

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1973

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

16. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETNIK 1973	16. KNJIGA	Str. 1 do 396	LJUBLJANA 1973
-----------	-------------	------------	---------------	-------------------

GEOLOGIJA

Razprave in poročila

Izhaja enkrat na leto
Issued in one volume per year

Ustanovitelj revije
The journal founded by
GEOLOŠKI ZAVOD, LJUBLJANA

Izdajatelj
Published by
**GEOLOŠKI ZAVOD, INSTITUT ZA GEOLOGIJO,
SLOVENSKO GEOLOŠKO DRUŠTVO**

Tiskovni svet
Printing council

Dr. Dragica Turnšek, viš. znan. sodel. Inštituta za paleontologijo SAZU
Dr. Valerija Osterc, docentka Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Slavko Papler, direktor Geološkega zavoda

Franc Cimerman, viš. kustos Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani

Dr. Jože Duhovnik, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Anton Nosan, direktor TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Geološkega zavoda

Stefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu

Gabrijel Simčič, prof. gimnazije Poljane

Uredniški odbor
Editorial board

Dr. Matija Drovenik, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Miran Iskra, vodja oddelka za kovine TOZD geologija, geofizika
in geomehanika Geološkega zavoda

Stefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu

Dr. Dušan Kušber, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Anton Nosan, direktor TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Geološkega zavoda

Dr. Mario Plenčar, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Dr. Ljubo Žlebnik, višji svetovalec za hidrogeologijo
in inženirsko geologijo pri TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Geološkega zavoda

Glavni in odgovorni urednik
Editor

Stefan Kolenko, Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Tisk in vezava
Printed by

Tiskarna LJUDSKE PRAVICE, Ljubljana, Kopitarjeva 2

Letnik 1973 GEOLOGIJE sta sofinancirala
Skład BORISA KIDRIČA in Geološki zavod, Ljubljana

Vsebina — Contents

Razprave in poročila Transactions and Reports

<i>Nožan, A.</i>	
Termalni in mineralni vrelci v Sloveniji	5
Thermal and Mineral Springs of Slovenia	46
<i>Breznik, M.</i>	
Nastanek zaslanjenih kraških izvirov in njihova sanacija	83
The Origin of Brackish Karstic Springs and Their Development	156
<i>Pleničar, M.</i>	
Radioliti iz krednih skladov Slovenije I	187
Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part I	218
<i>Pavlovec, R.</i>	
Plasti z <i>Amussium duodecimlamellatum</i> (Bronn) iz Male Pirešice v Savinjski dolini	227
Beds with <i>Amussium duodecimlamellatum</i> (Bronn) from Mala Pirešica in Savinjska dolina (Slovenia, W Yugoslavia) (Abstract)	233
<i>Pavlovac, K.</i>	
Prva najdba vrste <i>Sphaerium rivicola</i> (Lamarck) v jezerski kredi na Ljubljanskem barju	235
L'Espèce <i>Sphaerium rivicola</i> (Lamarck) découverte pour la première fois dans la craie lacustre de Ljubljansko barje (Résumé)	235
<i>Lapažne, V. in Šrtbar, Lj.</i>	
Zgornjekredni sedimenti na območju Posavskih gub	237
Upper Cretaceous Deposits in the Sava Folds (Abstract)	241
<i>Hinterlechner-Ravnik, A.</i>	
Pohorske metamorfne kamenine II	245
The Metamorphic Rocks of Pohorje Mountains II (Abstract)	261
<i>Faninger, E.</i>	
Pohorske magmatske kamenine	271
Igneous rocks of the Pohorje Mountains (Abstract)	301
Magmatische Gesteine von Pohorje	302
<i>Placer, L.</i>	
Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja	317
Reconstruction of the Nappe Structure of the Idrija-Žiri Region (Abstract)	332
Rekonstruktion des Deckenbaus des Idrija-Žiri Gebietes (Zusammenfassung)	333

<i>Škerlj, Z. in J.</i>	
Fosfati v Istri	335
Phosphate de chaux en Istrie (Résumé)	341
<i>Lapajne, J.</i>	
Obdelava in vrednotenje geofizikalnih podatkov	343
Data Processing and Interpretation in Geophysical Exploration (Abstract)	351
<i>Ivanković, J. in Nosan, A.</i>	
Hidrogeologija Cateških Toplic	353
Hydrogeology of the Catež Thermal Springs (Abstract)	359

Iz dejavnosti Slovenskega geološkega društva 1972—73
Activities of the Slovenian Geological Society 1972—73

<i>Grimšičar, T.</i>	
Inženirskogeološke razmere ob trasi avtomobilske ceste Hoče—Leveč (Prvo poročilo)	363
Geological Conditions for Design of Express Highway Hoče—Leveč (Abstract)	370
<i>Gušić, I.</i>	
Stratigrafsko značenje mezozojskih dasycladaceja s obzirom na nova taksa u Jugoslaviji (Rezime)	371
Stratigraphic Significance of Mesozoic Dasycladaceans with Regard to New Taxa in Yugoslavia (Abstract)	372
<i>Kochansky-Devidé, V.</i>	
Troglkofelski skladi na Hrvaškem (Povzetek)	373
Troglkofel-Ablagerungen in Kroatien (Zusammenfassung)	374
<i>Herak, M.</i>	
Novija istraživanja trijasa u Hrvatskoj	375
Neuere Untersuchungen der Trias Kroatiens (Zusammenfassung)	378
<i>Ramonič, A.</i>	
Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji	379
Biostratigraphische Charakteristik der Trias in Slowenien (Zusammen- fassung)	386
<i>Lapajne, J.</i>	
Geofizikalne raziskave na Krasu (Povzetek)	389
<i>Božkov-Štajner, Z.</i>	
Stratigrafski principi prema internacionalnoj podkomisiji za strati- grafsku klasifikaciju (ISSC) (Sažetak)	390

Nove knjige
Book Reviews

<i>Herak, M.</i>	
Geologija — struktura, dinamika i razvoj Zemlje (M. Pleničar)	391

Uredniška obvestila
Editorial Notices

Sodelavcem GEOLOGIJE	393
Temeljna vsebinska zasnova revije GEOLOGIJA	395

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1973 • 16. knjiga • Volume 16

UDK 553.7+553.78(497.13)

Termalni in mineralni vreli v Sloveniji

Anton Nočan

Vsebina

1. Uvod	6
2. Splošne karakteristike naših termalnih in mineralnih vrelicv in njihova regionalna porazdelitev	6
3. Termalni izviri v karbonatnih kameninah	8
3.1. Termalni vreli v Ljubljanski in Radovljški kotlini	9
3.2. Termalni izviri v vzhodnem podaljšku Karavank	9
3.3. Termalni vreli v Posavskih gubah	10
3.4. Termalni vreli v dolini Krke	10
4. Pregled hidrogeoloških raziskav termalnih vrelicv v karbonatnih kameninah	11
4.1. Bled	11
4.2. Pirniče pod Smarno goro	11
4.3. Topolšica	12
4.4. Dobrna	12
4.5. Trbovlje	15
4.6. Rimske Toplice	15
4.7. Laško	18
4.8. Podčetrtek	20
4.9. Dolenjske Toplice	23
4.10. Šmarješke Toplice	25
4.11. Topličnik pri Kostanjevici	28
4.12. Čateške Toplice	29
5. Pregled hidrogeoloških raziskav mineralnih vrelicv	33
5.1. Rogaška Slatina	33
5.2. Radenska Slatina	40
5.3. Nuskova na Goričkem	43
6. Termomineralni vreli v Prekmurju in Slovenskih goricah	44
6.1. Moravci pri Murski Soboti	44
6.2. Petišovec pri Lendavi	44
6.3. Banovci pri Ljutomeru	45
Literatura	80

1. Uvod

Termalne in mineralne vode so del našega naravnega bogastva. Ljudje so že zgodaj spoznali njihovo zdravilno vrednost. Po izkopaninah rimskih kopaliških naprav v Rimskih Toplicah sklepamo, da so se tam kopal že Rimljani. Podobno velja za Rogaško Slatino, ki je pozneje, zlasti v 17. stoletju, zaslovela po svojih mineralnih vrelih. Radensko slatino pa so odkrili leta 1833.

