možno formiranje vzhodnoalpskega kristalinika v bretonsko ali sudetsko fazo variscične orogeneze. Razvite so kamenine faciesa zelenega skrilavca in kamenine almandinovo amfibolitnega faciesa facialne serije Barrowega tipa. Silimanit ni razvit, kar kaže, da metamorfoza ni dosegla najvišje stopnje. Kristalizacija pohorskih kamenin je paratektonska in le delno potektonska. Ohranjena pa je tudi sled nekoliko starejše faze kristalizacije pri visokih temperaturah in nekoliko nižjem pritisku. Dokazujejo jo psevdomorfoze distena po andaluzitu v protastem distenovo biotitnem gnajsu. Spremembe metamorfnih kamenin ustrezajo prvotnim kameninskim spremembam v geosinklinali. Foliacije so zato *ss* ploskve. V najglobljе dele metamorfnih kamenin so prodrle pegmatitne injekcije; to so kisli diferenciati hipotetične anatektične magme. Nagubane so bile obenem s celotnim kompleksom metamorfnih kamenin. Predstavljajo današnje pegmatitne gnajse. Podobne razmere so vladale na Svinški planini (Kamp, 1963, 23, 40).

Po močnem gubanju in po končanem procesu progresivne regionalne metamorfoze v variscični orogenezi so se metamorfne kamenine v nespremenjenih pogojih intenzivnega gubanja dvignile. Temperatura in pritisk sta bila v globljih nivojih dvignjenega kompleksa še vedno visoka, a najvišji del metamorfnih kamenin je prišel v epidermalno območje. V najglobljih delih je vladala še vedno plastična deformacija in ohranila se je v glavnem prvotna mineralna asociacija. Vendar opazujemo povsod sledove retrogradne metamorfoze. Nekoliko više so bile metamorfne kamenine v plastičnem stanju popolnoma retrogradno metamorfozirane v almandinov filitni blestnik. Vse metamorfne kamenine, ležeče nad njimi, so bile precej denudirane.

Fazi grezanja geosinklinale je torej sledilo dviganje v hercinski orogenezi. Izoblikovano gorstvo je bilo pozneje erodirano. Na njegovem območju se je od perma do srednje krede razprostirala geosinklinala Tetida. Že ob začetku razvoja Tetide je vzdolž geosinklinale nastala geofraktura, ki jo imenujemo periadriatski prelom. Pomemben je za ves nadaljnji razvoj Vzhodnih Alp. Razmejuje severni in južni alpski facies. Ob tem prelomu

so se mase premikale v smeri E—W in N—S, s čimer je bila oživljena stara variscična tektonika. Granit in tonalit sta prodrla v smeri E—W, narivi so bili usmerjeni proti N in S.

V geosinklinali Tetide se niso grezali samo sedimenti, temveč tudi metamorfna podlaga. Zato se je sialična plast zelo stanjšala. Prelagati se je začela sama metamorfna podlaga. To je povzročilo velike narive v Vzhodnih Alpah v severno kredno flišno kadunjo. Kristalinik Centralnih Alp je bil ob tem razgaljen. Periadriatski prelom je mejna črta pri narivanju proti severu. Karavanke so ostale v glavnem na mestu, severneje ležeči sedimenti Tetide pa so, narinjeni proti severu, oblikovali prve osnove Severnih apneniških Alp. Na razgaljenem centralno alpskem kristaliniku so ostali raznovrstni paleozojski in mezozojski sedimenti. Glavna faza narivanja je bila predgosavska (B e m m e l e n , 1970, T o l l m a n n , 1963). Morje se je pri tem umaknilo. Ob severnem robu današnjih Karavank pa je ostal odprt morski rokav, kjer je sledila nova šibka transgresija. Sedimentirali so se gosavski konglomerat, lapor in hipuritni apnenec. Potem je zopet sledila morska regresija (B r i n k m a n n , 1966, 221). Ob narivanju proti severu je bil periadriatski prelom ob desnih stranskih premikih razkosan v smeri NW—SE. Po končani fazi velikih alpskih narivov je ob periadriatskem prelomu, na Pohorju pa temu prelomu paralelno, prodrla v laramijski fazi palingena tonalitna magma.

Centralno alpski kristalinik, olajšan teže sedimentne skorje, se je dvignil glede na permske in mezozojske sedimente današnjih Karavank, ležeče južno od periadriatskega preloma, ki so v glavnem ostali v prvotnem položaju. Šele terciarni sedimenti so ponovno prekrili osnovno gorstvo in Karavanke.

Relativno dviganje z orogeno molasno fazo je nastopilo ponovno v zgornjem miocenu in se nadaljevalo v pliocen. V tej fazi so se Karavanke antiklinalno nagubale, dvignjen in razgaljen pa je bil tudi centralno alpski kristalinik.

Miocenski sedimenti so na Pohorju kljub temu precej razširjeni. Pri gorotvornem oblikovanju je ostala aktivna stara tektonska smer E—W. V neozoiku se nadaljuje tudi premikanje južnih Karavank v SE—NW smeri. Posledica teh premikanj so raztezanje Karavank v E—W smeri in lečasto razpotegnjene oblike, ki imajo po labotskem prelomu smer ESE. Prav tako se nadaljuje v neozoiku tudi severno narivanje Karavank: pri Lešah so na miocenske sedimente narinjeni mezozojski sedimenti.

Kot posledico alpskih narivanj opazujemo na Pohorju pokrov ordovicijskih, silurskih, devonskih, permotriadnih in mezozojskih sedimentov na metamorfnih kameninah. Na zahodnem Pohorju prevladujejo paleozojski sedimenti, na južnem pa mezozojski. Ob narivni ploskvi ne opazujemo diaftoreze večjega obsega.

V laramijski orogenezi, ki je sledila fazi velikih alpskih narivov, je prodrl v pohorski masiv tonalit, ki predstavlja palingenetsko sinorogenetsko magmo. Kontaktno metamorfozo pa je povzročila tonalitna magma lahko le ponekod na meji s filitnim blestnikom. Metamorfne kamenine so se ponašale napram tonalitu plastično, kar dokazujejo enake strukture v

tonalitu in v kristaliniku. Tonalitni lakolit sledi na vzhodu stari tektonski smeri E—W, na zahodu mlajši smeri WNW—ESE, prav tako kot kamenine v metamorfnem ovoju. Finalno postorogenetsko magmatsko fazo pa predstavlja tonalitov vulkanski ekvivalent dacit in njegov tuf. Trajala je do vključno miocena. V srednjem miocenu je bil dacit že delno denudiran (helvet). Žile dacita slede vsem starim tektonskim smerem, v kristalizaciji je vidna le redko fluidalnost, sicer pa minerali niso kristalizirali pod usmerjenim pritiskom.

Glavna tektonska smer na Pohorju, ki je pogojena s periadriatskim prelomom, a je zelo verjetno starejša, je E—W. Tej smeri so podrejene strukture v vzhodni polovici pohorskega masiva ter njegova severna in južna meja. Na zahodu pa prevlada mlajša tektonska smer labotske prelomnice WNW—ESE, ob katero meji Pohorje na zahodu. Tako metamorfne kamenine, kakor tonalitni lakolit so bili plastično razpotegnjeni v to smer, kar lahko opazujemo na jugozahodnem Pohorju. Ker prelomi v najmlajših orogenetskih fazah niso sledili le mladim smerem, se to odraža zlasti na zahodnem Pohorju v njegovi »parketni strukturi«.

Pohorske metamorfne kamenine so B-tektoniti. Osi gub so bile bolj ali manj horizontalne, aksialne ravnine povečini strme, in kažejo severno vergenco. To je posledica narivanja alpskih pokrovov prek metamorfne podlage proti severu. Na nastanek plitkih gub ob jugozahodnem Pohorju je vplival tudi vdor tonalitne mase. Pritisk proti severu je vladal skoraj v celotni fazi kristalizacije tonalita, kar se odraža v njegovi gnajsu podobni strukturi z jasno foliacijo in lineacijo.

Merjene mikrostrukture, ki se odražajo v lineaciji in B-oseh gub centimetrskih dimenzij, se skladajo z veliko tektoniko. V glavnem vpadajo opazovane lineacije rahlo proti W in WNW, redkeje za 180° v obratni smeri. Zato so od zahoda proti vzhodu razkrite vedno starejše plasti.

Merjene vrednosti maksimumov lineacije, dobljenih iz strukturnih diagramov, so:

270°/0°	— območje Slovenska Bistrica in Tinje,
270°/14°	— območje Božje,
279°/21°	— območje Skomarje,
280°/7° — 273°/10°	— območje Vitanje,
270°/4°	— biotitni gnajs, območje Mislinjskega potoka,
290°/20° — 110°/10°	— območje Komisija.

Vse kamenine so bile ob metamorfozi enako plastične, zato na določenem območju med posameznimi petrografskimi različki ni razlik v vrednostih lineacije in foliacije. Lokalno se spremene vrednosti lineacije enako v različnih kameninah. V narinjenih kameninah magdalenskogorske serije vzhodno od labotskega preloma so vrednosti foliacije in lineacije manj enotne, kar je značilno za manj metamorfozirane kamenine. Istočasno sta v lineacijah izraženi smeri N—S in WNW—ESE.

Povzetek

Pohorske metamorfne kamenine so nastale iz sedimentov in vključenih vulkanskih kamenin, ki so zapolnili veliko geosinklinalo na območju današnjih Alpidov. Ob grezanju geosinklinale so se kamenine nagubale in v najglobljih delih metamorfozirale. Po C l a r u in dr. (1953, 48) se je vzhodnoalpski kristalinik formiral najkasneje v bretonski ali sudetski fazi variscične orogeneze. Progresivna regionalna metamorfoza se je končala z retrogradno metamorfozo. Petrografske razmere so zaradi mlajše tektonike večidel nejasne.

Pohorske metamorfne kamenine ustrezajo Barrowi facialni seriji, in sicer faciesu zelenega skrilavca in almandinovo amfibolitnemu faciesu z eklogitom.

Kristalizacja v almandinovo amfibolitnem faciesu je paratektonska, le redko potektonska. Ohranjena je sled nekoliko starejše kristalizacije, ki je potekala pri visoki temperaturi in nekoliko nižjem pritisku. Predstavlja jo protasti almandinovo distenov biotitni gnajs. Značilni minerali almandinovo amfibolitnega faciesa so almandin, zelena rogovača, stavrolit, disten, rdečkasto rjavo in zeleno pleohroičen biotit, oligoklaz in andezin. Zelo redek je bazični plagioklaz. Silimanit ni razvit, kar kaže, da metamorfoza ni dosegla najvišje stopnje. Za facies zelenega skrilavca značilni minerali pa so muskovit, klorit, zeleni biotit, albit in epidot ter v globljem nivoju zelena rogovača in brezbarvni granat.

Pegmatitne injekcije, ki jih predstavljajo današnji pegmatitni gnajsi, so kisli diferenciati hipotetične anatektične magme. Prodrle so v globlje dele metamorfnih kamenin in so bile nagubane obenem s celotnim metamorfnim kompleksom. Podobne razmere so vladale na Svinški planini.

Sledovi retrogradne metamorfoze so vidni v vseh kameninah almandinovo amfibolitnega faciesa. Zgornji del tega faciesa pa je popolnoma retrogradno metamorfoziran v almandinov filitni blestnik. Retrogradna metamorfoza je potekala pri nespremenjenem pritisku in nekoliko nižji temperaturi. Tem spremembam je sledila natrijeva metasomatoza. Blestnik in gnajsi v osnovi narinjenih paleozojskih sedimentov niso retrogradno metamorfozirani v večjem obsegu.

Različki metamorfnih kamenin ustrezajo kameninskim spremembam v geosinklinali. Iz plastovitosti se je razvila foliacija. Zaradi pritiskov, ki so vladali na tem območju skozi celo geološko zgodovino, kažejo aksialne ravnine gub severno vergenco. Metamorfne kamenine so B-tektoniti. Lineacije in osi gub so horizontalne ali rahlo vpadajo v smeri 270° do 290°. Strukture metamorfnih kamenin se ujemajo s strukturo laramijskega tonalita, kar dokazuje najmlajšo alpsko metamorfozo na tem območju. Usmerjen pritisk ni vplival le na kristalizacijo dacita, ki je najmlajša magmatska kamenina na Pohorju.

Vse vrste kamenin na južnem in zahodnem Pohorju so prikazane v geološkem zaporedju (sl. 1). Najgloblji del almandinovo amfibolitnega faciesa predstavljata muskovitno biotitni gnajs in blestnik, ki vsebujeta očesni gnajs in tvorita jedro antiklinale med Padežkim vrhom in Mislinjo. Te kamenine ne vsebujejo značilnih metamorfnih mineralov, celo almandin

je redek. Porfiroblast v očesnem gnajsu je ortoklaz, ki se je spremenil v mikroklin in metasomatsko v oligoklazni andezin.

Na južnem krilu antiklinale sta razkrita med Zrečami in Vitanjem biotitni blestnik in gnajs z marmorjem in amfibolitom, ki so nagubani izoklinalno s severno vergenco. Severno krilo nad antiklinalno strukturo pa poteka od Slovenske Bistrice do Mislinjske doline. Vključke karbonatov v biotitnem gnajsu vsebuje samo v spodnjem, tektonsko zelo razvlečenem in stanjšanem pasu, ki se razteza na odseku Zlogana vas—Luže. Za ta odsek sta značilna tudi protasti almandinovo distenov biotitni in amfibolov gnajs z bitovnitom. V višjem sinklinalnem delu gube pa sestoji to krilo iz debelozrnatega almandinovega biotitno muskovitnega blestnika s porfiroblasti distena. Značilni so še biotitni blestnik, eklogit, amfibolit in protasti almandinovo distenov biotitni gnajs. Eklogit vsebuje carinthin. Količina piropa v njegovem granatu je 49 % (tabela 1).

Kamenine v krovnini almandinovega muskovitnega blestnika so bile retrogradno metamorfozirane v almandinov filitni blestnik in gnajs, ki sta razširjena na Volovici in na Skrivnem hriberju ter dalje proti zahodu.

Kamenine zelenega skrilavca so razvite predvsem na zahodnem Pohorju in imajo tektonske kontakte. Zastopajo jih razni filiti, metakeratofir in njegov tuf ter različni delno kristalizirani apnenci. V zgornjem oddelku kamenin zelenega skrilavca je ohranjena klastična struktura, v spodnjem pa je kristaliziral biotitni amfibolov skrilavec.

Nad Slovensko Bistrico prihajajo na površje serpentinit, gabro in peridotit. Ostanki gabra, dunita in harzburgita dokazujejo, da je serpentinit prodrl šele proti koncu variscične metamorfoze. Tudi serpentinit vsebuje leče eklogita.

Tonalitna magma ni mogla termično vplivati na kamenine almandinovo amfibolitnega faciesa. Pač pa je povzročil tonalit spremembe na kontaktu z almandinovim filitnim blestnikom, ki je ponekod rekristaliziral v andaluzitno biotitni blestnik. Andaluzit tvori drobne prosojne kristale in ne spada v mineralno asociacijo kamenin facialne serije Barrowega tipa.

Regionalno metamorfozirane kamenine so glavna značilnost pohorskega masiva. Paleozojski sedimenti z vključenimi vulkaniti v njegovem zahodnem delu, tonalitno in dacitno osrednje jedro masiva ter miocenski sedimenti na njegovem severnem obrobju pa so skupna posledica več faz magmatskega delovanja, orogeneze in tektonike.

The Metamorphic Rocks of Pohorje

Ančka Hinterlechner-Ravnik

The succession of rocks and their petrographic composition in the southern and western Pohorje mountains are described. Metamorphic rocks prevail in the southern Pohorje whereas to the west Paleozoic sedimennts including diabase and associated tuff are predominant. The Pohorje crest is composed of tonalite and dacite.

The metamorphic rocks of the Pohorje are a part of the central zone of the Eastern Alps. The examinations showed that they originally existed as sediments and volcanic rocks of a geosyncline spreading out in extensive belt of recent Alpides. As the geosyncline subsided the sediments with including volcanic rocks were folded and the deep layers were metamorphosed. The last metamorphism took place at the latest in the Bretonic or the Sudetic phase of the Variscan orogeny (Clar, 1953, 48). The rocks had already been subjected to progressive regional metamorphism terminating in retrogressive metamorphism. The petrographic relations are obliterated by younger tectonic.

The metamorphic rocks of Pohorje belong to the facies-serie of Barrow type, developed as greenschist and almandine-amphibolite facies with eclogite.

As regards the crystallization of almandine-amphibolite facies it is paratectonic and only partly posttectonic. There are some traces of an older crystallization phase occurring at high temperature and relatively low pressure, represented by almandine-disthene-biotite flaser gneiss.

The characteristic minerals of the almandine-amphibolite facies are almandine, green hornblende, staurolite, disthene, deep-red-brown biotite, oligoclase, and andesine. Basic plagioclase is rare. Sillimanite was not found, which indicates that metamorphism did not reach the highest degree.

The characteristic minerals of the greenschist facies are chlorite, muscovite, green biotite, albite, epidote, and, in the deeper strata, green hornblende and colourless garnet.

Pegmatitic injections, represented by pegmatite gneiss, are acid differentiates of a hypothetical anatectic magma. These injections penetrated the metamorphic rocks to the deeper level of the greenschist facies and were folded synchronously with them. Similar relations are observed also in Saualp.

In the rocks of the almandine-amphibolite facies submitted to retrogressive metamorphism, the orignial mineral association is usually partly preserved. But the rocks of upper most level of this facies are completely reversely altered into the almandine phyllite schist. The retrogressive metamorphism occurred under unchanged pressure and somewhat lower temperature, and was followed by a sodium metasomatism.

The bedding of derivative rocks is transposed into foliation of metamorphic rocks. Their axial fold planes are inclined towards the north following the stress direction which governed during the geologic history. The metamorphic rocks are B-tectonites. Lineations and fold axes are horizontal or plunging in a direction between 270^0 and 290^0. The accordance of metamorphic rocks lineation with that of Laramidian tonalite proves the youngest Alpine metamorphism.

All units of metamorphic rocks in the southern and western Pohorje are shown in the geologic column (Fig. 1). The deepest level of the almandine-amphibolite facies is represented by the muscovite-biotite gneiss and schist with locally developed augen gneiss, forming the core of an anticlinal structure. These rocks occur between Padežki Vrh and the Mislinja

river. They do not contain characteristic minerals for the level of metamorphism; even almandine is scarce. Porphyroblasts in the augen gneiss are orthoclase, transformed to microcline and metasomatically to oligoclase-andesine. On the southern limb of the anticline the biotite schist and gneiss with marble and amphibolite are exposed between Zreče and Vitanje in the form of superimposed folds inclined to the north. The northern limb, between Slovenska Bistrica and the Mislinja valley, includes marble lenses in biotite gneiss only in the tectonically flattened lower level (between Zlogana vas and Luže) where the almandine-disthene-biotite flaser gneiss and hornblende gneiss with bytownite are characteristic. In the higher level of the same anticlinal limb the synclinally folded coarse-grained muscovite schists with porphyroblasts of disthene prevail, whereas the biotite schist, eclogite, amphibolite, and almandine-disthene-biotite flaser gneiss are also significant. Eclogite contains carinthin and, the amount of pyrope in the garnet is 49 % (Tab. 1).

The rocks overlaying the almandine-muscovite schist belong to almandine-phyllite schists and crop out between Volovica and Skrivni hriber.

Rocks belonging to the greenschist facies, which are developed mainly in the western Pohorje, are not abundant and often have tectonic contacts. They are represented by various phyllites, meta-keratophyre, meta-tuff, and different crystalline limestones.

In the upper level of the greenschist facies, the clastic structure is preserved in places, whereas in its lower part the biotite-amphibole schist is crystallized.

Serpentinite, gabbro and peridotite crop out north of Slovenska Bistrica. The remnants of gabbro, dunite, and harzburgite respectively indicate that their intrusion belongs to a later state of Variscan metamorphism. Serpentinite includes lenses of eclogite.

The tonalite magma could not have any thermal influence on the rocks of the almandine amphibolite facies, but it changed the almandine-phyllite schist into andalusite-biotite schist in places along the contact. Andalusite forms small idiomorphic cyrstals and does not enter the mineral association of the Barrow facies-serie.

Tabela 1 Table 1

Kemične analize kamenin — Rock analyses

		1	2	3	4	5	6
SiO_2		45,6	47,0	59,20	55,7	70,70	68,80
TiO_2		0,12	0,24	1,26	1,22	0.025	0,17
Al_2O_3		22,6	22,09	20,40	22,9	18,22	17,40
Fe_2O_3		0,59	1,94	3,24	1,86	—	0,00
FeO		4,33	6,04	6,40	6,80	0,72	2,65
MnO		0,12	0,17	0,14	0,21	0,03	0,04
MgO		11,88	7,55	2,92	2,88	0,40	1,09
CaO		13,24	9,61	0,49	1,98	0,82	1,97
Na_2O		0,99	4,68	0,89	0,71	6,2	3,5
K_2O	pod	0,1	0,88	3,31	2,14	1,3	2,2
P_2O_5		0,01	0,28	0,05	0,17	—	—
H_2O+		0,42	—	1,00	2,54	0,60	1,40
H_2O^-		0,09	0,21	0,34	0,27	0,03	0,02
CO_2		0,24	—	0,30	—	—	—
S		0,024	—	—	0,12	—	—
Total		100,354	100,69	99,94	99,50	99,045	99,24

Kemične analize mineralov — Mineral analyses

	7	8	9	10	11	12
SiO_2	51,54	38,00	37,40	36,41	36,70	36,30
TiO_2	0,08	0,41	0,24	—	0,11	0,03
Al_2O_3	8,90	25,01	22,65	21,63	23,10	21,19
Fe_2O_3	0,20	2,91	2,19	—	—	—
FeO	1,80	13,48	22,36	33,93	27,90	37,10
MnO	—	0,60	0,52	1,65	0,78	1,72
MgO	13,70	12,95	7,68	4,40	6,40	1,91
CaO	20,04	6,94	7,08	0,80	5,00	0,70
Na_2O	2,10	0,45	0,20	0,10	—	0,11
K_2O	—	<0,01	<0,01	0,10	—	0,10
P_2O_5	—	0,09	0,18	0,41	—	0,48
CO_2	—	—	—	0,12	—	0,14
H_2O+	—	—	—	—	—	0,22
H_2O-	0,015	—	—	0,19	0,010	0,17
Cr	0,037	—	—	—	0,012	—
Total	98,412	100,85	100,51	99,74	100,012	100,14

Formule mineralov — Mineral Numbers of Ions

	7		8		9		10		11		12	
Si	1,874	2,00	2,80	3,00	2,87	3,00	2,944	3,00	2,87	3,00	2,972	3,00
Al	0,126		0,20		0,13		0,056		0,13		0,028	
Al	0,257		1,97		1,92		2,003		2,00		2,012	
Fe^{+3}	0,001		0,16	2,15	0,12	2,05	—	2,003	—	2,005	—	2,014
Ti	0,002	1,06	0,02		0,01		—		0,005		0,002	
Mg	0,741		1,42		0,88		0,529		0,74		0,234	
Fe^{+3}	0,056		0,83		1,43		2,306		1,83		2,542	
Mn	—		0,04	2,90	0,03	2,95	0,115	3,044	0,05	3,04	0,119	2,988
Na	0,146	0,928	0,05		0,03		0,019		—		0,020	
Ca	0,982		0,55		0,58		0,067		0,42		0,063	
K	—		—				0,010		—		0,010	
O	6		12		12		12		12		12	

Procentna sestava končnih členov granatove vrste — Garnet Mol. percent. end-members

	8	9	10	11	12
Almandine	28,6	48,5	75,7	60,2	85,1
Andradite	8,9	6,5	—	—	—
Grossular	11,7	14,1	3,1	13,8	3,1
Pyrope	49,0	29,9	17,4	24,3	7,8
Spessartine	1,4	1,0	3,8	1,7	4,0
	99,6	100,0	100,0	100,0	100,0

Sestava omfacitovih končnih členov — Omphacite Mol. percent end-members

	7
Jadeite	14,3
Acmite	0,4
Diopside	73,1
Hedenbergite	5,6
Tschermakite	6,6
	100,0

Kemične analize kamenin
Rock analyses

1. 304/146 Eklogit, južno od Radkovca, Slovenska Bistrica
   Eclogite, S of Radkovec, Slovenska Bistrica
2. 657/248 Amfibolitni eklogit, zahodno od Keblja, Oplotnica
   Amphibolite eclogite, W of Kebelj, Oplotnica

3. 620/240 Almandinov distenov biotitni protasti gnajs, jugovzhodno od Keblja, Oplotnica
Almandine-disthene-biotite flaser gneiss, SE of Kebelj, Oplotnica
4. 428/188b Almandinov muskovitni blestnik, zahodno od Sv. Urha, Slovenska Bistrica
Almandine-muscovite schist associated with eclogite, W of Sv. Urh, Slovenska Bistrica
5. 2237/707/6a Pegmatitni gnajs, južno od Rakovca, Vitanje
Pegmatite gneiss, S of Rakovec, Vitanje
6. 2237/707/3 Muskovitno biotitni gnajs, južno od Rakovca, Vitanje
Muscovite-biotite schist, S of Rakovec, Vitanje

Kemične analize mineralov
Mineral analyses

7. 304/146 omfacit iz eklogita
Omphacite, eclogite
8. 304/146 granat iz eklogita
Garnet, eclogite
9. 657/248 granat iz amfibolitnega eklogita
Garnet, amphibolite eclogite
10. 620/240 granat iz almandinovega distenovega biotitnega protastega gnajsa
Garnet, almandine-disthene-biotite flaser gneiss
11. 2911/717 granat iz almandinovega muskovitnega blestnika, vzhodno od Ločnikarja, Zreče
Garnet, almandine-muscovite schist, E of Ločnikar, Zreče
12. 2557/638 granat iz pegmatitnega gnajsa
Garnet, pegmatite gneiss

Analizirali: Kandare S., Kemični inštitut Boris Kidrič, Ljubljana: 1, 4.
Analysts: Treppo, M., Lavrič, T., Metalurški inštitut, Ljubljana: 3, 5, 6, 7, 10, 11, 12.
Institut für Gesteinskunde der Universität München: 2, 8, 9.

Literatura

Bemmelen, R. W. van 1970, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. Geologija 13, Ljubljana, str. 133—158.

Brinkmann, R. 1966, Abriss der Geologie. Zweiter Band: Historische Geologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schönenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI. Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 73. bzw. 153. Jg., Klagenfurt, str. 23—51.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1963, Rock Forming Minerals, Vol. 1—5. Longmans, London.

Deleon, G. 1969, Pregled rezultata odredjivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 6, Beograd, str. 165—182.

Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonalitom in apliti Pohorskega masiva. Geol. an. Balk. Pol. 12/2, str. 1—165.

Dolar-Mantuani, L. 1942, Tonaliti in apliti na jugovzhodu pohorskega tonalitnega masiva. Razpr. mat. pr. raz. Akad. znan. umetn. Ljubljana.

Eskola, P. 1946, Kristalle und Gesteine. Springer-Verlag, Wien.

Faninger, E. 1965, Čizlakit v novejši petrografski klasifikaciji. Geologija 9, Ljubljana, str. 263—278.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciati. Geologija 13, Ljubljana, str. 35—104.

Forestier, F. H. 1962, Les péridotites serpentinisées en France. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, No. 2, Paris, str. 46—75.

Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schönenberg, R. 1960, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), I. Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 70. bzw. 150. Jhg., Klagenfurt, str. 7—28.

Fritsch, W. 1962, Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1:500 000). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 72. bzw. 152. Jhg., Klagenfurt.

Fritsch, W. 1962, Von der »Anchi« — zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. Geologische Rundschau, Bd. 52, Stuttgart, str. 202 do 210.

Fritsch, W. 1966, Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. N. Jb. Miner., Abh., Bd. 105, H. 2, Stuttgart, str. 111—132.

Fritsch, W., Meixner, H., Wieseneder, H. 1967, Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. N. Jb. Miner., Mh., H. 12, Stuttgart, str. 364—376.

Füchtbauer, H., Müller, G. 1970, Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil II. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Germovšek, C. 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. Geologija 2, Ljubljana, str. 191—210.

Grad, K. 1963, Raziskave grödenskih skladov v Sloveniji. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Hahn-Weinheimer, P., Luecke, W. 1966, Berechnungen zur Klassifizierung eklogitischer Gesteine. Krystallinikum 4, Prag, str. 55—64.

Hamrla, M. 1957, Geologija ozemlja Vitanje—Zreče—Konjice—Stoprče v premogovnem mislinjsko-dravinjskem pasu. Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani.

Harder, H. 1961, Beitrag zur Geochemie des Bors, Teil III: Bor in metamorphen Gesteinen und im geochemischen Kreislauf. Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, II. Math.-phys. Kl., Nr. 1, Göttingen, str. 1—26.

Hoernes, S. 1971, Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. Tschermak's Miner. Petr. Mitt., Bd. 15, H. 1, Wien.

Kamp, H. von, Weissenbach, N. 1961, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 71. bzw. 151. Jhg., Klagenfurt, str. 5—40.

Kappel, F. 1967, Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. N. Jb. Miner., Abh., Bd. 107, H. 3, Stuttgart, str. 266—298.

Kieslinger, A., Beck, H., Teller, F., Winkler, A. 1929, Geologische Karte Unterdrauburg, Wien.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. Geol. B. A., Wien, str. 101—110.

Knauer, E., Matthes, S. 1970, Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern, V. Die Opakminerale und Rutil der Eklogite und Eklogitamphibolite des Münchberger Gneisgebietes. N. Jb. Miner., Abh., Bd. 114, H. 1, Stuttgart, str. 1—17.

Lodenmann, C. K. W. 1970, Geochemie der Metamorphose im Saualpen-Kristallin (Ostkärnten), N. Jb. Miner., Abh., Bd. 112, H. 2, Stuttgart, str. 188—218.

Mehnert, K. R. 1968, Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. New York.

Metz, K. 1967, Lehrbuch der tektonischen Geologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Ljubljana

Mottana, A. 1970, Distribution of Elements among co-existing Phases in Amphibole-bearing Eclogites. N. Jb. Miner., Abh., Bd. 112, H. 2, Stuttgart, str. 161—187.

Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). Ostalpen-Tektonik II. Geotektonische Forschungen, H. 35, Stuttgart, str. 23—93.

Nikitin, V. V. 1942, Prispevek h karakteristiki eklogitov in amfibolitov jugovzhodnega Pohorja in k vprašanju o nastanku eklogitov. Razprave mat.-prir. raz. Akad. znan. umet. Ljubljana, 2, str. 299—362.

Piccoli, G. 1962, Le migmatiti del granito di San Fedelino. Consiglio nazionale delle ricerche, Centro di studi geologici e petrografici sulle Alpi, Padova.

Prevot, L., Eller, J. P. von, 1963, Le grenat. Présence, nature et signification de ce minéral dans les séries méthamorphiques. Bull. Serv. carte géol. Alsace et de Lorraine, T. 16, fasc. 3, Strasbourg, str. 175—193.

Riehl-Herwirsch, G. 1970, Zur Altersstellung der Magdalensbergerserie Mittelkärnten Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 19, Wien, str. 195—214.

Sarantschina, G. M. 1963, Die Fedorow-Methode. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.

Schönenberg, R. 1967, Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken — Klagenfurter Becken — Saualpenkristallin). Geol. Rundschau, Bd. 56, Heft 2, Stuttgart, str. 473—480.

Schönenberg, R. 1970, Das variszische Orogen im Raume der Südostalpen. Ostalpen-Tektonik II. Geotektonische Forschungen, H. 35, Stuttgart, str. 1—22.

Stojanov, R. 1957, Migmatiti Selečke Planine. II. kongres geologa Jugoslavije, Sarajevo.