Voda je bila dolgo zajeta le s plitvimi vodnjaki; večkrat so za to uporabili kletne prostore zdraviliških stavb. V takem stanju so bila zajetja naših termalnih in mineralnih vrelic še več let po drugi svetovni vojni.

Termalni in mineralni vreli se pojavljajo v dolinah rek in potokov, zato je prišlo v plitvih zajetjih do vpliva podtalnice. Zniževala se je temperatura tople vode in poslabšala kvaliteta mineralne vode. Upadala je količina dobre vode, ponekod stalno, drugod občasno pri visokih vodostajih.

Dotrjanost plitvih zajetij je dala povod za pričetek načrtnih raziskav primarnih vodonosnih horizontov v večji ali manjši globini zunaj vpliva površinskih tokov in podtalnice.

Po raziskavah leta 1952 so z globljim zajetjem rešili nadaljnji obstoj Rogaške Slatine. Vodil jih je J. Bač in uporabil pri raziskavah in zajetju mineralne vode strojno vrtanje. Prvo globoko zajetje termalne vode pa je vodil avtor leta 1957 v Čateških Toplicah. Nato so sledile hidrogeološke raziskave drugih pomembnih termalnih in mineralnih vrelic v Sloveniji in trajajo še danes.

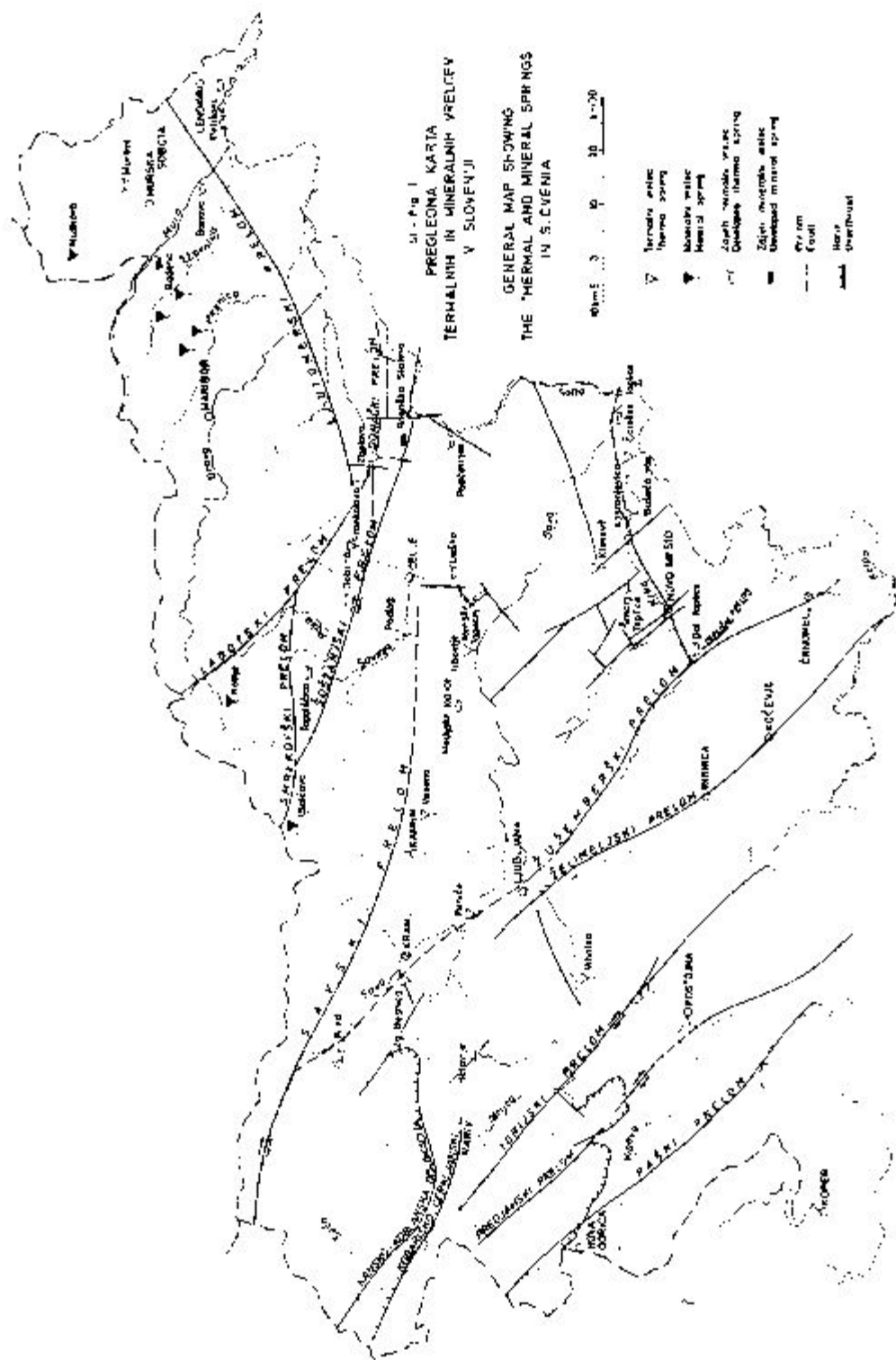
Raziskave v preteklih dveh desetletjih niso napredovale povsod do take stopnje, da bi bila vsa problematika dokončno rešena. V začetku so imele le najnujnejši obseg. Po letu 1965 je zanimanje za raziskave termalnih in mineralnih vrelic v Sloveniji naraslo zaradi uvajanja zdravstvenega turizma in naraščanja potrošnje mineralne vode.

Osnovne hidrogeološke raziskave so bile opravljene v Dolenjskih Toplicah, Šmarjeških Toplicah, Laškem, Rimskih Toplicah, Dobrni, Topolščici, Trbovljah, pri Podčetrtku, na Bledu, pri Pirničah in v Nuskovi. Bolj detajlno so bili raziskani vreli v Čateških Toplicah, Radencih in Rogaški Slatini (sl. 1).

Treba je poudariti vlogo Sklada Borisa Kidriča, ki je s sofinanciranjem in kreditiranjem bistveno pripomogel k raziskavam za obnovo termalnih in mineralnih vrelic v Sloveniji.

2. Splošne karakteristike naših termalnih in mineralnih vrelic in njihova regionalna porazdelitev

V Sloveniji imamo dva tipa termalnih vrelic, ki se ločita po nastanku ter fizikalnih in kemičnih lastnostih. Prvega predstavljajo znani termalni izviri, ki pritekajo na površje iz dolomita in apnenca že daljšo dobo in jih imamo tako rekoč za trajne. V urejenih zajetjih sta njihova količina in temperatura konstantni. Vsebujejo do 0,5 g/l raztopljenih mineralnih snovi. Nizka vsebnost raztopljenih mineralnih snovi in nji-



SI - Fig. 1
 PREGLENA KARTA
 THERMAL AND MINERAL SPRINGS
 IN SLOVENIA

GENERAL MAP SHOWING
 THE THERMAL AND MINERAL SPRINGS
 IN SLOVENIA

- ▽ Thermal spring
- ▲ Mineral spring
- Developed mineral spring
- Crack
- - - Fault
- ~~~~~ Watercourse

hova konstantna sestava kažeta na podzemeljsko cirkulacijo vode, ki pronica v globino s površja, se zaradi geotermične energije sgrava in priteka navadno po razpokah ali zdrobljenih conah ob prelomih nazaj na površje kot termalni vreli. Pri raziskavah teh termalnih vrečev smo ugotovili, da se izviri z višjimi temperaturami pojavljajo v bližini globokih prelomov, višina temperature pa je odvisna od razsežnosti termalnih con, litološke sestave in lege vodonosnih horizontov ter njihove izolacije proti površju. Tam kjer prihajajo vodonosne karbonatne kamenine na površje, se topla voda v plitvi coni ohlaja zaradi stika s površinskimi vodami in atmosfero. Navadno sega vpliv razhlajevanja globlje od cone letnih temperaturnih gibanj, kar je odvisno od razsežnosti poroznih con in njihove prepustnosti. Porozne cone so navadno prepojene s hladno podtalnico. Zato imamo poleg glavnih termalnih izvirov z najvišjo temperaturo stranske ali divje izvire, katerih temperatura je včasih tudi za nekaj deset °C nižja od temperature glavnega izvira.

Hladna podtalnica, s katero so prepojene porozne cone na primer v dolomitu, vzdržuje piezometrično gladino termalnim izvirov. Termalna voda priteka iz globine v najbolj prepustnih delih poroznih con. Od piezometrične gladine hladne podtalnice je odvisna izdatnost termalnih izvirov na določeni koti. Zaradi nizke povprečne vrednosti koeficienta prepustnosti v dolomitu ($k = 1 \cdot 10^{-4}$ cm/sek) letne spremembe količin termalnih izvirov v dolomitu ne presegajo 10%. To velja za naravni dotok termalne vode na površje. Z večjo globino zajetja termalnih voda površinski vplivi prenehajo.

Drugi tip predstavljajo termomineralne vode, ki so jih navrtali pri iskanju nafte v Moravcih, Petišovcih in Banovcih. Vsebujejo do 10 g/lit raztopljenih mineralnih snovi. Akumulirane so v poroznih peščenih plasteh mlajšega terciarja. Njihovo obnavljanje je možno le tam, kjer prihajajo porozne plasti na površje. Zato se pri tem tipu vode bolj strogo postavlja vprašanje racionalne uporabe na podlagi realno ocenjenih izkorišljivih zalog.

Mineralni vreli se pojavljajo v obrobni delih Prekmurja, v Slovenskih goricah in v okolici Rogaške Slatine. Mineralne vode so v bistvu površinski izviri termomineralnih voda. To dokazujejo temperature mineralne vode, zajete v globljih vrtinah. V okolici Rogaške Slatine in Radinec so bile v globini 300 m do 600 m izmerjene temperature 30° do 40°C. Izviri mineralne vode na površju imajo navadno srednjo letno temperaturo okolice. Zaradi majhnih količin, največ nekaj 10 l/min, in počasnega toka se mineralna voda na svoji poti proti površju ohladi in prevzame srednjo letno temperaturo okolice.

Na sl. 1 vidimo, da je največ mineralnih in termalnih vrečev v severovzhodni in centralni Sloveniji.

3. Termalni izviri v karbonatnih kameninah

Termalni vreli v karbonatnih kameninah so v tesni zvezi s tektonsko zgradbo okolice. Glede na to jih delimo v več skupin.

3.1. Termalni vreli v Ljubljanski in Radovljiški kotlini

Skupna značilnost termalnih izvirov te skupine je, da pritekajo na površje ob stranskih plitvih prelomih, navadno več kilometrov vstran od glavnih prelomov in da imajo nizko temperaturo 19° do 23 °C. Nizka temperatura je posledica nizkega geotermičnega gradienta ali pa se topla voda meša s hladno podtalnico pred dotokom na površje. Cirkulacija vode lahko sega tudi v večjo globino, vendar je temperatura vode kljub temu nizka. To so pokazale raziskave na Bledu, kjer je bila šele v globini 550,0 m izmerjena temperatura 19 °C. Torej je na Bledu geotermični gradient nižji od povprečka. Nizka temperatura izvirov kaže prej na nizek geotermični gradient in nizko primarno temperaturo izvirov te skupine kakor na vpliv hladne podtalnice.

Razen blejskih termalnih izvirov spadajo v to skupino še izviri v Zgornji Besnici, Spodnjih Pirničah pod Šmarno goro, pri Hotavljah v dolini Kopačnice in Furlanove Toplice pri Vrhniki. Glavne podatke o termalnih vrelih te skupine kaže tabela 1.

Tabela 1. Termalni vreli v Ljubljanski in Radovljiški kotlini

Lokacija vreca	Temperatura °C	Količina Q l/sek	Vodonosnik
Bled	19—22	12—14	dolomit
Zgornja Besnica	21	1,5—2	dolomit
Spodnje Pirniče	19,5—23	5—8	dolomit
Hotavlje	21	5	dolomit
Furlanove Toplice pri Vrhniki	26	15	apnenec

Osnovne raziskave so bile opravljene le na Bledu in v Spodnjih Pirničah.

3.2. Termalni izviri v vzhodnem podaljku Karavank

Termalni izviri druge skupine pritekajo na površje ob stranskih prelomih med šoštanjским in smrekovškim prelomom. Imajo v povprečju višjo temperaturo od vrelicev prve skupine (tabela 2).

Zahodna dva izvira, Topolščica in Dobrna imata višjo temperaturo, ker se pojavljata na kontaktu neprepustnih terciarnih kamenin s triad-

Tabela 2. Termalni vreli v vzhodnem podaljku Karavank

Lokacija vreca	Temperatura °C	Količina Q l/sek	Vodonosnik
Topolščica	29—31	28	apnenec
Dobrna	35,5—36	6,5—8	apnenec
Stranice	21	20	dolomit
Zbelovo	18,5	4,5	dolomit

Osnovne raziskave so bile izvršene v Topolščici in Dobrni.

nim apnencem in dolomitiziranim apnencem. Izvira pri Stranica in Zbelovo pri Poljčanah sta po svojih karakteristikah podobna termalnim vrelcem prve skupine.

3.3. Termalni vrelci v Posavskih gubah

Tretjo skupino predstavljajo termalni vrelci v Posavskih gubah. V severni mejni coni med Posavskimi gubami in predgorjem Kamniških Alp sta termalna izvira Vaseno pri Selah v Tuhinjski dolini in Podlog pri Šentpetru v Savinjski dolini. Vsi ostali in obenem glavni termalni vrelci pa se pojavljajo vzdolž laškega sinklinorija. Od zahoda proti vzhodu si sledijo: Medijske Toplice, Trbovlje, Rimske Toplice, Laško in Podčetrtek (tabela 3).

Tabela 3.

Termalni vrelci v Posavskih gubah

Lokacija vrelca	Temperatura °C	Količina Q l/sek	Vodonosnik
Vaseno	21—28	1,5	dolomit
Podlog	18—21	5—16	apnenc/dolomit
Medijske Toplice	21—23	8	dolomit
Trbovlje	32	12	dolomit
Rimske Toplice	38—41	8	dolomit
Laško	34,3—39,5	18	dolomit
Podčetrtek	34—37	25	dolomit

Osnovne hidrogeološke raziskave so bile opravljene v Trbovljah, Rimskih Toplicah, Laškem in Podčetrtku.