Schwinner, R. 1943, Die Zentralzone der Ostalpen. Iz: Geologie der Ostmark. Wien.

Strehl, E. 1962, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschafthlichen Vereins für Kärnten, 72. bzw. 152. Jhg., Klagenfurt, str. 46—74.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Prassberg an der Sann. Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur geologischen Karte Prassberg an der Sann. Wien.

Teller, F., Dreger, J. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Pragerhof-Windisch Feistritz. Wien.

Teller, F. 1399, Erläuterungen zur geologischen Karte Pragerhof-Windisch Feistritz. Wien.

Thiedig, F. 1962, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 72. bzw. 152. Jhg., Klagenfurt, str. 21—45.

Thiedig, F. 1966, Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 16, Wien, str. 5—70.

Tollmann, A. 1963, Ostalpensynthese. Verlag Franz Deuticke, Wien.

Tröger, E. W. 1959, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Tröger, E. W. 1967, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Turner, F. J., Verhoogen, J. 1960, Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company, New York, Toronto, London.

Turner, F. J. 1968, Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company, New York, Toronto, London.

Weissenbach, N. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, 73. bzw. 153. Jhg., Klagenfurt, str. 5—23.

Wieseneder, H. 1969, Der Eklogitamphibolit von Hochgrössen Steiermark. Mitteilungsblatt, Abt. für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Graz, str. 12—20.

Winkler, H. 1938, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Marburg, Z. 19, Kol. XIII, Nr. 5355, Wien.

Winkler, H. G. F. 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Winkler, H. G. F. 1970, Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. N. Jb. Miner., Mh., H. 5, Stuttgart, str. 189—248.

Yoder, H. S., Tilley, C. E. 1962, Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. Journ. Petrol., Vol. 3, No. 3. Papers from Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, No. 1387.

Žurga, F. 1927, Starost granita na Pohorju. Geogr. vestnik, 2, Ljubljana, str. 35—37.

Besedilo k tablam 1 do 8
Explanations of Plates 1—8

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Menjavanje fino zrnatih kremenovo plagioklaznih in muskovitno kloritnih lamin v filitnem skrilavcu. Plastovitost prehaja v foliacijo
Vzorec 24053 I/22936, 10 ×, nikola //, SW od Velike Kope

Fig. 1. Alternation of fine-grained quartz-plagioclase and muscovite-chlorite bands of phyllite slate. Bedding transposed into foliation
Specimen 24053 I/22936, 10 ×, nicols //, SW of Velika Kopa

Sl. 2. Vtrošnik glinenca, ohranjen v metakeratofirju
Vzorec 21242, 35 ×, nikola +, SE od Dravograda

Fig. 2. Meta-keratophyre including a preserved feldspar phenocryst
Specimen 21242, 35 ×, nicols +, SE of Dravograd

Sl. 3. Almandinov filitni blestnik. Porfiroblast almandina delno spremenjen v klorit in kremen v zelo drobnozrnati osnovi
Vzorec 2569/647 a/13623, 25 ×, nikola //, Volovica

Fig. 3. Almandine phyllite schist. A crystal of garnet partially retrogressively transformed to chlorite and quartz in the fine-grained matrix
Specimen 2569/647 a/13623, 25 ×, nicols //, Volovica

Tabla 2 — Plate 2

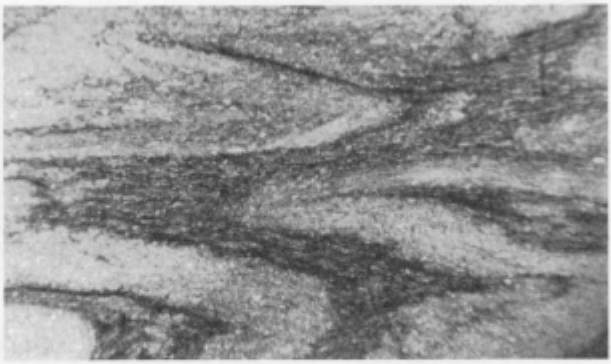
Sl. 1. Almandinov biotitno muskovitni blestnik z distenom in stavrolitom
Vzorec 24567, 35 ×, nikola //, S od Rogle

Fig. 1. Almandine-biotite-muscovite schist with golden staurolite and well-developed cleavage in disthene
Specimen 24567, 35 ×, nicols //, S of Rogla

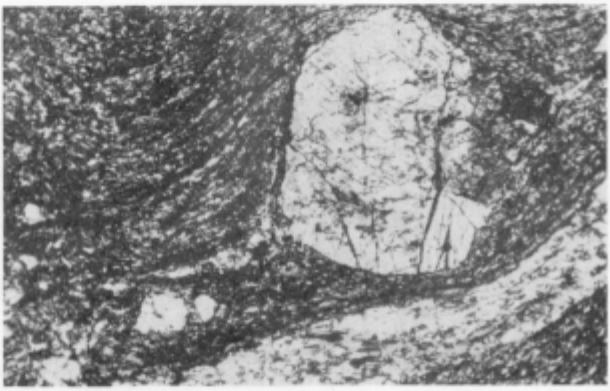
Sl. 2. Protasti distenov biotitni gnajs z almandinom. Lepo vidni zelo drobnozrnati agregati distena predstavljajo psevdomorfoze po andaluzitu
Vzorec 545/224 b/9528, 25 ×, nikola //, NW od Oplotnice

Fig. 2. Almandine-disthene-biotite flaser gneiss. Fine-grained disthene aggregates are pseudomorphous after andalusite
Specimen 545/224 b/9528, 25 ×, nicols //, NW of Oplotnica