3.4. Termalni vrelci v dolini Krke

Večina izvirov v dolini Krke priteka na površje na njenem desnem bregu v podnožju Gorjancev. To so Dolenjske Toplice, Topličnik pri Kostanjevici, Bušča vas in Čateška terma. Le termalna izvira v Smarjaških Toplicah in pri Klevevžu sta na levem bregu Krke (tabela 4).

Tabela 4.

Termalni vrelci v dolini Krke

Lokacija vrelca	Temperatura °C	Količina Q l/sek	Vodonosnik
Dolenjske Toplice	32—38,4	20—21	apnenc/dolomit
Smarjaške Toplice	28—34,5	40	dolomit
Klevevž	22	6	dolomit
Topličnik pri Kostanjevici	21—28	30	apnenc/dolomit
Bušča vas	28—28	30	apnenc/dolomit
Čateške Toplice	57—64	110—120	dolomit

Orientacijsko so bile raziskane Dolenjske Toplice in Smarjaške Toplice ter Topličnik pri Kostanjevici, detajlno pa Čateške Toplice.

4. Pregled hidrogeoloških raziskav termalnih vrelcev v karbonatnih kameninah

4.1. Bled

Do leta 1958 smo na Bledu merili količino vode in temperaturo izvira v hotelu Toplice in stranskih izvirov v okolici. Meritvam je sledilo leta 1958 vrtanje 4 plitvih raziskovalnih vrtin, poskusno črpanje in termosondiranje. Leta 1967 in 1968 smo vrtali še 8 plitvih in 1 globoko vrtino, ki je segla do globine 587,60 m. Zadelala je na dotoke termalne vode v globini 546,0 m do 568,0 m, kjer je bilo zajeto 7 l/sek s temperaturo 19 °C.

Okolica Bleda sestoji iz permskih, triadnih, terciarnih in kvartarnih kamenin. Globoka raziskovalna vrtina je pokazala naslednje kamnine in njihovo navidezno debelino:

do 60,00 m kvartarne jezerske in ledeniške sedimente, do 106,00 m oligocensko sivico in do 546,00 m siv dolomit. Do globine 577,60 m je sledil temno sivi apnenec, kjer je bil glavni dotok termalne vode, in nato do končne globine 587,60 m temno sivi dolomit. Zanimiva je oligocenska sivica v vrtini; v okolici Bleda sivice ni na površju, ker jo povsod prekrivajo kvartarni sedimenti.

Okolico Bleda sekajo številni prelomi s smerjo severozahod-jugovzhod. Ob enem od teh prelomov si je utrla termalna voda pot do površja. Verjetno je zadelala nanj tudi globoka vrtina, na kar kaže intenzivno razpokan in zdrobljen dolomit in apnenec.

V okolici termalnega izvira v hotelu Toplice imamo dva vodonosna horizonta, v katerih se pojavlja termalna voda. Plitvi horizont so kvartarni jezerski sedimenti z manjšimi količinami termalne vode v prođu. Iz teh plasti se drenira termalna voda v več izvirov manjše izdatnosti na površini okoli 15 ha. Najvišja temperatura 21,5 °C je bila v Staretovem vodnjaku.

V plitvi horizont doteka termalna voda iz triadnega dolomita, verjetno na meji z oligocensko sivico.

4.2. Pirniče pod Šmarno goro

Do leta 1972 so občasno merili količino in temperaturo izvira. Podatki teh meritev navajajo pretok 6 do 8 l/sek in temperaturo 18 do 23 °C.

Leta 1972 smo izvrtali 3 orientacijske vrtine, ki so pokazale, da doteka termalna voda iz globine ob kontaktu triadnega dolomita z neprepustnim terciarnim laporjem. Nosilec terme je prelom s smerjo severozahod-jugovzhod. Najvišja temperatura je bila izmerjena v vrtini V-2/72, in sicer 20,5 °C, kar je za 2,6 °C manj od izmerjene temperature izvira v izjemni suši leta 1971. Tako razmere kažejo, da se termalna voda pred dotokom na površje meša s hladno v plitvi coni in da predstavljajo izviri mešano vodo. Zaradi bližine Ljubljane bi kazalo raziskave nadaljevati in ločiti z zajetjem termalno vodo od hladne.

4.3. Topolštica

Raziskave so se pričele leta 1970. Izdelana je bila pregledna hidrogeološka karta okolice termalnega izvira v merilu 1:10.000. Vzporedno so tekle meritve in opazovanja vsch izvirov na ozemlju, ki ga je zajelo hidrogeološko kartiranje. Tako je bila ugotovljena pretočna količina termalnega izvira, ki znaša pri srednjem vodostaju najmanj 30 l/sek s temperaturo 30,5 °C.

Raziskavam na površju je sledilo 5 vrtin, ki so dale podatke o geološki zgradbi bližnjega zaledja termalnega izvira in nakazale hidrogeološke razmere v globini do 220 m.

Naknadno smo leta 1971 barvali požiralnike ob potoku Strmina na koti okoli 500 m. Barva se je pojavila po 45 urah v bližnjem hladnem izviru, po 70 urah pa zelo razredčena tudi v termalnem izviru. Izvira sta oddaljena od požiralnika 1,1 km pri višinski razliki 130 m.

Okolica termalnega izvira v Topolštici sestoji iz sedimentov kvartarja, terciarja, triade in mlajšega paleozoika. Kvartarni pesek, prod in meljna glina zapolnjujejo doline potokov, na strmih pobočjih so melišča grušča.

Terciar zastopajo pliocenske usedline in oligocenska laporna glina (slivica) z vložki andezitnega tufa. Večjo površino zavzemajo pliocenske lignitne plasti Saleške doline.

Triadni apnenci, dolomiti, skrilavci, apnenci z roženci in konglomerati so hidrogeološko pomembnejše kamenine. Apnenci in dolomiti predstavljajo glavni vodonosni horizont termalne in hladne vode v okolici Topolštice.

Paleozoik je razgaljen v posameznih izdankih. Permu pripada siv apnenc, ki ga spremljajo konglomerat, kremenov peščenjak in skrilavec, karbonu pa glinasti skrilavec in kremenov konglomerat.

Termalna voda v Topolštici izvira ob prelomnem kontaktu terciarnih slabo prepustnih in neprepustnih plasti s triadnim apnencem. Termalna voda priteka na površje po razpokah, ki potekajo prečno na glavni prelom.

V plitvi coni je v neposrednem zaledju termalnega izvira apnenc zakrasel. V njem je termalna voda v stiku s hladno vodo. Zaradi takih hidrogeoloških razmer niha temperatura termalnega izvira od 28 do 31 °C.

Raziskovalne vrtime so pokazale kaverne, delno zapolnjene z glino. Termalna voda se pretaka iz globine le v določeni coni. Termalni izvir na površju je mešana termalna voda. Primarne termalne vode vrtime niso našle, to bo glavna naloga nadaljnjih raziskav, ki bodo morale poseči v večjo globino.

4.4. Dobrna

V letih 1963 do 1966 je bila izdelana hidrogeološka karta v merilu 1:5000. Nato je bilo izvrtanih 6 vrtin, globukih 120,00 m do 650,40 m. Pred pričetkom raziskav je bila s poskusnim črpanjem določena količina termalne vode v starem zajetju zdravilišča. Iz vodnjaka priteka v odvisnosti od zunanjih vplivov 5,88 l/sek do 6,64 l/sek termalne vode na

prelivni koti 367,3 m s temperaturo 36 °C. Razen tega je pritekala termalna voda še v pokriti bazen, in sicer 1,5 l/sek. Raziskovalne vrtine so dale naslednje podatke: v vrtini V-1, locirani tik ob Zdraviliškem domu severozahodno od vodnjaka, je bil v globini 0,00 m do 175,00 m apnec. Na vodonosne razpoke je zadela vrtina že v globini 2,35 m, ki so bile v neposredni zvezi s pokritim bazenom, kjer je izplaka skalila vodo.

Termalna voda je dotekala na odseku 2,50 m do 50,00 m in v globini 138,00 m. Med vrtanjem v odseku 11,00 m do 50,00 m se je termalna voda v zajetju močno kalila, obenem se je znižala temperatura, kar kaže na zvezo med vrtino V-1 in vodnjakom. Rahlo se je skalila termalna voda v zajetju tudi ko je vrtina dosegla spodnji dotok termalne vode v globini 138,00 m. S poskusnim črpanjem so bile določene količine in temperatura termalne vode v obeh vodonosnih odsekih vrtine.

Vrtina V-2 je bila locirana 30 m vzhodno od vodnjaka z namenom, da bi ugotovili debelino neprepustnega lapornega pokrova nad apnencem in morebitne dotoke termalne vode. Vrtina je zadela na apnec v globini 26,0 m. Do končne globine 120,00 m ni bilo nobenega dotoka termalne vode v vrtino, pač pa je z globino naraščala temperatura, ki je bila pri končni globini 26,1 °C. To kaže na visok geotermični gradient (na 1 °C okoli 12 m) in na bližino termalne cone v globini. Razpoke v apnencu so bile zapolnjene z rumenkasto peščeno glino. Sledovce take gline smo našli v vodonosnih razpokah v ostalih vrtinah, iz česar se da sklepati, da je rumenkasta peščena glina sediment termalne vode.

Lokacija vrtine V-3 je sledila po podatkih vrtin V-1 in V-2 17 m južno od vodnjaka na notranjem dvorišču Zdraviliškega doma. Neprepusten pokrov kvartarne meljne gline in miocenskega peščenega laporja je segal do globine 16,70 m, nakar je sledil apnec. Prvi dotok termalne vode je bil v globini 82,00 m v kavernoznem apnencu. Prepustna razpoka in delno kavernozna cona je segala do globine okoli 95,00 m. Poskusno črpanje in termosondiranje je pokazalo najvišjo temperaturo 34 °C v globini 82,00 m.

Vrtina V-4 je bila locirana okoli 12 m severozahodno od vrtine V-1. Pod 3,00 m debelo plastjo meljne gline je zadela na apnec, ki je segal do končne globine 120,00 m. V vrtini ni bilo dotokov termalne vode, pač pa so bili v globini 6,10 m do 21,40 m dotoki hladne vode s temperaturo 10,5 °C do 12 °C. Termosondiranje je pokazalo v globini 3,00 m temperaturo 12,5 °C. Do globine 115 m je temperatura enakomerno naraščala in dosegla na dnu vrtine 30,9 °C.

186 m jugozahodno od starega zajetja so izvrtali vrtino V-5. Čeprav je bilo njeno ustje v neposredni bližini apnenca, je do končne globine 260 m ostala v peščenem laporju.

Namen vrtine V-6 je bil, dobiti podatke o hidrogeoloških in geotermičnih razmerah v večji globini. Oddaljena je bila le 45 m od vrtine V-3, v kateri se je temperatura vode najbolj približala temperaturi vode v vodnjaku. Potekala je skozi peščenjak in peščen lapor, oligocenski apnec in triadni apnec z redkimi polami dolomita. Presenetljive podatke je dalo termosondiranje, in sicer je bila v globini 200 m izmerjena

temperatura 45 °C. Med črpanjem 4 l/sek iz globine 150 m do 320 m je bila izmerjena temperatura 38,5 °C pri depresiji 30 m.

Okolica Dobrne sestoji iz kvartarnih, terciarnih in triadnih kamenin. Debelina kvartarne meljne glince z redkimi prodniki znaša 3,5 m do 8,5 m. Največjo debelino dosežejo kvartarni sedimenti v dolini potoka Toplice, v stranskih grapah pa so tanjši.

Terciarju pripada peščen lapor, kremenov peščenjak s prehodom v tufit, apnenec z ostanki ostrig in andezit s tufi. Peščen lapor tvori gričevje severno in severovzhodno od termalnih izvirov. Peščen lapor meji na kremenov peščenjak, ki sestoji iz zrn kremenca s kalcitnim vezivom; kot primes so v peščenjaku zrna sljude, klorita in vulkanskega pepela. Kremenov peščenjak obdaja z južne strani oligocenski in triadni apnenec, ki tvori vzpetino Kurjek. Triadni in oligocenski apnenec sta si zelo podobna, zato je bilo posebno v vrtnah težko določiti kontakt med njima. Ločita se le po tem, da vsebuje oligocenski apnenec lupine ostrig in ponekod oligocensko mikrofavno.

Peščen lapor pripada v glavnem tortonu, le njegov spodnji del helvetu, kremenov peščenjak s tufskimi primesmi spodnjemu miocenu in andezit s tufom spodnjemu miocenu in verjetno še zgornjemu oligocenu. Apnenec s fosilnimi ostanki ostrig in drobnih numulitov predstavlja bazalne plasti terciarja. V podlagi terciarja je triadni apnenec.

Pri detajlnem geološkem kartiranju sta bila v okolici Dobrne ugotovljena dva preloma, ki sta važna za dotok termalne vode na površje. Starejši prelom poteka od zahoda proti vzhodu. Na površju ga označujejo krpe oligocenskega apnenca v spodnjemiocenskem peščenjaku. Starejši prelom seka drugi prelom v smeri jugovzhod-severozahod; ob njem se je pogreznilo vzhodno krilo. Prelomna ploskev je nagnjena proti severovzhodu. Poleg teh dveh prelomov je več manjših prelomov in razpok. Ena od razpok je v oligocenskem apnencu v neposredni bližini izvirov termalne vode. Oba glavna preloma sta razkosala antiklinalo, katere jedro tvori na zahodu srednjetriadni apnenec.

Termalna voda priteka na površje po razpokah, ki so ponekod razširjene v kaverne. Vodonosnik je apnenec, ki ga z vseh strani obdajajo neprepustne kamenine. Zato so izviri termalne vode nastali v neposredni bližini kontakta med apnencem in peščenim laporjem ob robu doline potoka Toplice. Vrtina V-6 je zadela na vodonosno kaverno v globini 613,95 m, ki je v zvezi s plitvim zajetjem termalne vode. Tudi ostale vrtnice so nakazale zvezo z obstoječim zajetjem, vendar je imela le voda v vrtini V-8 enako temperaturo kot v zajetju. Iz tega sledi, da je zveza med kaverno v globini 613,95 m in zajetjem neposredna in se termalna voda dviga zelo hitro na površje. Najtoplejša cona je v globini 120 do 320 m; s termosondiranjem smo izmerili maksimalno temperaturo 45 °C. Ker zapira neprepustna bariera peščenjaka apnenec z južne strani in ker leži najtoplejša cona južno od izvirov, je zelo verjetno, da posreduje višjo temperaturo iz globine prelom na južni strani termalnih izvirov. Najtoplejša cona je v apnencu tik pod peščenjakom. Kakšna je razprostranjenost najtoplejše cone in v kateri globini bi bilo najbolj smotno zajeti termalno vodo, bodo pokazale bodoče raziskave.