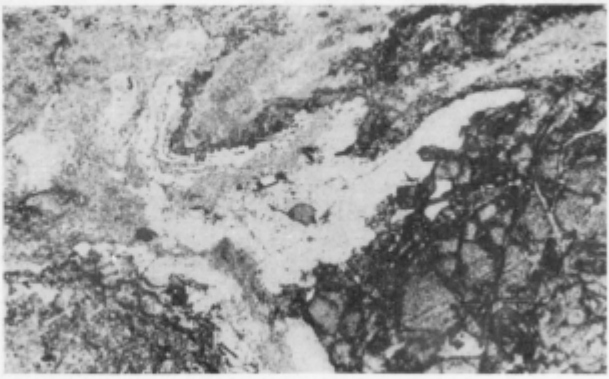
1

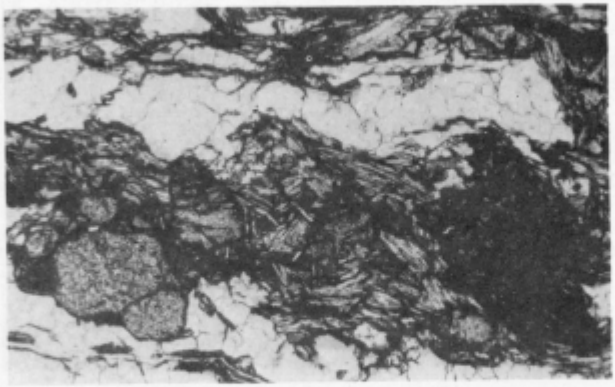


2

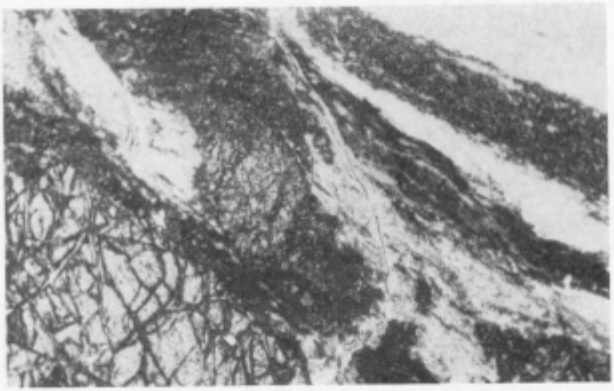


3

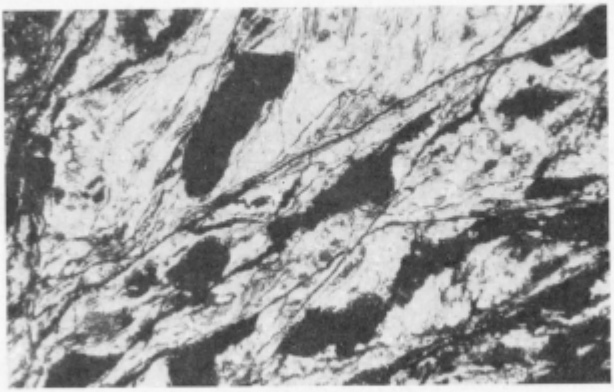




1



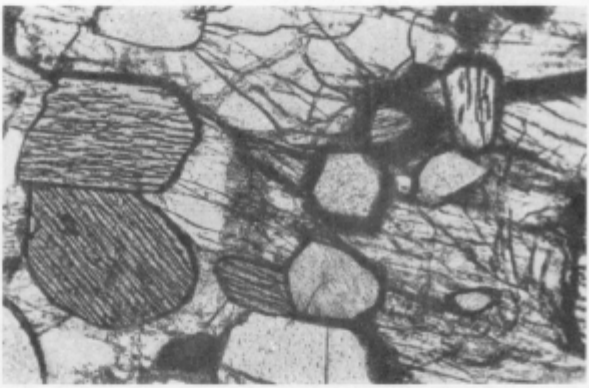
2



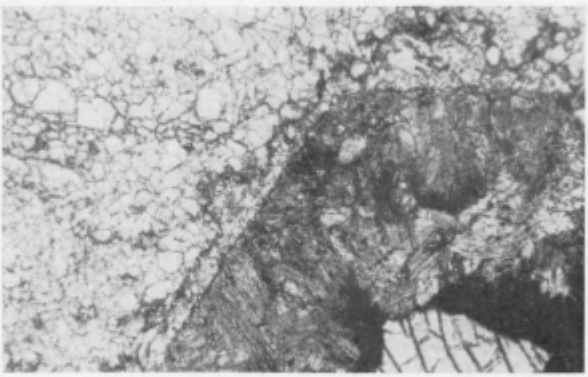
3

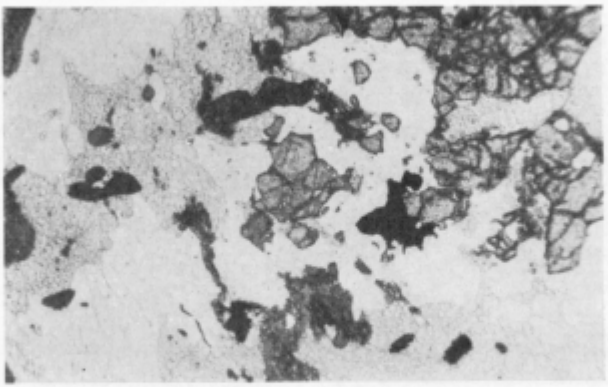
1

2

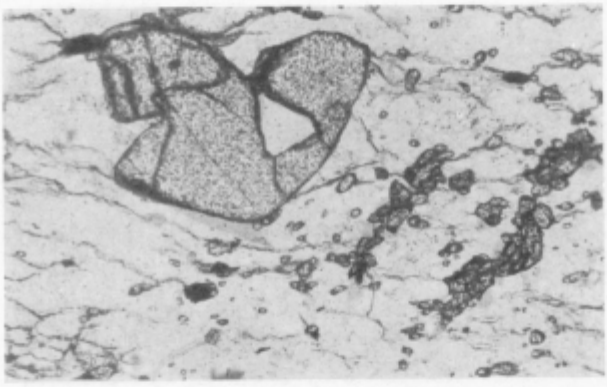


3





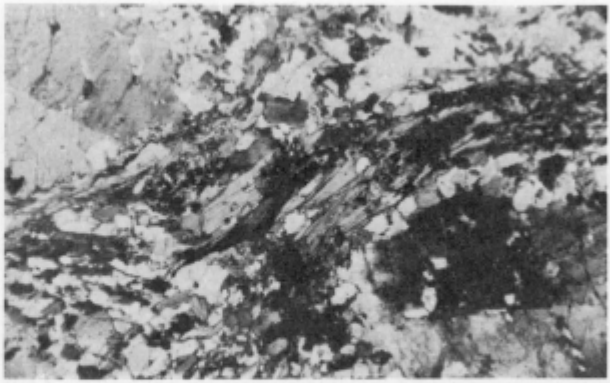
1



2

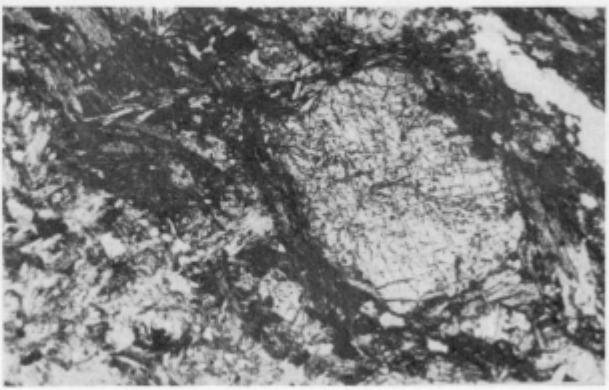
3

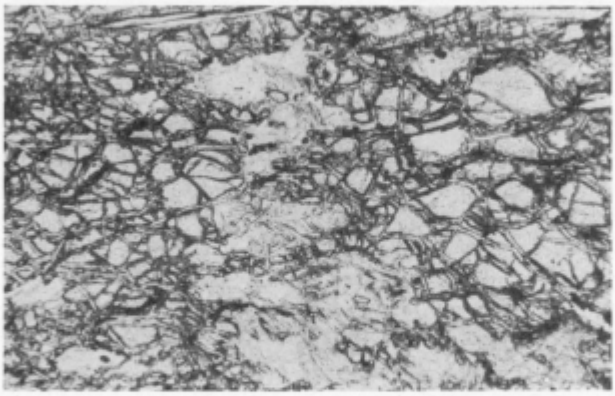
1



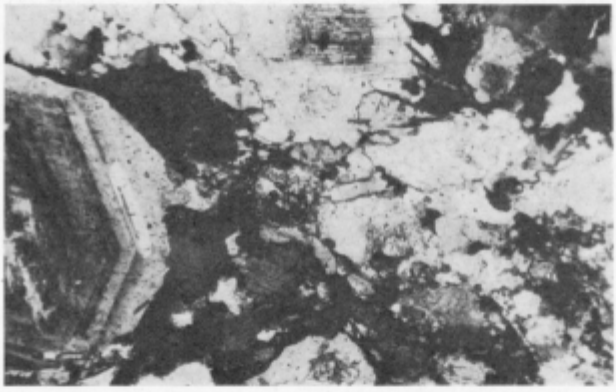
2

3

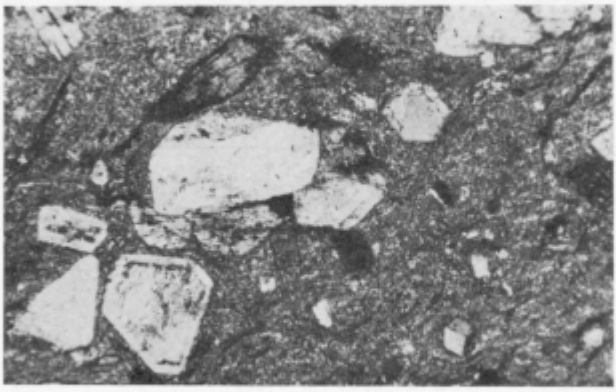




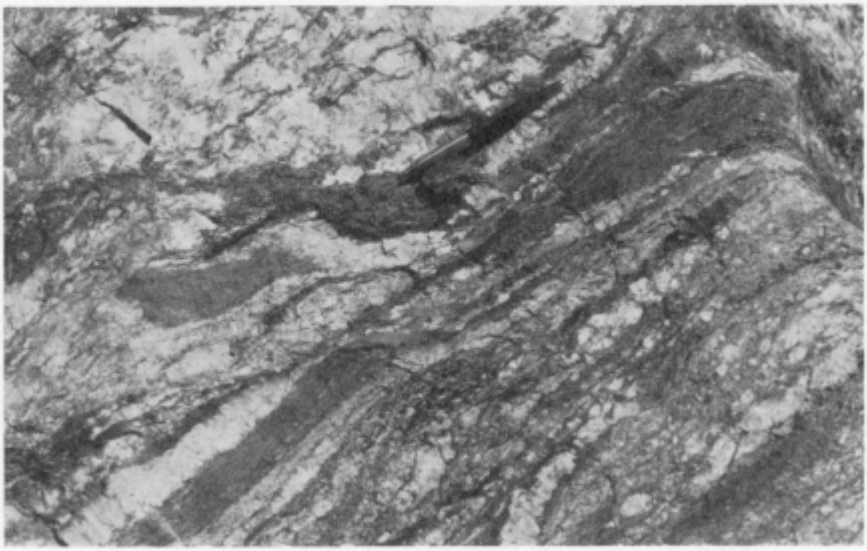
1



2



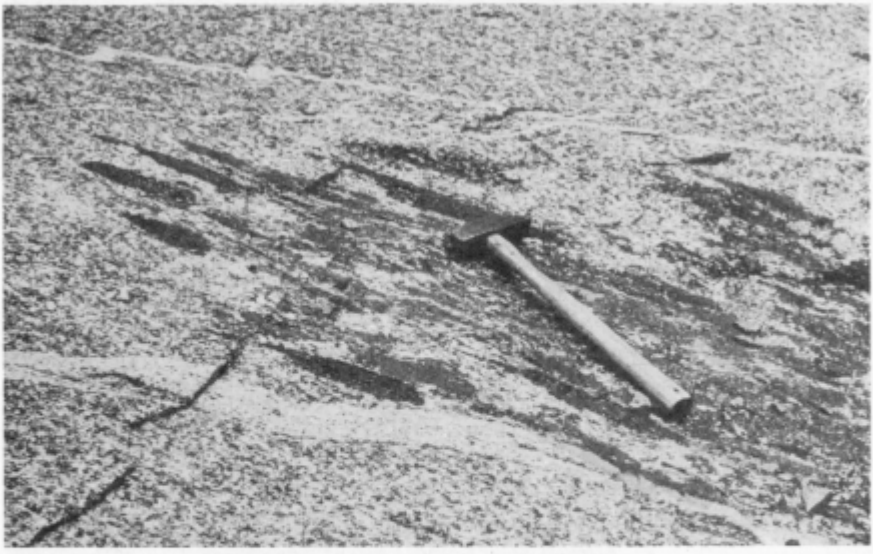
3



1

2

1



2

Sl. 3. Almandinov muskovitni blestnik, milonitiziran in diaftoritiziran ob prelomu
Vzorec 2016/602/13770, 25 ×, nikola +
Fig. 3. Almandine-muscovite schist phyllonitised along a fault zone
Specimen 2016/602/13770, 25 ×, nicols +

Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1. Almandinov biotitno muskovitni blestnik, delno diaftoritiziran. V sredini slike je porfiroblast distena, ob robovih spremenjen v sericit
Vzorec 5167/18741, 25 ×, nikola //, Božje

Fig. 1. Almandine-biotite-muscovite schist partially submitted to retrogressive metamorphism. The central porphyroblast of disthene is marginally altered to fine mica
Specimen 5167/18741, 25 ×, nicols //, Božje

Sl. 2. Eklogit s carinthinom
Vzorec 304, 25 ×, nikola //, SW od vasi Radkovec

Fig. 2. Eclogite with carinthine having closely spaced cleavage cracks
Specimen 304, 25 ×, nicols //, SW of Radkovec village

Sl. 3. Retrogradno metamorfozirana bazična kamenina podobna eklogitu. V osnovi bazični plagioklaz in zoisit. Porfiroblast granata večidel spremenjen v zeleno rogovačo
Vzorec 331/154/9917, 25 ×, nikola //, NW od Slovenske Bistrice

Fig. 3. Basic eclogite like rock submitted to retrogressive metamorphism. Its granoblastic groundmass consists of basic plagioclase and zoisite. Large idioblastic pink garnets highly altered into green hornblende
Specimen 331/154/9917, 25 ×, nicols //, NW of Slovenska Bistrica

Tabla 4 — Plate 4

Sl. 1. Protast zelo drobnozrnat amfibolov gnajs z almandinom. Blastomilonitna struktura
Vzorec 1300/375 a, 25 ×, nikola //, NW od Oplotnice

Fig. 1. Fine-grained almandine-hornblende flaser gneiss
Specimen 1300/375 a, 25 ×, nicols //, NW of Oplotnica

Sl. 2. Kvarcit z distenom in porfiroblastom almandina
Vzorec 726/18417, 85 ×, nikola //, NW od Oplotnice

Fig. 2. Almandine-disthene quartzite
Specimen 726/18417, 85 ×, nicols //, NW of Oplotnica

Sl. 3. Drobnozrnati muskovitno biotitni gnajs
Vzorec 707/11/14105, 25 ×, nikola +, S od zaselka Rakovec

Fig. 3. Fine-grained muscovite-biotite gneiss
Specimen 707/11/14105, 25 ×, nicols +, S of Rakovec hamlet

Tabla 5 — Plate 5

Sl. 1. Muskovitno biotitni očesni gnajs s porfiroblasti ortoklaza, delno mikroklinizirane
Vzorec 5721 A, 10 ×, nikola +, E od Mislinje

Fig. 1. Muscovite-biotite augen gneiss. Porphyroblasts of orthoclase showing transitions to microcline
Specimen 5721 A, 10 ×, nicols +, E of Mislinja

Sl. 2. Pegmatitni gnajs z blastomilonitno strukturo
Vzorec 656/315, 25 ×, nikola +, NW od Oplotnice

Fig. 2. Pegmatite gneiss
Specimen 656/315, 25 ×, nicols +, NW of Oplotnica

Sl. 3. Andaluzitno biotitni blestnik
Vzorec 24165, 35 ×, nikola //, S od Črnega vrha
Fig. 3. Andalusite-biotite schist
Specimen 24165, 35 ×, nicols //, S of Črni vrh

Tabla 6 — Plate 6

Sl. 1. Dunit delno serpentiniziran. Prečno poteka žilica lojevca
Vzorec 484/209, 25 ×, nikola //, NW od Slovenske Bistrice
Fig. 1. Partially serpentinized dunite. Cross vein of talc
Specimen 484/209, 25 ×, nicols //, NW of Slovenska Bistrica

Sl. 2. Biotitni tonalit z oscilacijsko conarnimi plagioklazi in zdrobljenim kremenom
Vzorec 24419/22924, 25 ×, nikola +, N od Črnega vrha
Fig. 2. Biotite tonalite. Its plagioclase shows oscillatory zoning and quartz mortar structure
Specimen 24419/22924, 25 ×, nicols +, N of Črni vrh

Sl. 3. Biotitni dacit. Mikrokristalna osnova, vtrošniki plagioklaza, biotita in kremena (eno zrno)
Vzorec 24365 III/21690, 25 ×, nikola //, W od Črnega vrha
Fig. 3. Biotite dacite. Microcrystalline matrix, phenocrysts of plagioclase, biotite, and quartz (one grain only)
Specimen 24365 III/21690, 25 ×, nicols //, W of Črni vrh

Tabla 7 — Plate 7

Sl. 1. Migmatit. Pegmatitni gnajs z biotitnim gnajsom. S od zaselka Rakovec
Fig. 1. Migmatite. Pegmatite gneiss with biotite gneiss. South of Rakovec hamlet

Sl. 2. Biotitni gnajs in konkordantni pegmatitni gnajs. Ob Ločnikarici
Fig. 2. Biotite gneiss with pegmatite gneiss. At Ločnikarica brook

Tabla 8 — Plate 8

Sl. 1. Tonalitni različki. Spremembe v barvi, sestavi in zrnavosti so paralelne ploskvam foliacije. Kamnolom Lukanija
Fig. 1. Tonalite differentiates. Changing in colour, composition and grain size along foliation planes. Lukanija quarry

Sl. 2. Biotitni vključek v tonalitu, paralelen lineaciji. Verjetno gre za biotitiziran amfibolit. Kamnolom Lukanija
Fig. 2. Biotite inclusion in tonalite, highly dissolved and oriented parallel to lineation. Probably biotitized amphibolite. Lukanija quarry

Plagioklazi v triadnih predorninah na Slovenskem

Ernest Faninger

Kratka vsebina

Pri določevanju plagioklazov na Slovenskem smo doslej uporabljali le diagrame, izdelane za nizkotemperaturne modifikacije. Ker so nam sedaj na voljo tudi diagrami za visokotemperaturne oblike, smo pregledali več objavljenih podatkov, da bi ugotovili, ali plagioklazi ustrezajo nizkotemperaturnim ali visokotemperaturnim modifikacijam. Skupno z novejšimi raziskavami smo ugotovili naslednje:

Plagioklaze visokotemperaturnih modifikacij smo doslej našli le v kremenovem porfiritu kokrškega kamnoloma, kjer se v poprečju pojavlja andezin s 36 % anortita. Za albit albitiziranega kremenovega porfirita iz istega kamnoloma kakor tudi za albit spilitov z različnih nahajališč pa dosedanji meritveni podatki ne zadoščajo, da bi z gotovostjo ugotovili, ali ustreza nizkotemperaturni ali visokotemperaturni modifikaciji. Vendar je albit v albitiziranih kameninah nastal pri metasomatskih procesih; zato nimamo kaj drugega pričakovati kot nizkotemperaturno obliko. Metasomatski način nastanka je pričakovati tudi za večji del albitov kremenovih keratofirjev, toda tukaj so nizkotemperaturno obliko potrdile že optične meritve.

Visokotemperaturni in nizkotemperaturni plagioklazi v predorninah na Slovenskem

Velik del triadnih predornin na Slovenskem sestoji iz kremenovih keratofirjev, kremenovih porfiritov in spilitov — albitiziranih avgitnih porfiritov in diabazov. Med plagioklazi se kot vtrošniki pojavljajo v kremenovih keratofirjih albit, v kremenovih porfiritih andezin in v spilitih albit, kolikor se seveda niso ohranili še prvotni bazičnejši plagioklazi.

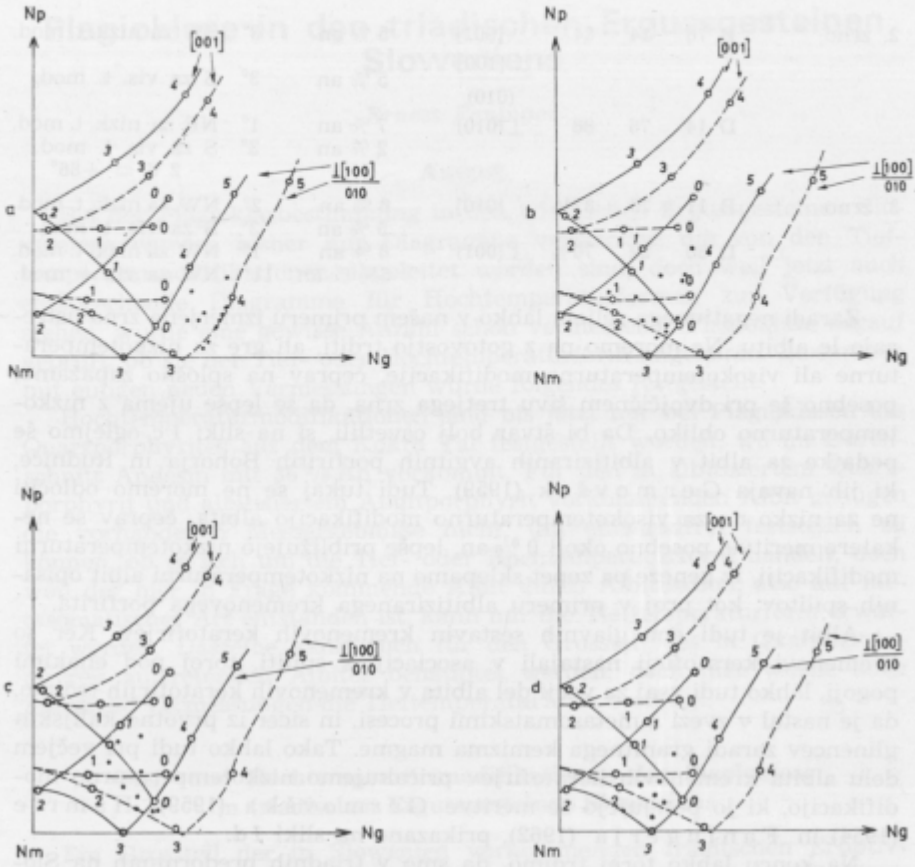
Pri dosedanjih meritvah smo teodolitno mikroskopsko metodo uporabljali le za določevanje odstotka anortita v plagioklazih, pri čemer smo uporabljali diagrame, izdelane na podlagi nizkotemperaturnih oblik, kakršne najdemo v globočninah (N i k i t i n , 1936). Sedaj smo po diagramih za visokotemperaturne modifikacije (S a r a n t s c h i n a , 1963), kakršne vsebujejo vsaj mlajše predornine, preverili del prejšnjih meritev, nekaj pa tudi novejših.

Slika *1a* kaže podatke o plagioklazovih vtrošnikih v kremenovem porfiritu kokrškega kamnoloma v Kamniških Alpah (Faninger, 1962), kolikor jih lahko vrednotimo po krivulji za dvojčični zakon $\frac{\perp[100]}{(010)}$. Povsem jasno je, da so se pri njih še ohranile visokotemperaturne modifikacije, v poprečju pa ustrezajo andezinu s 36 % anortita.

V kokrškem kamnolomu se nahaja tudi albitiziran kremenov porfirit (Faninger, 1962). Na sliki *1b* so nanesene meritve, ki bi jih lahko vrednotili na krivuljah za dvojčični zakon [001] in $\frac{\perp[100]}{(010)}$ Ker je relief raziskanih zrn, kolikor se je dalo ugotoviti, negativen, pridejo na krivuljah v poštev le odseki za albit, v našem primeru krivulja [001] za nizkotemperaturno in krivulja $\frac{\perp[100]}{(010)}$ za visokotemperaturno modifikacijo. Diagram nas pouči, da večina meritev pade na področje, kjer še obe krivulji križata. Zato se ne moremo odločiti, ali ustreza albit v našem primeru nizkotemperaturni ali visokotemperaturni modifikaciji. Da bi problem rešili, bi morali imeti več neodvisnih meritvenih podatkov o posameznih zrnih. Ker jih nimamo, lahko sklepamo le posredno, da je albit v našem primeru nizkotemperaturne modifikacije, saj je nastal pri spilitni reakciji, torej pri metasomatozi iz prvotno bazičnejših plagioklazov (Faninger, 1962). O spilitni reakciji pa vemo, da lahko poteka že pri 300° C (Barth, 1969), torej pri nižji temperaturi kot je prehod visokotemperaturne oblike albita v nizkotemperaturno (450° C; Barth, 1969).