Termalno vodo v apnencu obdaja s severa hladna voda, ki se drenira v apnenec v neposrednem zaledju izvirov termalne vode. To kažejo hladnejši dotoki v pokritem bazenu in temperature v vrtinah v okolici zajetja. Stabilna temperatura termalne vode v zajetju kaže, da so glavni kanali, po katerih doteka termalna voda na površje, ločeni od hladne vode v plitvi coni.

4.5. Trbovlje

Pri Cementarni Trbovlje je bila l. 1967 izvrtana raziskovalna vrtina, ki je v globini 45,0 m zadela v dolomitu na dotok termalne vode 12 l/sek s temperaturo 32 °C. Vrtina je bila locirana na osnovi majhnega dotoka vode s temperaturo 18 °C v bližnjih kletnih prostorih Cementarne.

Nosilec tople cone je prelom, ki poteka od severa proti jugu in loči severno od zajetja termalne vode trboveljsku premogovno kadunjo od zagorske.

4.6 Rimske toplice

Rimsko Toplice so edine slovenske toplice, kjer izvira termalna voda nad dnem doline. Višinska razlika je okrog 40,0 m. Prvotno je bila termalna voda zajeta v dveh plitvih vodnjakih, kjer so se po letu 1956 razmere občutno poslabšale. Piezometrična gladina se je znižala, kar je imelo za posledico, da termalna voda ni mogla iz zajeti; dotekati v kopalniške naprave. Poslabšanje razmer je dalo povod za pričetek hidrogeoloških raziskav leta 1958. Izvrtani sta bili dve raziskovalni vrtini.

Vrtina B-1, globoka 151,70 m, je zadela na izdatne dotoke termalne vode v globini 64,65 m do 72,75 m in 76,70 m do 87,95 m. V vrtino so bile vgrajene do globine 46,24 m jeklene cevi premera 113 mm in nato slepu od 40,00 m do 95,00 m jeklene cevi premera 98 mm, ki so bile v globini obeh glavnih dotokov termalne vode perforirane. Od globine 95,00 m naprej je vrtina zarušena.

V vrtini B-2, globoki 104,30 m, so bili glavni dotoki termalne vode v globini 49,80 m do 61,80 m in 68,90 m do 72,80 m, torej nekoliko više kakor v vrtini B-1. Vanjo so vgradili jeklene cevi premera 128 mm do globine 86,20 m. Cevi so bile perforirane od 49,30 m do 86,20 m. S tem sta bila zajeta oba glavna vodonosna horizonta in vrtina pripravljena za črpanje.

Poskusno črpanje je dalo v vrtini B-1 pri depresiji 1,10 m količino 450 l/min s temperaturo 39 °C. Maksimalna temperatura v vrtini B-1 je bila 41 °C.

Iz vrtine B-2 je bilo črpano pri depresiji 2,70 m 800 l/min termalne vode s temperaturo 39 °C, na ustju vrtine se je prelivalo 160 l/min termalne vode s temperaturo 39 °C. Raziskave so se končale leta 1959 z zajetjem termalne vode v obeh vrtinah. Po ureditvi so pričeli vodo izkoriščati z direktnim črpanjem iz obeh vrtin.

Termalna voda priteka v Rimskih toplicah na površje iz dolomita, ki ga obdajajo z vseh strani neprepustne kamenine. Pomembno je zlasti, da je dolomit zaprt proti dolini Savinje z neprepustnim karbonskim in permjskim skrilavcem. Zato je piezometrična gladina termalne vode, oziroma prelivna kota sorazmerno visoko nad dnem doline Savinje.

V zaledju termalnih izvirov je dolomit prepojen s hladno vodo. Od nje so odvisne hidrogeološke razmere na termalnem območju. V zadnjem desetletju se je piezometrična gladina termalne vode znižala, in sicer najprej v starih vodnjakih in nato v raziskovalno-kaptažnih vrtinah. Celotni padec piezometrične gladine od leta 1956 do danes znaša okoli 3,0 m; vzroke za to bo treba ugotoviti, če hočemo preprečiti nadaljnje zniževanje piezometrične gladine.

Zniževanje piezometrične gladine termalne vode je v tesni zvezi z zniževanjem gladine hladne vode, ki je akumulirana v dolomitu v zaledju termalnih izvirov. Verjetno je prišlo do poškodb, oziroma do znižanja neprepustne skrilave bariere, kar je povzročilo tudi znižanje piezometrične gladine hladne vode. Iz neposrednega padavinskega zaledja se drenirajo v dolomit površinske vode. Iz njih se napaja hladna podtalnica, ki izvaja na termalno vodo določen pritisk, od katerega je odvisna piezometrična gladina termalne vode in seveda tudi izdatnost termalnih izvirov na določeni koti.

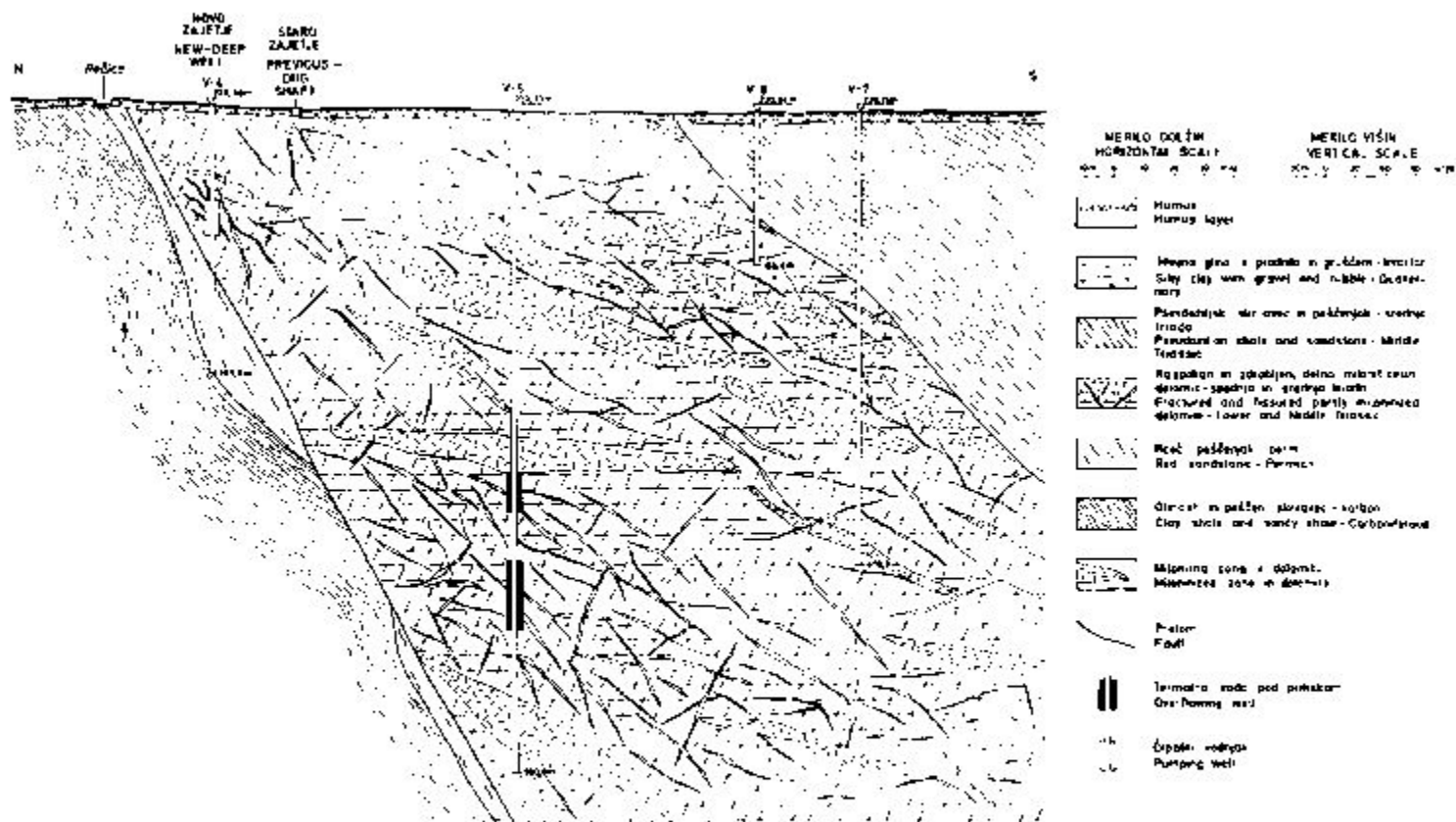
Upadanje piezometrične gladine termalne vode je morda delno povzročilo tudi dotrajano staro zajetje. Termalna voda je bila zajeta v dveh vodnjakih neposredno nad vodonosnimi razpokami v dolomitu. Pri današnji situaciji stene vodnjakov niso vodotesne in tudi njihovi temelji na dolomitni podlagi so dotrajani. Stara vodnjaka bi bilo treba zaplombirati in njuno neposredno okolico zatesniti. Na vsak način bo v bližnji bodočnosti treba poiskati vzroke upadanja piezometrične gladine, ker bo sicer prišlo do nepopravljivih poškodb termalnega sistema.

4.7. Laško

Termalna voda pri Laškem izvira severno od terciarne laške kadunje. Zaradi oligocenskih skladov, ki vsebujejo premog, so okolico Laškega v preteklosti pogosto geološko preučevali. Že v drugi polovici preteklega stoletja so precej podrobno raziskali premogove plasti in zaradi razlage geoloških razmer tudi mezozojske in paleozojske sklade v njihovi podlagi.

Termalno vodo so v Laškem prvič zajeli l. 1852. To zajetje je l. 1936 dotrajalo in ga je bilo treba rekonstruirati. Povprečna temperatura vseh izvirov termalne vode, zajetih leta 1936, je bila 36 °C. Vodo so zajeli z vodnjakom, globokim okoli 5,0 m; skopali so ga do dolomitne podlage. Vse izvire termalne vode, ki so imeli večjo količino, so ločeno zajeli in jih speljali v skupen vodnjak. Tudi to zajetje je dotrajalo. Zaradi neposrednega vpliva Savinje in podtalnice v kvartarnemrodu je temperatura termalne vode padla od prvotnih 36 °C na 34 °C. Te okoliščine so dale leta 1965 povod za detajlne hidrogeološke raziskave. Njihov namen je bil, zajeti termalno vodo v globini in na ta način zmanjšati vpliv Savinje.

V letih 1965 do 1967 je bilo izvrtanih 7 vrtin. Prve tri plitve vrtine naj bi dale osnovne podatke o razprostranjenosti triadnih in paleozojskih plasti pod kvartarnimi naplavinami Rečice in Savinje in s tem za lokacijo globokih raziskovalnih vrtin na prostoru vodonosnega triadnega dolomita.



Sl. 2. Prečni geološki profil termalnega območja Laško
 Fig. 2. Transverse geologic section across the Laško thermal area

Vrtina V-4 je bila locirana 33 m severozahodno od zajetja (sl. 2). Prevrtila je triadni dolomit, ki sega do globine 164,00 m, kjer je bil ugotovljen prelomni kontakt s permskimi sedimenti. Glavni dotok termalne vode je bil v globini 98,00 m do 115,00 m. Črpanje pri depresiji 0,17 m je dalo 6 l/sek termalne vode s temperaturo 39 °C; tako visoke temperature v Laškem do takrat niso dosegli. Vrtina je bila kasneje urejena za eksploatacijo. Pri depresiji okoli 1,50 m iz nje teče 12 l/sek s temperaturo 39,4 °C.