Pri primerjavi triadnih predornin v Kamniških Alpah s triadnimi predorninami pri Laškem (Faninger, 1962) smo svoj čas upoštevali podatke, ki jih Hamrla (1954) navaja za kamenine v okolici Laškega. Hamrla prišteva plagioklaze avgitnega porfirita k andezinu, čeprav bi po koordinatah lahko bili tudi albit; pri možnosti dvojnih ali celo trojnih interpretacij se je odločil za višji odstotek anortita, kar bi pri normalnih okoliščinah v tako bazičnih kameninah vsekakor pričakovali. Toda pozneje sta v triadnih predorninah vzhodne Slovenije Germovšek (1959) in Hinterlechner (1959) ugotovila delno ali celo popolno albitizacijo. Iz tega razloga mi je Hamrla odstopil zbruske avgitnega porfirita z Laškega v ponovno preiskavo, ki je takoj potrdila omenjeno albitizacijo. Pri meritvah treh plagioklazovih zrn z negativnim reliefom na teodolitnem mikroskopu smo dobili naslednje podatke (B = dvojčična os, D = dvojčični šiv):

1. zrno	B 88	81	8½	$\frac{\perp[001]}{(010)}$	7 % an	½°	E za nizkotemperaturno modifikacijo
					5 % an	4°	SW za visokotemraturno modifikacijo
	D 15	74	90	⊥ (010)	5 % an		točno za niz. t. mod.
					1 % an	5°	S za vis. t. mod.
							$2V = +86°$



Sl. 1. Plagioklazi triadnih predornin na Slovenskem

Sl. 1a. Kremenov porfirit iz kokrškega kamnoloma (Faninger, 1962)

Sl. 1b. Albitiziran kremenov porfirit iz kokrškega kamnoloma (Faninger, 1962)

Sl. 1c. Albitiziran avgitni porfirit z Bohorja in Rudnice (Germovšek, 1959)

Sl. 1d. Kremenov keratofir s Kamniških Alp (Faninger, 1962 in Germovšek, 1959) in iz okolice Laškega (Hamrla, 1954)

Izvlečene krivulje ustrezajo nizkotemperaturnim, črtkaste pa visokotemperaturnim modifikacijam plagioklazov

Abb. 1. Plagioklase in den triadischen Ergussgesteinen Sloweniens

Abb. 1a. Quarzporphyrit aus dem Steinbruch Kokra (Faninger, 1962)

Abb. 1b. Albitisierter Quarzporphyrit aus dem Steinbruch Kokra (Faninger, 1962)

Abb. 1c. Albitisierter Augitporphyrit von Bohor und Rudnica (Germovšek, 1959)

Abb. 1d. Quarzkeratophyr aus Kamniške Alpe (Faninger, 1962 und Germovšek, 1959) und aus der Umgebung von Laško (Hamrla, 1954)

Die ausgezogenen Kurven entsprechen den Tief-, die gestrichelten den Hochtemperaturmodifikationen der Plagioklase

2. zrno	B	76	14	84	[001]	5 % an	3° SW za nizk. t. mod.
					$\frac{\perp[100]}{(010)}$	5 % an	3° S za vis. t. mod.
	D	14	76	88	⊥(010)	7 % an	1° NE za nizk. t. mod.
						2 % an	3° S za vis. t. mod.
							$2V = +86°$
3. zrno	B	11	79	87½	[010]	6 % an	2° NW za nizk. t. mod.
						5 % an	3° S za vis. t. mod.
	D	80	22	70½	⊥(001)	6 % an	1° NW za nizk. t. mod.
						5½ % an	11° NW za vis. t. mod.

Zaradi negativnega reliefa lahko v našem primeru izmerjena zrna ustrezajo le albitu. Ne moremo pa z gotovostjo trditi, ali gre za nizkotemperaturne ali visokotemperaturne modifikacije, čeprav na splošno zapažamo, posebno še pri dvojčičnem šivu tretjega zrna, da se lepše ujema z nizkotemperaturno obliko. Da bi stvar bolj osvetlili, si na sliki *1 c* oglejmo še podatke za albit v albitiziranih avgitnih porfiritih Bohorja in Rudnice, ki jih navaja Germovšek (1959). Tudi tukaj se ne moremo odločiti ne za nizko ne za visokotemperaturno modifikacijo albita, čeprav se nekatere meritve, posebno okoli 0 % an, lepše približujejo nizkotemperaturni modifikaciji. Iz geneze pa zopet sklepamo na nizkotemperaturni albit opisanih spilitov, kot prej v primeru albitiziranega kremenovega porfirita.

Albit je tudi ena glavnih sestavin kremenovih keratofirjev. Ker so kremenovi keratofirji nastajali v asociaciji s spiliti, torej pod enakimi pogoji, lahko tudi vsaj za večji del albita v kremenovih keratofirjih trdimo, da je nastal v zvezi z metasomatskimi procesi, in sicer iz prvotno kalijskih glinencev zaradi granitnega kemizma magme. Tako lahko tudi pri večjem delu albita kremenovih keratofirjev pričakujemo nizkotemperaturno modifikacijo, ki jo potrjujejo že meritve Germovška (1959), Hamrle (1954) in Faningerja (1962), prikazane na sliki *1 d*.

Na koncu lahko torej trdimo, da smo v triadnih predorninah na Slovenskem visokotemperaturne modifikacije plagioklazov doslej ugotovili le pri andezinu kremenovega porfirita iz kokrškega kamnoloma, medtem ko pri albitu albitiziranih predornin lahko le pričakujemo nizkotemperaturno modifikacijo.

Za genezo triadnih predornin na Slovenskem velja isto, kar je že bilo na splošno ugotovljeno za spilitno-keratofirsko asociacijo (Barth, 1962): njih raznolikost po modalni in kemični sestavi si lahko razložimo z magmatsko diferenciacijo prvotno bazične, bazaltne magme, medtem ko se pojavljata albitizacija in kloritizacija v zvezi s posebnimi pogoji v geosinklinalnem stadiju orogeneze.

Plagioklase in den triadischen Ergussgesteinen Sloweniens

Ernest Faninger

Auszug

Bei der Plagioklasbestimmung in den triadischen Ergussgesteinen Sloweniens wurden bisher nur Diagramme verwendet, die von den Tieftemperaturmodifikationen abgeleitet worden sind, doch weil jetzt auch entsprechende Diagramme für Hochtemperaturformen zur Verfügung stehen, wurde eine gewisse Anzahl schon vermessener Plagioklase darauf geprüft, ob sie der Tief- oder Hochtemperaturform angehören. Zusammen mit einigen neuen Vermessungen wurde folgendes festgestellt.

Hochtemperaturmodifikationen sind bis jetzt nur bei Plagioklasen des Quarzporphyrites aus dem Kokra Tal festgestellt worden, wo im Durchschnitt Andesin mit 36 % An vorkommt. Für den in albitisiertem Quarzporphyrit und albitisiertem Augitporphyrit vorkommenden Albit genügen die vorhandenen Messergebnisse nicht, um einwandfrei feststellen zu können, ob es sich um die Tief- oder Hochtemperaturform handelt, doch weil der hier in Frage kommende Albit durch Albitisation, also auf metasomatischer Art entstanden ist, kann nur die Tieftemperaturform erwartet werden. Dasselbe kann auch für den Grossteil des in Quarzkeratophyren auftretenden Albites behauptet werden, doch hier wurde auch durch die Vermessungen die Tieftemperaturform bestätigt.

Tief- und Hochtemperaturmodifikationen der Plagioklase in triadischen Ergussgesteinen Sloweniens

Ein Grossteil der in Slowenien vorkommenden triadischen Eruptivgesteinen besteht aus Quarzkeratophyren, Quarzporphyriten und Spiliten, die albitisierte Augitporphyrite und Diabase umfassen. Als Plagioklaseinsprenglinge kommen in Quarzkeratophyren Albit, in Quarzporphyriten Andesine und in Spiliten wieder Albit, inwieweit die ursprünglichen Feldspäte nicht erhalten geblieben sind, vor.

Bei bisherigen Plagioklasbestimmungen wurden Diagramme verwendet, auf denen nur die Tieftemperaturmodifikationen berücksichtigt worden sind (Nikitin, 1936), doch heute gibt es auch schon Diagramme mit Hochtemperaturmodifikationen (Sarantschina, 1963). Es schien uns deshalb nützlich wenigstens bei einem Teil der schon vermessenen Plagioklase der triadischen Eruptivgesteine Sloweniens nachzuschauen, inwieweit bei ihnen Tief- oder Hochtemperaturformen vorkommen.

Auf der Abbildung *1 a* sind die Projektionspunkte von Zwillingsachsen der im Quarzporphyrit von Kokra vorkommenden und nach dem Gesetz $\frac{\perp[100]}{(010)}$ verzwilligten Plagioklase aufgezeichnet (Faninger, 1962). Es ist ohne weiteres ersichtlich, dass sich bei ihnen die Hochtemperatur-

modifikation erhalten hat und dass das Mittel einem Andesin mit ungefähr 36 % An entspricht.

Zusammen mit dem Quarzporphyrit kommt in Kokra auch albitisierter Quarzporphyrit vor (F a n i n g e r, 1962). Auf Abb. *1 b* sind Projektionspunkte von Zwillingsachsen aufgezeichnet, die auf der Kurve [001] oder $\frac{\perp[100]}{(010)}$ ausgewertet werden könnten; weil das Relief der untersuchten Plagioklase, inwieweit es festgestellt werden konnte, negativ ist, so kommen auf Kurven nur die Abschnitte für Albit in Betracht und zwar in unserem Falle für die Tieftemperaturform das Gesetz [001], und $\frac{\perp[100]}{(010)}$ für die Hochtemperaturform. Wie es auf der Abbildung zu sehen ist, fällt die Mehrzahl der Messungen auf jenes Gebiet, wo sich die beiden genannten Kurven schneiden, weshalb es nicht entschieden werden kann, ob es sich um Tief- oder Hochtemperaturmodifikationen handelt. Damit diese Frage auf optischem Wege befriedigend gelöst werden könnte, müssten uns an einzelnen Plagioklasindividuen zugleich mehrere unabhängige Vermessungsdaten zur Verfügung stehen, was aber nicht der Fall gewesen ist. Dass aber trotzdem hier die Tieftemperaturform des Albites vorhanden sei, muss aus seiner Entstehungsart geschlossen werden, denn wie schon bewiesen wurde, entstand der Albit im genannten albitisierten Quarzporphyrit durch Spilitreaktion, also bei metasomatischen Vorgängen aus ursprünglich basischeren Plagioklasen. Für die Spilitreaktion ist aber wohl bekannt, dass sie schon bei ungefähr 300° C verlaufen kann (B a r t h, 1962), also bei niederer Temperatur als der Umwandlungspunkt von Hoch- in die Tieftemperaturform des Albites (450° C; B a r t h, 1969).

Beim Vergleich der in Kamniške Alpe vorkommenden triadischen Ergussgesteinen mit solchen aus der Umgebung von Laško wurden seinerzeit (F a n i n g e r, 1962) bei den letztgenannten die Modalbestimmungen von H a m r l a (1954) übernommen. H a m r l a zählt die im Augitporphyrit auftretenden Plagioklase zum Andesin, obwohl sie den Koordinaten nach am Diagramm auch Albit sein könnten; im Falle der Zwei- oder gar Dreideutigkeit wurde lieber der Plagioklas mit höherem Anortitgehalt gewählt, was zwar im Normalfall bei so basischen Eruptivgesteinen etwas ganz verständliches wäre. Aber schon G e r m o v š e k (1959) und H i n t e r l e c h n e r (1959) stellten bei den Augitporphyriten in Ostslowenien eine teilweise oder gänzliche Albitisation fest. Um diesbezüglich die Augitporphyrite aus der Umgebung von Laško neuerlich zu untersuchen, trat mir H a m r l a die entsprechenden Dünnschliffe ab, wobei jetzt auch von uns eine Albitisation bei den erwähnten Gesteinen festgestellt worden ist. Bei drei Plagioklasen, die alle einen negativen Relief aufweisen, wurden am U-Tisch Messergebnisse erzielt, die im slowenischen Text angeführt worden sind (B = Zwillingsachse, D = Zwillingsnaht). Aus dem negativen Relief geht hervor, dass es sich um Albit handelt, doch ob die Tief- oder Hochtemperaturmodifikation vorliegt, kann nicht entschieden werden, obwohl im allgemeinen eine bessere Anpassung, besonders noch

beim dritten Korn, an die Tieftemperaturmodifikation zu sehen ist. Damit uns der Sachverhalt noch verständlicher wird, betrachten wir noch die Augitporphyriten des Bohor und Rudnica, was auf unserer Abb. *1 c* gezeigt wird. Auch hier kann es sich wegen des beobachteten negativen Reliefs nur um Albit handeln, doch ob die Projektionspunkte auf der Kurve [001] der Tieftemperaturform oder auf der Kurve $\frac{\perp[100]}{(010)}$ der Hochtemperaturform ausgewertet werden müssten, kann durch die vorhandenen Daten allein nicht entschieden werden, obwohl in Einzelfällen, besonders um 0 % An, eine bessere Anpassung an die Tieftemperaturform zu erkennen ist. Auch hier kann nur die Genese, also die metasomatische Entstehungsart, den Hinweis auf die Tieftemperaturform des Albites in spilitisierten Gesteinen geben.

Albit ist auch ein wesentlicher Bestandteil der Quarzkeratophyre. Das Auftreten der Quarzkeratophyre in der sogenannten Spilit-Keratophyrassoziation gibt Anlass zur Vermutung, dass auch hier der Albit zum grössten Teil bei metasomatischen Vorgängen entstanden sei — doch wegen des granitischen Chemismus aus ursprünglich wesentlich kalischen Feldspäten — und dass er so in seiner Tieftemperaturform auftreten muss. Auf den auf Abbildung *1 d* gezeigten, von Germovšek (1959), Hamrla (1954) und Faninger (1962) ausgeführten Vermessungen an in Quarzkeratophyren auftretenden Albiten ist es schon zu erkennen, dass es sich dabei um die Tieftemperaturform handelt.

Am Schluss unserer Betrachtungen kann also gesagt werden, dass bei den in Slowenien auftretenden triadischen Ergussgesteinen die Hochtemperaturmodifikation nur beim Andesin des Quarzporphyrites aus Kokra gefunden worden ist, während bei den durch Albitisation entstandenen Albiten nur die Tieftemperaturform in Frage kommt.

Was der Genese der triadischen Ergussgesteinen Sloweniens anbelangt, kann nur das betont werden, was im allgemeinen für die Spilit-Keratophyrassoziation gilt: Die Verschiedenheit in der modalen und chemischen Zusammensetzung ist auf die Diferentiation eines ursprünglich basischen, basaltischen Magmas zurückzuführen, während die weit verbreiteten Albitisation und Chloritisation den Umständen des geosynklinalen Stadiums zu verdanken haben.

Literatura

Barth, T., F. W. 1962, Theoretical Petrology, New York.

Barth, T., F., W. 1969, Feldspars, New York.

Faninger, E. 1962, Magmatske kamenine v Kamniških Alpah in pri Laškem, Geologija 7, Ljubljana.

Faninger, E. 1962, Albitiziran kremenov porfirit iz kokrškega kamnoloma, Geologija 7, Ljubljana.

Germovšek, C. 1959, Triadne predornine severovzhodne Slovenije. Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Dela + opera 11, Ljubljana.

Hamrla, M. 1954, Geološke razmere ob severnem robu laške sinklinale vzhodno od Savinje. Geologija 2, Ljubljana.

Hinterlechner, A. 1959, Spilitizirani diabazi v vzhodni Sloveniji. Geologija 5, Ljubljana.

Sarantschina, G. M. 1963, Die Fedorow-Methode, Berlin.

O delu inštituta za paleontologijo SAZU 1950 do 1970

*Rajko Pavlovec**

1. Splošni podatki

V povojnih letih se je Slovenska akademija znanosti in umetnosti spreminjala od prvotno povsem reprezentativne ustanove k tipu reprezentativne in raziskovalne organizacije. V okviru akademijskih razredov so postopoma začeli delovati raziskovalni inštituti, sekcije, odbori in komisije. V 4. razredu (razred za prirodoslovne in medicinske vede) je bil 21. marca 1950 ustanovljen Inštitut za geologijo. Njegov upravnik je postal akademik prof. dr. Ivan Rakovec. Inštitut je bil po prvotni zamisli razdeljen na tri sekcije: geološko-paleontološko (načelnik akademik prof. dr. Ivan Rakovec), mineraloško-petrografsko (načelnik prof. dr. ing. Jože Duhovnik) in prazgodovinsko (načelnik akademik prof. dr. Srečko Brodar).