Vrtina V-5 je bila locirana okoli 90 m južno od vrtine V-4 in je segla do globine 660,50 m. Na tej lokaciji so bili kvartarni sedimenti debeli 8,50 m, nato pa je bil v vrtini do končne globine triadni dolomit (sl. 2). Črpalni poskusi, opazovanja temperature in meritve piezometrične gladine z naraščanjem globine so pokazali, da je odsek z maksimalno temperaturo v globini okoli 125 m do 145 m. Dalje se je z globino dvigala piezometrična gladina od kote 217,33 m, ko je vrtina zadela na prvi dotok termalne vode v globini okoli 60 m, na koto 224,57 m, ko je vrtina zadela na dotok termalne vode v globini 492,00 m. Razlika med piezometrično gladino 7,24 m je povzročila, da se je termalna voda na koti 220,78 m prelivala čez rob opažne cevi premera 98 mm. Prelivna količina je znašala 4,8 l/sek in temperatura 30,5 °C.

Z vrtino V-6, locirano okoli 80 m južno od vrtine V-5, smo imeli namen raziskati kontakt med psevdoziljskim skrilavcem in dolomitom. Geoelektrične meritve so nakazale mejo med dolomitom in skrilavcem pod kvartarnimi sedimenti. Kontakt med obema kameninama je bil ugotovljen v globini 108,80 m. Končna globina vrtine je bila 153,60 m.

V vrtini V-7, okoli 40 m jugozahodno od vrtine V-6, smo po podatkih vrtine V-5 pričakovali pod neprepustnim skrilavcem termalno vodo, ki bi iz globine prek 350 m pod lastnim pritiskom dotekala na površje. Pri naklonu kontakta med dolomitom in skrilavcem, ugotovljenem v vrtini V-6, bi morala vrtina zadeti na isti kontakt v globini 300 do 350 m. Toda zadela je na dolomit že v globini 181,79 m in do globine 450 m ni pokazala pričakovanih rezultatov. S tem so bile hidrogeološke raziskave v Laškem prekinjene.

V neposredni okolici Laškega so na površju kamenine, ki zaradi svoje litološke sestave omogočajo dotok termalne vode na površje v dolini Savinje. Pas karbonskega skrilavca in peščenjaka se vleče od zahoda proti vzhodu severno od termalnih izvirov. Lokalno nahajamo ob karbonu še krpe permskega peščenjaka in spodnjetriadne skitske plasti. Meja med permom in spodnjo triado še ni točno določena. V raziskovalni vrtini je bil v globini 164 m ugotovljen prelomni kontakt med paleozojskimi in triadnimi skladi. Triadni dolomit sega do navedene globine, pod njim pa leži rdeči permški peščenjak, ki prehaja v globini 260 m v črni karbonski skrilavec.

V okolici termalnih izvirov je na površju razgaljen srednjetriadni dolomit, ki je porozen in zato kolektor termalne vode. Dolomit se razteza od zahoda proti vzhodu v pasu, širokem do 500 m, ponekod pa se zoži na nekaj 10 m ali ga prekrijejo mlajše plasti. Ob prelomih je dolomit razpokan in zdrobljen. V glavnem je siv, so pa vmes tudi vključki tem-

no sivoga in rumenkastega dolomita. Zdrobljene cone so pogostne na površju in po podatkih vrtin tudi v globini. So nepravilno razporejene in tvorijo neprepustne leče v razpokanem dolomitu. Dolomit prekriva južno od toplič ob njegovem celotnem robu psevdofiljski skrilavec, ki vsebuje vložke peščenjaka s prehodom v tufit. Glinasti skrilavec je črn in podoben karbonskemu skrilavcu.

Psevdofiljske sklade prekinjajo leče in bloki kremenovega keratofirja in tufa. Na južno krilo antiklinale so bile odložene terciarne plasti, ki se raztezajo proti zahodu v laško premogovno kačunjo.

Območje termalnih izvirov v Laškem pripada tektonski enoti Posavskih gub. Z raziskavami neposredne okolice in strojnimi vrtanjem je bila dokazana glavna dislokacija, ki poteka od zahoda proti vzhodu (sl.2). Ob njej se stikajo paleozojski sedimenti s triadnim dolomitom. Ker prekrivajo dolomit z južne strani peščenoskrilavi psevdofiljski skladi, lahko smatramo kompleks južno od preloma za antiklinalno krilo, katere jedro tvorijo severno od preloma paleozojski skladi. Podobno seka prelom tudi terciarne sedimente ob severnem robu laške sinklinale. Na ta način je ožje območje termalnih izvirov vkleščeno med dva preloma, s severne in južne strani pa obdajajo vodonosni dolomit neprepustne plasti glinastega skrilavca in peščenjaka. Tretji prelom poteka zelo verjetno vzporedno s Savinjo pod najmlajšimi naplavinami, zato na površju ni viden. Nakazuje ga nenadna zožitev dolomitnega pasu prav na ožjem vrelnem območju. Na levem bregu Savinje je pas dolomita širok okoli 500 m, na desnem bregu, oziroma onstran ceste Celje—Laško pa se zoži na okoli 50 m.

Na tektonske smeri sever—jug in vzhod—zahod kažejo tudi številne razpoke, merjene na površju.

Z nadaljnjimi raziskavami bo potrjena ali ovržena domneva o prelomu s smerjo sever—jug. Bolj verjetno je, da ta prelom obstoji, ker se odraža tudi v morfologiji ozemlja.

Termalni izviri pritekajo na površje v dolini Savinje, ki predstavlja najnižjo koto v dolomitnem pasu. Ozemlje, kjer se pojavljajo termalni izviri z različno temperaturo, meri nekaj 1000 m².

Triadni dolomit zapirajo proti severu in jugu neprepustne skrilavo-peščene plasti, proti vzhodu in zahodu se obenem z neprepustno bariero na severu in jugu dolomit dviga in tvori kot bolj odporna kamenina najvišje vrhove.

Raziskovalne vrtine so pokazale, da lahko ločimo več termalnih horizontov, in sicer glede na temperaturo termalne vode v globini in na piezometrično višino.

V vrtini V-4 je bil najtoplejši horizont v globini 95,0 m do 115,0 m, obenem je bil v tej globini tudi največji dotok termalne vode 9 l/sek pri depresiji 1,5 m s temperaturo 39,4 °C. S termosondiranjem je bila sicer izmerjena v tej globini temperatura 41 °C, vendar se termalna voda na poti proti površju nekoliko ohladi.

Vrtina V-5 je prevrtala najtoplejši horizont v globini 125,0 m do 145,0 m, kjer je bila s termosondiranjem tudi izmerjena temperatura 41 °C. Temperature 36,5 do 40 °C so bile izmerjene s termosondiranjem

še do globine 260,0 m, nakar je v globini pod 350,0 m temperatura padla na 33,5 °C; še danes teče iz vrtine manjša količina termalne vode s temperaturo 31,6 °C. Vrtina je ostala zacevljena s cevmi premera 113 mm do globine 238,50 m. Iz navedenega sledi, da je najtoplejši horizont v globini, kjer vpliv hladne podtalnice in Savinje že oslabi. Pod najtoplejšim horizontom pa je temperatura zopet nižja, torej se primarna termalna voda prebija proti površju skozi hladnejšo vodo, ki jo obenem ogreva. Različna globina najtoplejšega horizonta v obeh vrtinah kaže njegov naklon proti vrtini V-5. Iz katere smeri pritoka termalna voda iz globine, je še problematično; tudi vrtini V-6 in V-7 nista tega pojasnili.