Leta 1951 je dobil Inštitut prvega rednega uslužbenca asistenta Cveta Germovška, ki se je 8. julija 1955 pri terenskem delu smrtno ponesrečil. Leta 1954 je bila nastavljena pri Inštitutu kot laborantka Dragica Kerčmar (pozneje poročena Turnšek), ki se je z vztrajnim in uspešnim raziskovalnim delom vključila v znanstveni status in sčasoma dosegla naziv znanstvene sodelavke Inštituta. Leta 1955 je prišel k Inštitutu kot asistent Rajko Pavlovec, ki je z leti napredoval v višjega znanstvenega sodelavca. Za reševanje posameznih nalog so bili občasno pritegnjeni k delu še zunanji sodelavci.

Najaktivneje je delovala geološko-paleontološka sekcija, zlasti na področju paleontoloških raziskav. C. Germovšek se je posvečal predvsem petrografskim raziskavam in tako izpolnjeval program mineraloško-petrografske sekcije. Z njegovo smrtjo je to delo skoraj povsem zamrlo oziroma je bilo preneseno na Univerzo in Geološki zavod. Prazgodovinska sekcija v okviru Inštituta ni opravljala povsem samostojnih raziskav,

---

* Poročilo o delovanju Inštituta za paleontologijo SAZU je pregledal in dopolnil akademik prof. dr. Ivan Rakovec. Poročilo o delu mineraloško-petrografske sekcije je priredil in izpopolnil prof. dr. ing. Stanko Grafenauer, poročilo o prazgodovinski sekciji pa prof. dr. France Osole. Besedilo o raziskavah jurskih plasti in o preiskavah hidrozojev je dopolnila dr. Dragica Turnšek. Vsem imenovanim tudi na tem mestu moja najtoplejša zahvala!

marveč je le finančno podpirala raziskave s tega področja, ki sta jih izvajali Univerza in sekcija za arheologijo pri Akademiji.

Glede na to, da je močno naraščajoče geološko raziskovanje v Sloveniji potrebovalo vedno več paleontoloških sodelavcev, se je delo Inštituta sčasoma povsem osredotočilo v paleontološko smer. Prazgodovinska in mineraloško-petrografska sekcija pa sta že poprej prenehali obstajati, ker so njuno delo prevzele druge ustanove. Zaradi takšnega razvoja inštitutskega raziskovalnega programa je bil 28. januarja 1966 Inštitut za geologijo preimenovan v Inštitut za paleontologijo. Tako je že v naslovu poudarjeno raziskovalno področje, ki so ga v Inštitutu najbolj razvijali od ustanovitve leta 1950 naprej. Obenem je odpadel vsak sum o morebitnih dvotirnih raziskavah na sorodnih inštitucijah v Sloveniji.

V pravilniku Inštituta iz leta 1950 so poudarjene predvsem preiskave slovenskega ozemlja. To so člani Inštituta dosledno izvajali. Zato so svoj program leta 1969 z lahkoto vključili v tako imenovani nacionalni program, ki ga je pripravila Slovenska akademija znanosti in umetnosti za vse svoje delovne enote in ki obsega raziskave slovenske zemlje, njene zgodovine in kulture.

Inštitut je imel vseskozi tesne stike z drugimi slovenskimi geološkimi ustanovami, zlasti z Geološkim zavodom in geološkim odsekom Univerze. Zato v delovnih programih članov Inštituta ni nikoli prišlo do ponavljanja raziskav, ki bi jih izvajali geologi in paleontologi na drugih inštitucijah. Zaradi prijateljskega strokovnega sodelovanja so terenski geologi člane Inštituta večkrat opozorili na pomembna fosilna nahajališča, fosilno floro in favno pa tudi sami nabirali in prepustili v obdelavo sodelavcem SAZU. V tej smeri se bodo raziskave tudi nadaljevale. Dolgoletni inštitutski program predvideva še tesnejše sodelovanje paleontologov iz drugih slovenskih ustanov.

2. Geološke raziskave

Uslužbenci Inštituta nekdanje geološko-paleontološke sekcije so samostojno ali v povezavi z Geološkim zavodom in drugimi ustanovami tudi geološko raziskovali dele Slovenije. Pozneje, ko je bil program Inštituta usmerjen v paleontološko smer, so povezovali geološka raziskovanja s preučevanji fosilne favne.

V letih 1950 do 1955 je C. Germovšek kartiral liste Višnja gora—Cerknica, Novo mesto, Sežana—Šempeter. Skupaj z A. Ramovšem je kartiral in reambuliral južno obrobje Ljubljanskega barja in barske osamelce (1951 do 1953), leta 1951 pa je pri tem sodeloval še C. Šlebinger. V letu 1955 je C. Germovšek pregledal in kartiral okolico nekaterih izvirov na Dolenjskem in v Beli krajini, kjer ga je doletela smrt.

V letih 1958 do 1962 je R. Pavlovec sodeloval pri izdelavi osnovne geološke karte. Raziskoval je predvsem paleogenske terene v Pivški kotlini, Vipavski dolini, Goriških brdih, Brkinih in v slovenskem delu Istre. Leta 1960 je proučeval pleistocenske plasti v Radovljiški kotlini. Leta 1969 pa je sodeloval s člani Geološkega zavoda pri terenskih raziskavah v vzhodni Alžiriji (list Sedrata).

D. Turnšek je za osnovni geološki zemljevid delala v Loški dolini, v okolici Cerknice, v okolici Vrhnike, na Logaški planoti, v okolici Grosupljega, Velikih Lašč, Dobrepolja, Višnje gore in v Prekmurju (1959 do 1963).

Pri vseh naštetih kartiranjih so uslužbenci akademijskega Inštituta nabirali fosilno favno in mikrofloro, ki so jo pozneje podrobneje obdelali. Na podlagi terenskih in paleontoloških raziskav so prišli do mnogih novih spoznanj o starosti in razvoju triadnih, jurskih, krednih in paleogenskih plasti pri nas.

Poleg geološkega kartiranja so člani Inštituta opravili še druge geološke raziskave. Posebna pozornost je bila posvečena preučevanju geneze Ljubljanskega polja glede na Ljubljansko barje (I. Rakovec 1952 in 1953). R. Pavlovec je od leta 1955 do 1957 občasno pregledoval gramoznice v Ljubljanski kotlini ter skušal v njih najti sesalske ostanke. Pri tem delu je naredil nekaj poskusov z granulometričnimi analizami.

Leta 1957 je bilo s finančno pomočjo sklada Borisa Kidriča prvič prevrtano Ljubljansko barje do podlage. Vrtina je bila postavljena med Notranjimi Goricami in Podpečjo. Skalno dno je dosegla pri 105 m. Palinološke analize sedimentov iz vrtine so dokazale njih würmsko in postwürmsko starost. Leta 1962 je sklad Borisa Kidriča financiral drugo vrtino, ki je bila postavljena ob šotišču južno od Črne vasi. Skalno dno je dosegla pri 116,80m. V tej vrtini so bili ugotovljeni pleistocenski sedimenti od mindelske poledenitve do holocena.

Kot rezultat večletnih geoloških in paleontoloških raziskav Goriških brd je R. Pavlovec razdelil flišne plasti v tem delu Slovenije na dva oddelka (1965). Spodnjega je imenoval kožbanske plasti in mu pripisal zgornjepaleocensko in spodnjeeocensko starost. Drugega je označil kot medanske plasti, ki so spodnje- in srednjeeocenske starosti. Leta 1957 je Pavlovec preučeval lapor v Goriških brdih, uporaben za cementno industrijo.

K. Drobne in R. Pavlovec sta zgornjekredne in paleocenske rdeče laporje v južnozahodni Sloveniji imenovala podsabotinske plasti (1968), zakaj razlikujejo se od prave »scaglie«, kakor so jih prvotno označevali. Obenem sta predlagala opustitev imena liburnijska stopnja. Te plasti vključujejo namreč favno, kakršna nastopa tudi drugod na prostoru današnjega Sredozemlja. Poleg tega liburnijske plasti niso facialna posebnost. Podobne sedimente najdemo namreč tudi drugod. Posamezne dele teh plasti je mogoče imenovati s kronolitološkimi enotami kot vremske plasti, kozinske plasti in miliolidni apnenec.

3. Petrografske in mineraloške raziskave

C. Germovšek se je v začetku svojega službovanja z veliko vnemo lotil petrografskega kartiranja Pohorja. Rezultat njegovega neumornega dela v letih 1950 do 1952 so bili številni skrbno izdelani prečni profili skozi Pohorje. Izdelal je petrografsko karto Pohorja v merilu 1:25.000. Ta karta je še danes podlaga za kartiranje in detajlno petrološko delo. Na kratko in natančno je karakteriziral vse glavne magmatske, metamorfne in sedimentne kamenine Pohorja.

Od leta 1951 do 1955 je C. Germovšek razširil svoja raziskovanja na druge magmatske kamenine pri nas. Posvetil se je triadnim vulkanitom v raznih delih Štajerske. Zanimali so ga tudi serpentiniti na Pohorju (1954). Nekaj časa je posvetil raziskavam kremenovega peska pri Novem mestu, ki so ga potrebovali za steklarsko industrijo.

Najpomembnejše Germovškovo delo so »Triadne predornine severnovzhodne Slovenije« iz leta 1959. To delo je po njegovi smrti preuredil J. Duhovnik. V njem je Germovšek na novo klasificiral predornine in dal popoln petrološki opis s kemičnimi analizami in potekom diferenciacije. Vrsto kamenin je prvič opisal, posebej kalijeve diferenciate (npr. kalijev kremenov ortofir iz Ravenj pri Tuhinju, kalijev alkalni kremenov porfir iz Dečnega sela itd.).

Metamorfne kamenine okrog Blegoša in v Selški dolini so starejši geologi različno interpretirali. Zato jih je J. Duhovnik začel podrobneje preiskovati (1954 do 1957). Terenske raziskave je pozneje razširil na Jelovico in njeno obrobje (1959). Posamezne kamenine je ovrednotil glede na njih petrološki in stratigrafski položaj.

J. Duhovnik je v letih 1954 do 1955 skupaj z I. Trdan-Duhovnik podrobno raziskal braunit iz Cera v Makedoniji, pri čemer je podal klasično kristalografsko teodolitno analizo, kemično sestavo in debyegram. Na podlagi literature in rezultatov raziskave je pravilno diagnosticiral tedaj še ne dovolj natančno raziskani mineral.

V. Žerjav je v letih 1954 do 1955 preiskala aktinolit iz Košina v Makedoniji in podala njegovo kemično analizo, optične konstante in rentgensko strukturno analizo. To je prva tovrstna publikacija v slovenščini. V letih 1955 do 1961 je raziskovala sanidin iz Zletova.

Vse navedene raziskave je Inštitut finančno podprl.

4. Prazgodovinska sekcija

Prazgodovinska sekcija je v letih 1950 do 1959 sodelovala pri sistematskih paleolitskih izkopavanjih. Ker so takšne raziskave drage, jih Inštitut ni mogel sam financirati. Večino sredstev za izkopavanje sta dodelila Predsedstvo SAZU in Inštitut za prazgodovino človeka (sedaj Katedra za kvartarologijo) Univerze. Pri teh delih je sodelovala tudi Sekcija za arheologijo SAZU.

Izkopavanja je vodil S. Brodar, v manjši meri tudi M. Brodar in F. Osole. Raziskovali so v raznih delih Pivške kotline: Betalov spodmol, Parska golobina pri Pivki, Jama v Lozi na Pivki, Ovčja jama pri Prestranku, Postojnska jama in Županov spodmol. Kopali so še drugod po Sloveniji in sicer v kamnolomu pri Črnem Kalu, v Roški špilji v Škocjanskih jamah in v Mokriški jami v Savinjskih Alpah.

Našteta terenska raziskovanja so dokazala naslednje:

a) Kras je bil poseljen od predzadnjega glaciala do izteka ledene dobe.

b) Na Krasu je bila kontinuirana poselitev od paleolitika preko mezolitika (postaja pod Črmukljo in Dedkov trebež) do kovinskih obdobij.

c) Aurignacienski lovci so na lovu za jamskim medvedom prekrižarili ves naš visokogorski svet, kar je bilo mogoče le v toplem interstadialnem

obdobju (W I/II). Odkritja v Mokriški jami potrjujejo obstoj tega interstadiala, ugotovljenega že v Potočki zijalki.

č) Koščena orodja iz Mokriške zijalke potrjujejo razvoj teh orodij, kakršen je bil že prej ugotovljen v Potočki zijalki in drugod.

Leta 1953 je S. Brodar skušal najti sledove človekovega delovanja na mamutovih ostankih iz Bobovka pri Kranju. Po legi in razprostranjenosti najdb je sicer mogoče misliti na prisotnost človeka, vendar trdnega dokaza ni bilo mogoče najti.

5. Paleontološke raziskave

Paleontološke raziskave so obsegale največji del vsakoletnega inštitutskega programa. Razumljivo je, da se je večkrat prepletal program paleontoloških in geoloških raziskav. To se je najpogosteje dogajalo pri terenskih preučevanjih.

Pri vsakoletnih paleolitskih izkopavanjih je bilo najdenih veliko pleistocenskih živalskih ostankov, ki jih je I. Rakovec prevzemal v paleontološko obdelavo. Rezultate teh raziskav je objavljal v Razpravah SAZU in v drugih strokovnih publikacijah. Preiskal je pleistocensko favno iz naslednjih slovenskih paleolitskih postaj: Betalov spodmol (1950 do 1958), Črni Kal (1955 in 1956), Ovčja jama (1961 in 1962), Jama v Lozi pri Orehku (1958 do 1962), Parska golobina pri Pivki (1959) in Mokriška jama (1964 in 1965). Razen tega je raziskal sesalsko favno iz würmskega glaciala, ki je bila odkrita pri izkopavanjih v Crveni Stijeni pri Petrovićih v Črni gori (1956 in 1957). Na prošnjo Arheološkega inštituta Srpske akademije nauka v Beogradu je prevzel v znanstveno obdelavo ves fosilni material, ki je bil odkrit pri večletnih izkopavanjih v Risovači blizu Arandjelovca. S pomočjo ugotovljene favne in njene biološke analize je bilo treba v tem primeru čim bolj natančno in zanesljivo datirati prvo paleolitsko postajo v Srbiji (1960 do 1963).

Poleg favne iz paleolitskih postaj je Rakovec obdelal ostanke fosilne in subfosilne sesalske favne iz različnih najdišč. V letih 1953 in 1954 je raziskoval fosilne slone iz Slovenije. Obdelani so bili ostanki stepnega mamuta *Mammuthus trogonterii* (Pohlig) z Janeževega brda pri Vuhredu in mamutov *Mammuthus primigenius* (Blumenb.) iz Bobovka pri Kranju (iz konca riške dobe). Pozneje je raziskal ostanek dinoterija *(Dinotherium* aff. *giganteum* Kaup) iz pliocenskih plasti pri Zgornjih Verjanah v Slovenskih goricah in mamutov molar z Meljskega hriba pri Mariboru iz začetnega dela würmskega glaciala. Obdelal je kosti in zobe povodnega konja iz Pivške kotline, ki izhaja iz mindelsko riškega interglaciala (1953 in 1954). Na novo je preiskal ostanke širokočelnega losa iz starejšega pleistocena, najdenega na Viškem brdu pri Ljubljani (1953 in 1954). Kostem tura *(Bos primigenius* Boj.) iz Police pri Kranju in iz Zagorja ob Savi je pripisal riško würmsko starost, iz Betalovega spodmola in iz Parske golobine pa würmsko (1954). Pozneje je raziskal še bovidne ostanke iz Kočarije pri Kostanjevici (1957 in 1958) in nekaterih drugih krajev. Ugotovil je, da so bili v mlajšem pleistocenu pri nas razširjeni v glavnem le turi, medtem ko so bizoni prihajali občasno na obrobna področja. Pod Javorjem pri Sostrem so bili odkriti celo svižčevi rovi, v katerih so bila ohranjena okostja

svizcev (1959 in 1960). Nadalje je Rakovec raziskoval molar mastodontove vrste *Zygolophodon tauricensis* (Schinz) iz sarmatskih plasti pri Kraljevcih v Slovenskih goricah (1964). Iz krovnine velenjskega premogovnika je znanstveno obdelal številne ostanke obeh mastodontovih vrst *Bunolophodon (Anancus) arvernensis* (Croiz. et Job.) in *Zygolophodon borsoni* (Hays), ki sta živeli v spodnjem villafranchiju, kar so potrdile tudi Šercljeve palinološke raziskave. Med ostanki so poleg zob zastopane tudi bolj ali manj dobro ohranjene kosti obeh vrst, ki so med tovrstnimi najdbami redke. Izvedene osteološke razlike med obema vrstama omogočajo determinacijo izoliranih kosti (1966 do 1968). Preiskal je ostanke jamskega leva iz Lesnega brda pri Drenovem griču (1966 in 1967).

Poleg pleistocenskih sesalcev je Rakovec obdelal še nekatere pomembnejše iz eneolitika. V letu 1952 je obravnaval ostanke bizona z Ljubljanskega barja. V letih 1954 do 1956 je raziskoval bobre iz mostiščarske dobe na Ljubljanskem barju. Pri tem je bila posvečena posebna pozornost študiju patoloških pojavov na bobrih. Nato se je lotil obdelave rogovja evropskega losa z Ljubljanskega barja in drugih krajev Jugoslavije. Leta 1957 je preiskoval osteološki material iz bronaste dobe pri Blatni Brezovici na Barju. Med tem materialom so pomembni predvsem ostanki rjavega medveda in patološka deformacija jelenove rogovile.

Rakovec je podal na podlagi svojih dotedanjih raziskovanj prvi pregled vse sesalske favne na slovenskih tleh v pleistocenski dobi (1967). Pri tem se ni omejil samo na naštevanje posameznih vrst, marveč je upošteval tudi njih horizontalno in vertikalno razširjenost. Iz tega je nastalo pomembno delo o migracijah mladopleistocenskih sesalcev v Sloveniji, na okopnelem delu severnega Jadrana in sploh na vsem področju južno od Alp. V zvezi s tem je razpravljal tudi o nihanju morske gladine Jadrana v poledenitvenih dobah (1960).

Leta 1957 so F. Drobne, R. Pavlovec in A. Šercelj preiskali pleistocenske sedimente v opekarni Lokarji pri Vodicah. Gline so palinološko analizirali, preiskali moluske v njih in dodali nekaj sedimentoloških analiz. Dognali so, da so tamkajšnji sedimenti iz najmlajšega dela spodnjega ali iz najstarejšega dela zgornjega pleistocena.

R. Pavlovec je v letih 1956 in 1957 obdelal mehkužce iz jezerske krede na Ljubljanskem barju. Ugotovil je nad 20 vrst, s pomočjo katerih je bilo mogoče dobiti nekatere paleogeografske podatke. Leta 1959 je podal pregled vseh do takrat znanih kvartarnih mehkužcev v Sloveniji.

Poleg raziskav pleistocenske sesalske favne je ena izmed glavnih nalog Inštituta preučevanje paleogenskih plasti in njihove favne. V letih 1955 do 1957 je Pavlovec preučeval zgornjeeocensko prominsko favno iz okolice Drniša v Dalmaciji. Določil je 35 vrst koral, 32 vrst polžev in 34 vrst školjk, s pomočjo katerih je osvetlil tudi okolje, v katerem so se odlagale prominske plasti. Med favno sta bili dve novi vrsti.

Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji je Pavlovec preučeval predvsem s pomočjo numulitov, asilin in globorotalij. Ugotovil je, da je najstarejši del nekdanjih liburnijskih plasti, kar danes imenujemo vremske plasti, nastal v spodnjem paleocenu (daniju). Srednji in zgornji del liburnijskih plasti (kozinske in trsteljske plasti) se

je odložil v srednjem in zgornjem paleocenu. Pomembna je tudi ugotovitev, da je fliš v severnejših delih zahodne Jugoslavije starejši kot v južnejših delih (1961). Osnovo za stratigrafijo paleogena pri nas je postavil v letih 1962 in 1963. Pozneje je Pavlovec podrobneje preučeval paleogensko mikrofavno iz Brkinov (1963) in iz Goriških brd (1965). Med študijskim bivanjem v Münchnu je med drugim preučil zgornjeeocenske numulite z Bavarske ter cuisijske in lutecijske numulitine z grških otokov Kephallenia in Ithaka.

Skupaj s paleontologoma V. De Zanchejem in F. Proto Decimo iz Padove je Pavlovec obdelal mikrofavno iz cuisijskega profila pri Ustju v Vipavski dolini. Opisal je dve novi numulitni vrsti. Tedaj je bil v Sloveniji prvič ugotovljen nanoplankton z več vrstami (1966).

Na prošnjo Geološkega zavoda v Ljubljani je Pavlovec skupaj s K. Drobne nabral makroforaminifere iz okolice Karojbe v Istri. Tamkajšnje terene je preiskoval S. Buser zaradi boksitov. Pavlovec je s pomočjo numulitov in asilin ugotovil cuisijsko in lutecijsko starost apnencev z makroforaminiferami (1967). Istrskim numulitinam se je Pavlovec posvečal tudi pozneje. Opisal je novo vrsto operkulin *Operculina maxima* in na podlagi favnističnih opazovanj podal nekaj pripomb k paleogeografiji eocenskih plasti v Istri (1968). Obenem se je posvečal problemom razvojnih nizov numulitin. Osnovo za to mu je dal študij favne iz Istre in iz Turčije (1968). Omembe vredna je še hipoteza o načinu življenja numulitov (1960), katero je objavil skupaj z opisom nekaterih numulitov iz Poljšice, otoka Biševa ter iz Makedonije.

Leta 1960 so R. Pavlovec, R. Gospodarič, F. Proto Decima iz Padove in G. Kolosváry iz Szegeda obdelali paleocenske in eocenske foraminifere in korale iz Pivške kotline. Ta del Slovenije so prikazali kot primer zelo različnih enako starih faciesov na majhnem prostoru v starejšem terciarju.

Med paleogensko makrofavno je Pavlovec preučil taksonomski položaj vrste *Spondylus variocostatus* Pavlovec (1969), ki je doslej znana samo iz Dalmacije. Med favno iz vzhodne Alžirije je za Geološki zavod v Ljubljani določil več vrst spodnjekrednih orbitolin, eocenskih numulitov, miocenskih heterostegin in paleogenskih ter neogenskih mehkužcev (1970).

Preučevanje jurskih plasti in njihove favne je začel že C. Germovšek. V letih 1952 do 1955 je nabiral in obdeloval zgornjejurske hidrozoje in mezozojske korale. Posebno pozornost je vzbudila njegova razprava o hidrozojih Dolenjske. V njej je Germovšek opisal veliko število vrst, med katerimi so bile nekatere nove. Obenem je revidiral več hidrozojskih vrst in rodov.

Germovškovo paleontološko delo je od leta 1969 naprej nadaljevala D. Turnšek. Po regionalnih enotah (Trnovski gozd, razni kraji Notranjske in Dolenjske) je preučevala najprej jurske in spodnjekredne alge ter mikrofavno, ki je dotlej še nihče v Sloveniji ni obdelal (1962, 1965 in 1966). Obenem se je posvetila natančnim raziskavam zgornjejurskih hidrozojev iz vse Slovenije. Rezultate teh raziskav je objavila v več razpravah (1966 1967 in 1969). Poleg podrobnih opisov favne, med katero je mnogo novih vrst in rodov, ki jih je potrdil tudi takratni vodilni strokov-

njak za hidrozoje prof. R. G. S. Hudson iz Dublina, so zlasti pomembne ugotovitve v zvezi s paleoekološkimi in paleogeografskimi razmerami v jurski dobi na ozemlju današnje Slovenije. Na podlagi jurske favne sklepa Turnškova, da je bila na ozemlju današnje južne Slovenije izredno bogata plitvomorska sedimentacija s številno favno, v severni Sloveniji pa skromna in neenakomerna globljemorska sedimentacija, kjer podmorski pogoji niso dovoljevali povsod bogatega odlaganja materiala in ostankov življenja. Na plitvomorskem šelfu južne Slovenije so hidrozoji uspevali v treh različnih favnističnih pasovih. Vsa leta je Turnškova tesno sodelovala s S. Buserjem, ki je kartiral južno Slovenijo in se posvečal stratigrafiji jurskih skladov.

Poleg fosilnega materiala iz Slovenije je Turnškova obdelala jurske hidrozoje in korale iz Črne gore in iz zahodne Srbije (1968), jurske hidrozoje iz Dobrudže v Romuniji (1970), zgornjekredne hidrozoje iz zahodne Srbije ter zgornjejurske aktinostromaridne hidrozoje iz vzhodne Srbije (1970). Obdelala je nekaj triadnih hidrozojev iz Turčije in jurskih hidrozojev iz Alžirije, vendar ti rezultati še niso objavljeni.

Od leta 1968 dalje zbira jurske korale, ki jih je začela sistematično paleontološko obdelovati.

V prvih letih delovanja je Inštitut prispeval nekaj sredstev za obsežne raziskave mlajšega paleozoika in njegove favne pri nas (A. Ramovš 1951 do 1958) .Največja pozornost je bila posvečena permskim plastem v Poljansko-vrhniških nizih, v Vitanjskem nizu, v okolici Bleda in karbonskim konglomeratom pri Podlipoglavu.

6. Udeležba na kongresih in drugih prireditvah

Leta 1956 se je R. Pavlovec udeležil kolokvija o paleogenu v Italiji (Vicenza — Verona — Padova). Leta 1962 je za 1. kolokvij o eocenu v Bordeauxu pripravil referat o liburnijskih plasteh pri nas. Aktivno je sodeloval na jugoslovanskih kongresih, simpozijih in kolokvijih. Na 3. geološkem kongresu v Sarajevu leta 1957 je predaval o prvih poskusih z morfometrično metodo v Jugoslaviji. Leta 1966 je na 1. kolokviju o Dinaridih v Ljubljani podal pregled razvoja paleogena pri nas. Leta 1968 sta K. Drobne in R. Pavlovec na 3. simpoziju o Dinaridih v Zagrebu predavala o paleocenskih faciesih v Sloveniji. Podala sta nekaj predlogov za novo poimenovanje teh plasti.

D. Turnšek se je udeležila več domačih kongresov, simpozijev in kolokvijev. Leta 1968 je sodelovala na kolokviju o taksonomskih problemih hidrozojev, ki je bil v Darmstadtu. Na simpoziju o juri leta 1969 v Budimpešti je imela referat o jurskih hidrozojskih grebenih pri nas.

7. Štipendije

D. Turnšek in R. Pavlovec sta prejela večkrat enomesečne štipendije dunajske univerze, kar sta izrabila za preučevanje jurskih hidrozojev in paleogenskih foraminifer iz Slovenije.

R. Pavlovec je bil v letih 1963 in 1964 štirinajst mesecev štipendist Alexander von Humboldtove ustanove. V tem času je na münchenski univerzi obdeloval paleogenske makroforaminifere iz Slovenije.

8. Sodelovanje

Za fosilne skupine, za katere pri nas nimamo strokovnjaka, je bilo treba del fosilnega materiala poslati v obdelavo drugam. Med jugoslovanskimi paleontologi je z Inštitutom največ sodelovala dr. Vanda Kochansky-Devidé, profesorica na zagrebški univerzi. Preučevala je permske fuzulinide (1954, 1955 in 1957). Donata Nedela-Devidé iz Zagreba je raziskovala zgornjekredne mikrofosile in s pomočjo teh ugotavljala starost volčanskih apnencev (1956). Dr. Valerija Kostić-Podgorska iz Beograda je v letih 1954 in 1955 preiskovala karbonske in permske korale iz Slovenije.

Od tujih strokovnjakov je najtesneje sodeloval z Inštitutom prof. dr. Othmar Kühn z dunajske univerze. Dvakrat je obiskal Inštitut in imel na Akademiji predavanje. Naprošen je bil za obdelavo mezozojskih amonitov z Dolenjske in iz doline Triglavskih jezer. To favno je preiskoval od leta 1954 naprej.

Prof. dr. Adolf Papp z dunajske univerze je obdelal zbirke neogenskih gastropodov iz Slovenskih goric (1954 in 1955) in nekaj moluskov iz raznih pleistocenskih nahajališč (1957). Prof. dr. Helmuth Flügel z univerze v Gradcu je preiskoval predkarbonsko favno in karbonske korale iz raznih slovenskih nahajališč (1954 do 1956). Dr. Karl Dietrich Adam, glavni konservator v prirodoslovnem muzeju v Ludwigsburgu, je obdelal mlečni zob nosoroga *Dicerorhinus kirchbergensis* Jäger iz Črnega Kala (1956). Prof. dr. Erich Theniusz Dunaja je podrobneje preučil molar staropleistocenskega medveda *Ursus mediterraneus* Major iz okolice Vrhovelj (1957) ter nekaj pleistocenske sesalske favne iz raznih slovenskih nahajališč (1960).

Dr. Miklós Kretzoi iz Budimpešte je določil ptičje ostanke iz Betalovega spodmola (1959). Dr. Franca Proto Decima iz Padove je preiskala mikroforaminifere iz paleogenskih plasti pri Ustju v Vipavski dolini in iz okolice Postojne (1966). Dr. Vittorio De Zanche iz Padove je sodeloval pri obdelavi numulitov iz Ustja (1966). Prof. dr. Gabor Kolosváry iz Szegeda je obdelal korale iz paleogenskih plasti v severni Istri ter v Pivški kotlini (1966). Prof. dr. Herbert Hagn sodeluje pri raziskavah paleocenske mikrofavne iz južnozahodne Slovenije.

Inštitut so obiskali številni geologi in paleontologi iz drugih jugoslovanskih republik in iz tujine. Leta 1966 je bil na specializaciji v našem Inštitutu dr. Vittorio De Zanches padovanske univerze, leta 1969 pa Luciano Degrassi z univerze v Trstu. Oba sta pri R. Pavlovcu študirala paleogensko mikrofavno.

Activities of the Institute for Paleontology with the Slovenian Academy of Sciences and Arts in Ljubljana

Rajko Pavlovec

In the years after the war the status of the Academy of Sciences and Arts changed from a purely representative to a representative and research type of organisation. Within the scope of various academic branches research institutes, sections, boards and committees gradually began to function. On March 21, 1950 the Institute for Geology was founded, affiliated to the branch of natural sciencies. Initially the Institute had three sections: for geology-paleontology, mineralogy-petrography and prehistoric studies.

The most active was the section for paleontology-geology. Later on the work of the section for mineralogy-petrography was taken over by the Geological Survey and University. The section for prehistoric studies did not perform independent research, it worked in connection with other institutions.

Because increased geological research in Slovenia demanded more and more paleontologists the work of the institute gradually developed into direction of paleontology. The section for prehistoric studies and mineralogy-petrography ceased to exsist.

Due to such development of the research programme of the institute it was renamed into Institute for paleontology.

The research work at this institute developed mainly into three directions:

1. pleistocenic mammal fauna
2. paleogenic nummulitins
3. mesozoic hydrozoa and anthozoa.

Beside the regular staff of the institute (the head of the institute academician I. Rakovec and his assistants dr. R. Pavlovec and dr. D. Turnšek) some paleontologists of other institution for geology were asked to participate in solving some of the specific assignments.

Viri

Osterc, V., 1957, Nekaj o delu mineraloško-petrografske sekcije Geološkega inštituta SAZU za naše gospodarstvo. Gospodarski koledar za 1957, 82—83. Ljubljana.

Pavlovec, R., 1958, Nekaj o delu geološko-paleontološke sekcije Geološkega inštituta SAZU od ustanovitve do danes. Gospodarski koledar za 1958, 117—120. Ljubljana.

Brodar, M., 1959, Delo prazgodovinske sekcije Geološkega inštituta SAZU in naše gospodarstvo. Gospodarski koledar za 1959, 138—139. Ljubljana.

Letna poročila o delu Inštituta za geologijo SAZU:

Letopis SAZU, 4 (za 1950), 147—148. Ljubljana 1952
Letopis SAZU, 4 (za 1951), 174—177. Ljubljana 1952.
Letopis SAZU, 5 (za 1952), 219—223. Ljubljana 1954.

Letopis SAZU, 5 (za 1953), 290—294. Ljubljana 1954.
Letopis SAZU, 6 (za 1954), 109—115. Ljubljana 1955.
Letopis SAZU, 7 (za 1955), 100—107. Ljubljana 1957.
Letopis SAZU, 8 (za 1956), 112—115. Ljubljana 1958.
Letopis SAZU, 8 (za 1957), 175—179. Ljubljana 1958.
Letopis SAZU, 9 (za 1958), 119—121. Ljubljana 1959.
Letopis SAZU, 10 (za 1959), 56—59. Ljubljana 1960.
Letopis SAZU, 11 (za 1960), 51—54. Ljubljana 1961.
Letopis SAZU, 12 (za 1961), 100—102. Ljubljana 1962.
Letopis SAZU, 13 (za 1962), 74—76. Ljubljana 1963.
Letopis SAZU, 14 (za 1963), 58—61. Ljubljana 1964.
Letopis SAZU, 15 (za 1964), 93—96. Ljubljana 1965.
Letopis SAZU, 16 (za 1965), 90—93. Ljubljana 1966.

Letna poročila o delu Inštituta za paleontologijo SAZU:

Letopis SAZU, 17 (za 1966), 74—77. Ljubljana 1967.
Letopis SAZU, 18 (za 1967), 106—109. Ljubljana 1968.
Letopis SAZU, 19 (za 1968), 81—85. Ljubljana 1969.
Letopis SAZU, 20 (za 1969), 103—107. Ljubljana 1970.
Letopis SAZU, 21 (za 1970), 173—176. Ljubljana 1971.

Nove knjige

D o r n - L o t z e : **Geologie Mitteleuropas.** 4. na novo obdelana izdaja, založba E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart, 1971. Obseg: XVI + 491 strani, 165 slik med besedilom in na 24 prilogah, kot tudi 13 tabel na 7 prilogah. Velikost knjige 24 × 16 cm, vezana v platno.

V tej četrti izdaji knjige »Geologie Mitteleuropas« je avtor F. L o t z e predelal popolnoma na novo D o r n o v o istoimensko knjigo, ki je doživela prej že tri izdaje. Druga in tretja izdaja sta izšli že po smrti prvotnega avtorja Dorna.

L o t z e je material četrte izdaje uredil predvsem po zgodovinskem razvoju, in sicer na podlagi orogenetskih faz rasti evropskega kontinenta. Knjigo je razdelil na šest večjih oddelkov. Tako je obdelal predasintsko Ureuropo, asintsko konsolidacijo in asintsko gubanje, kaledonsko konsolidacijo in gubanje, zelo obširno je obdelal srednjeevropske Variscide ali Mezoeuropo, učinke saksonskega gubanja, manj pa alpidsko Kenoeuropo s severno obrobno cono. Slednji oddelek, ki je za nas najbolj zanimiv, obsega žal le osmino knjige (50 strani). Dobra stran tega kratkega prikaza je v tem, da so srednjeevropski Alpidi dokaj pregledno obdelani, čeprav niso povsem upoštevani izsledki zadnjih nekaj let.

Vsak oddelek obravnava avtor po posameznih manjših teritorialnih enotah. Nekatere enote so izredno podrobno obdelane, kar velja npr. za Ardensko-Rensko maso, Harc in Češko maso. V okviru severnonemške in subbetiške udorine najdemo v tej knjigi obilico podatkov o preostankih pleistocenske poledenitve v tem delu Evrope, kar bo posebno zanimalo kvartarologe in glaciologe. Podobne podatke o poledenitvah vsebuje tudi oddelek, ki obravnava alpidsko Kenoeuropo.

Seveda avtor bolj nadrobno obravnava območja Nemčije, saj je bila knjiga v svojem prvotnem konceptu očitno zamišljena kot geologija Nemčije; večji okvir, ki ga je knjiga nato dobila, pa je bil izdelan z namenom, da bi geologija te srednjeevropske dežele postala razumljivejša po primerjavi z geološkimi razmerami obrobnih dežel. Tako je postala knjiga uporabna tudi za izvennemške dežele. Avtor se v knjigi sploh ni oziral na politične meje današnje Evrope, ampak je skušal prikazati geologijo osrednjega dela evropskega prostora in tega podati čimbolj zaključeno in razumljivo. Ta prostor je skozi geološko zgodovino nastajal na podlagi konsolidacije, to je prehoda mobilnih geosinklinalnih območij v kraton.

Vsako obdelano območje je bogato dokumentirano z geološkimi in tektonskimi skicami, ki kažejo obenem tudi zgradbo dotičnega ozemlja. Nekatere od teh skic bi lahko rabile kot zgled, kako nazorno dokumentiramo geološke tolmače in razne geološke razprave sploh. Mnogo sugestij pa nam te skice dajo tudi za izdelavo tektonske karte Slovenije, ki je v pripravi. V knjigi najdemo tudi skico gravimetričnih in magnetometričnih anomalij Nemčije.

Za nekatera območja ni priloženih tektonskih ali geoloških skic in jih nadomeščajo pregledni geološki profili. Zaželeno bi bilo, da bi imeli za vsako območje oboje: geološko skico in profil, vsekakor pa vsaj geološke skice za vsa območja.

Posebno vrednost dajejo knjigi pregledne sinoptične stratigrafske in tektonske tabele, na katerih lahko primerjamo istočasno razvoj na raznih območjih. Ker je vključen tudi alpski prostor, imajo te tabele tudi za naše ozemlje praktično vrednost. Posebna tabela kaže orogenetske faze, vulkanizem, mineralne surovine in razvoj življenja v srednjeevropskem prostoru.

Knjigo priporočamo vsem, ki želijo študirati nastanek in razvoj evropskega kontinenta.

dr. Mario Pleničar

Heinz Krebs: **Grundzüge der Anorganischen Kristallchemie.** Zal. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1968. Obseg XII + 376 strani, 254 slik in 41 tabel, 16 × 24 cm. Vezano v mehko plastiko, 45 DM.

Krebsove »Osnove anorganske kristalne kemije« predstavljajo obširen uvod v teorijo o zgradbi kristalov. Na posameznih primerih, izpopolnjenih z risbami, avtor ponazarja prostorske mreže posameznih elementov in njihovih spojin, na ta način seveda tudi notranjo zgradbo najvažnejših mineralov. Poudarek knjige ni na opisu geometrijskih lastnosti prostorskih mrež, temveč na vprašanju, zakaj se določene strukture lahko pojavljajo pri določenih elementih in njihovih spojinah, pri čemer se avtor poslužuje najnovejših teorij o kemijski vezavi in zgradbi trdnih snovi.

V uvodu knjige govori avtor najprej o zgradbi atomov, kjer seznani bralca z osnovami valovne mehanike, nakar preide na izgradnjo Mendelejevega periodnega sistema elementov. Obširno govori o kemijski vezavi, v zvezi s kompleksnimi spojinami pa nas še seznani s teorijo ligandnih polj. Za teoretskimi osnovami sledi kratko poglavje o simetriji prostorskih mrež, nakar avtor najprej obdela strukture kemijskih elementov, ki jim sledijo še spojine tipa AB, AB_2, A_2B_3 in AB_3 z vsemi možnimi načini medsebojne vezave kemijskih elementov v spojinah. Od polianionskih spojin so obširno obdelani tudi silikati in njih sistematika na strukturni osnovi. Knjigo zaključujeta poglavji o zlitinah in steklih.

Čeprav je Krebsova knjiga v prvi vrsti namenjena kemikom, jo bo brez dvoma s pridom uporabljal tudi mineralog, saj so v njej opisani strukturni tipi najvažnejših mineralov in kar je še važnejše — knjiga ima obširen in na razumljiv način napisan uvod v teorijo o kemijski vezavi in zgradbi kristalov.

Ernest Faninger

Vlasta Zukalová: **Stromatoporoidea from the Middle and Upper Devonian of the Moravian Karst.** — Rozpravy Ustředního ústavu geologického, sv. 37, pp. 1—143, pl. 1—40. Praha 1971.

Raziskovalcem fosilnih hidrozojev dobro znana Vlasta Zukalová nam pravkar v obširni razpravi opisuje devonske stromatopore z Moravskega krasa.

To zanimivo in za preučevanje težko fosilno skupino podaja v pregledni obliki in jo osvetljuje z več strani. Knjiga ima sedem poglavij: 1. Uvod, 2. Nastopanje stromatopor na Moravskem krasu, 3. Paleoekološka opazovanja stromatopor, 4. Morfologija stromatopor, 5. Ohranjenost stromatopor, 6. Sistematski položaj in klasifikacija stromotapor, 7. Sistematika. Na koncu je abecedno kazalo imen fosilov. Sledi kratek izvleček v češčini, medtem ko je knjiga sicer pisana v angleščini.

V devonskih apnencih na južnem in osrednjem delu Moravskega krasa so stromatopore najvažnejši in najštevilnejši fosili. Zato je njihov pomen za stratigrafijo in paleoekologijo toliko večji. Stromatopore se pojavljajo v več nahajališčih tako v givetijskih kakor v frasnijskih plasteh. Njihovi podrejeni spremljevalci so korale.

Kolonije stromatopor so večinoma ramoznih in masivnih oblik. Avtorica ugotavlja, da so ramozne kolonije (*Stachyodes, Amphipora* in druge) našli predvsem v debelo skladovitih apnencih, masivne kolonije (*Actinostroma, Pseudoactinodictyon, Syringopora* in druge) pa v svetlih biohermalnih apnencih. Veliko stromatopor z Moravskega krasa je kozmopolitov. Zato avtorica sklepa, da so v givetiju in frasniju na velikem delu Evrope, Azije in Amerike vladali podobni pogoji in da so vsi ti fosili časovno vezani na isto obdobje. Vendar veliko število novih vrst in podvrst iz vilemoviških frasnijskih apnencev le kaže na nekoliko drugačne paleoekološke pogoje v tem sedimentacijskem področju.

Za lažje razumevanje paleontološkega dela podaja avtorica kratko razlago posameznih strukturnih elementov stromatopor. Kratko poglavje posveča Z u k a l o v á stopnji ohranjenosti, ki je pri opisovanju fosilov zelo pomembna. Paleontolog mora biti pri determinaciji pozoren tudi na sedimente, njihovo strukturo, na lego fosilov v sedimentu, razpokanost sedimenta, prekristalizacijo in drugo.

V sistem stromapotor Z u k a l o v á ne vnaša novosti, ampak samo poda nekaj kritičnih pripomb k izvajanjem različnih avtorjev. To ji lahko štejemo le v dobro, zakaj pri današnjem poznavanju te fosilne skupine prinašajo sistematske novosti več zmede kot koristi.

Največji pomen omenjene knjige je v natančnem opisu bogatega fosilnega materiala, kjer avtorica navaja vso sinonimiko, strukturne značilnosti, dimenzije in primerjave. Opisanih je 63 vrst stromatopor, ki pripadajo 19 rodovom in 8 družinam (*Actinostromatidae, Clathrodictydae, Tienodictydae, Stromatoporellidae, Stromatoporidae, Syringostromatidae, Labechiidae* in *Idiostromatidae*). Med njimi je 15 novih vrst in 4 nove podvrste. Posebno natančno je preučen rod *Amphipora*, ki je za moravska nahajališča najvažnejši. Avtorica podaja tabelarični pregled vseh dotlej znanih vrst tega rodu, njihovo razširjenost in primerjavo strukturnih lastnosti, posebej aksialnega kanala, po katerem sklepa na evolucijo posameznih vrst.

Knjiga o devonskih stromatoporah bo nepogrešljiva tako za raziskovalce te fosilne skupine kakor tudi za tiste, ki jih zanima stratigrafija devona. Zato bi jo morala imeti vsaka geološka ustanova.

Dragica Turnšek

SODELAVCEM GEOLOGIJE

Vsebina in obseg dela

GEOLOGIJA objavlja originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved ter poročila o geoloških raziskovanjih, kongresih, posvetovanjih in publikacijah. Tekst naj ne bo daljši od 50 tipkanih strani ali 84.000 znakov. V to število nista všteta povzetek v tujem jeziku in literatura.

Prosimo vse sodelavce GEOLOGIJE, da skrbno izbirajo vsebino svojih člankov, posvete ustrezno pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Priprava rokopisa

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnim presledkom in s 3 cm širokim levim robom. Pri 28 vrsticah na vsaki strani in 60 tiskovnih znakih v vsaki vrsti dá 50 strani 84.000 tiskovnih znakov. Pri pregledu svojih rokopisov naj avtorji zlasti pazijo na pravilno pisanje znanstvenih in lastnih imen, znakov, formul in podobno. Osebna imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobičajnih okrajšav in nejasnih popravkov.

Članki morejo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu vsaj ene petine članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti izvleček v obsegu 1600 do 3000 tiskovnih znakov v enem od svetovnih jezikov.

Če želi avtor drugačne pogoje glede obsega in povzetka svojega članka, je to možno v sporazumu z uredništvom.

Navajanje literature

Literaturo navajajte po abecednem redu avtorjev in kronološko na naslednji način: priimek avtorja, začetna črka avtorjevega imena, letnica, naslov dela (pri periodičnih izdajah tudi naslov revije in zaporedna številka zvezka), založba in kraj, kjer je delo izšlo. V literaturo vključujte samo uporabljena dela, bibliografijo pa le v izjemnih primerih glede na vsebino in pomen razprave. V citatih med tekstom navedite ime avtorja in letnico, ko je delo izšlo, po potrebi tudi stran.

Ilustracije

Karte, profili, skice, diagrami in druge podobne slike morajo biti narisani na prosojnem matričnem papirju. Na vsaki sliki mora biti ime avtorja in zaporedna številka slike. V glavnem naj bo slika pojasnilo teksta, zato mora biti med tekstom na ustreznem mestu navedena zaporedna številka slike. Napisi in legende k slikam naj bodo kratki, posebno še, ker morajo biti dvojezični.

Pri dosedanjih izdajah naše revije se je pokazalo, da avtorji pri slikah ne upoštevajo formata knjige, kar povzroča mnogo dodatnega dela pri urejevanju in tisku. Pri vseh slikah med tekstom upoštevajte, da je zrcalo revije 11,8 × 18 cm. V primeru, da je potrebna večja slika, naj njena širina po možnosti ne preseže 40 cm, višina pa naj ne bo večja kot 18 cm. Risba naj bo večja kot slika, ki bo po njej izdelana; razmerje naj bo 2 : 1. Pri tem je treba paziti na debelino črt ter na velikost številk, črk in drugih znakov na risbi, da bosta njihova debelina in velikost tudi po zmanjšanju ustrezala; črke in številke na tiskani sliki morajo biti visoke najmanj 1 mm.

Fotografije naj bodo na gladkem svetlem papirju.

Celoten rokopis, vključno risbe, fotografije, izvleček in povzetek v tujem jeziku mora pripraviti vsak avtor sam. Če kdo želi, da mu risbe in druge priloge ter prevode poskrbi Geološki zavod, je to možno, vendar na račun avtorskega honorarja.

Rok za predložitev rokopisov

V 15. knjigi GEOLOGIJE, letnik 1972 bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca junija 1972.

Korekture

Uredništvo bo pošiljalo krtačne odtise stavkov v korekturo avtorjem. Pri korekturah popravljajte samo tiskovne napake. Dopolnila so možna le na stroške avtorjev. Sodelavcem, ki živijo zunaj Ljubljane, bomo krtačne odtise pošiljali po dogovoru; njihove popravke bomo upoštevali le v primeru, da korekture vrnejo v dogovorjenem roku.

Posebni odtisi

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvode pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.

Avtorski honorar

Uredništvo bo obračunalo avtorske honorarje na podlagi odtisov lomljenega stavka, Geološki zavod pa jih bo izplačal najpozneje ob izidu publikacije. Prosimo, da vsak avtor svojemu rokopisu priloži naslov svojega bivališča in številko žiro računa.

Narodna in univerzitetna knjižnica Ljubljana

137.)