Po dviganju piezometrične gladine z globlino je možno razdeliti dolomit kot kolektor termalne vode na tri horizonte. Zgornji horizont je pod neposrednim vplivom podtalnice v naplavinah Savinje in Rečice. Ta horizont sega po podatkih vrtine V-5 do globine okoli 110 m. Naslednji horizont je prehodni, kjer se površinski vpliv polagoma zmanjšuje in piezometrična gladina polagoma narašča. Pri tem moramo upoštevati tudi dviganje gladine zaradi vgraditve cevi v vrtino do vodonosnih plasti, oziroma prepustnejših con v dolomitu. Prehodni horizont sega nekako do globine 250 m. Od tod globlje sledi tretji horizont, kjer se je piezometrična gladina naglo dvignila in pri globini vrtine 492 m dosegla najvišjo koto 224,57 m ali 4,24 m nad površjem.

Točnih meja med posameznimi horizonti ni mogoče postaviti, ker se verjetno spreminjajo vzporedno z vodnimi količinami, ki jih posreduje termalna cona prek izvirov in zajetij na površje. Dosedanje hidrogeološke raziskave še niso dale odgovora, kakšna je celotna izdatnost termalnega sistema v Laškem. Z gotovostjo moremo trditi, da je precej večja od sedanje količine. To dokazujejo izviri termalne vode v okolici zajetij. Hidrogeološke raziskave v letih 1965—1967 so nakazale, da je na termalnem območju v Laškem možno doseči dvoje: termalna voda z maksimalno temperaturo bi sama pritekala na površje, če bi bila zajeta globlje in na ustrezni lokaciji, ki jo bo treba poiskati z nadaljnjimi raziskavami. Zajetje na primerni lokaciji bi dajalo termalno vodo s konstantno temperaturo, ki bi bila višja od 38 °C.

4.8. Podčetrtek

Raziskave v letih 1965 do 1967 so imele namen urediti izvir termalne vode Harina Zlaka na levem bregu Sotle. Za širšo okolico izvira je bila izdelana detajlna geološka karta v merilu 1:10000, ki je dala osnovo za lokacijo raziskovalnih vrtin. Po predvidenem programu so bile izvršene 3 raziskovalne vrtine, V-1/65, V-2/65 in V-3/65.

Vrtina V-1/65 je prevrtala kvartarne in triadne sedimente. Po 12,00 m debeli plasti peščene in meljne glin, ki jo je v spodnjem delu zamenjal grušč in slabo zaobljen prod pomešan z meljem in delno z glino, je sledil triadni dolomit z redkimi vložki skrilavca in tufita. Od globine 250 m naprej so bili vložki skrilavca bolj pogostni. V globini 274 m se je pričel temen glinasti lapor. Termalna voda se je pojavila v različnih globinah. Najvišjo temperaturo je imela na kontaktu kvartarnih in triadnih plasti, in sicer 30 °C. V triadnem dolomitu pa je imela temperaturo 23 do

23,5 °C. Izviri na površju v okolici vrtine V-1/65 imajo v regulirani strugi Sotle temperaturo do 26 °C, izviri v bližini površinskega kontakta med triado in naplavinami Sotle pa okoli 23 °C, kar ustreza temperaturi termalne vode v triadnem dolomitu v vrtini V-1/65. Vrtina je bila locirana na periferiji območja termalnih izvirov. Vanjo so bile vgrajene cevi premera 5" do globine 60,64 m in od 60,64 m do 72,00 m cevi premera 4". Cevi so bile perforirane od 25,44 m do 66,50 m, kjer so bili med vrtnjem ugotovljeni najizdatnejši dotoki termalne vode.

Vrtina V-2/65 je prevrtala kvartarne naplavine in v globini 6,00 m zadela na triadni lapor s polami peščenjaka. Od globine 27,40 m naprej je bil v vrtini razpokan sivi dolomit. V dolomitu se je pojavila voda s temperaturo 18 °C. Vrtina je bila ustavljena v globini 63,10 m. Nizka temperatura dotoka vode v dolomitu je razumljiva, saj se v neposredni bližini V-2/65 izceja iz triadnega dolomita hladna voda.

Vrtina V-3/65 na desnem bregu Sotle zahodno od izvira Harina Zlaka je zadela v globini 11,20 m pod kvartarnimi naplavinami Sotle na oligocenski lapor in pod njim po vmesni zdrobljeni coni na triadni porfirni tuf v globini 26,40 m. V globini 45,00 m je sledil triadni dolomit do končne globine 137,00 m.

Termalna voda se je pojavila v poroznem dolomitu že na meji s porfirnim tufom. Glavni dotok je bil v globini 45,00 m do 70,00 m in sledovi termalne vode še v globini 105,00 m do 112,00 m. Dolomit je bil od globine 70,00 m naprej zelo zdrobljen, zato je bila kasneje z vgraditvijo cevi zajeta termalna voda na odsekih 50,91 m do 84,12 m in 104,82 m do 120,49 m, kjer so bile cevi perforirane.

Leta 1966 je bila izvrtana še kaptajna vrtina K-1 do globine 80,00 m. V vrtino so bile vgrajene jeklene cevi premera 10 3/4" do globine 30,00 m, do končne globine 80,00 m pa je vrtina ostala nezacevljena, ker so bile kamenine le razpokane in kavernozne, kar velja posebej za dolomit kot vodonosni horizont.

Poskusno črpanje v kaptajni vrtini K-1 je dalo pri depresiji 1,00 m do 1,015 m 8 l/sek, pri depresiji 1,52 do 1,55 m pa 10 l/sek vode s temperaturo 35 °C.

Leta 1970 je bila 10 m zahodno od K-1 izvrtana še rezervna kaptajna vrtina K-2. S tem so bile zajete celotne količine termalne vode v plitvi coni. Litološko se vrtina K-2 popolnoma ujema z vrtino K-1, le da se porozna cona v triadnem dolomitu pričinja v globini okoli 56,00 m. Črpalni poskus opravljen v sušni dobi l. 1970 je pokazal, da je možno črpati iz plitve cone 15 do 20 l/sek termalne vode s temperaturo 33,9 do 35 °C. Leta 1971 je termalno vodo prevzelo Združeno železniško transportno podjetje Ljubljana, in sicer njegova enota za turizem in gostinstvo, ki je prevzela obveznost, da pristopi k izgradnji objektov, kjer bi se termalna voda izkoriščala v zdravstvene in turistične namene. S tem v zvezi je Geološki zavod Ljubljana izdelal program nadaljnjih hidrogeoloških raziskav, katerega del je bil realiziran leta 1972. Program hidrogeoloških raziskav je zajel globoko termalno cono z namenom, da se zajame termalno vodo z višjo temperaturo in obenem poveča njeno skupno količino.

Raziskovalna vrtina V-1/72 je bila locirana 50 m jugozahodno od vrtine K-1. V globini 9,00 m je zadela na oligocenski peščeni lapor, ki je segal do 85,60 m. Po vmesni zdrobljeni coni se v globini 88,60 m pričenja triadni dolomit z vložki porfirineta tufa in sega do 135,20 m. Do končne globine 202,20 m je vrtina prevrtala triadni dolomit z vložki breče in temno sivoga dolomita. Manjši dotok termalne vode se je pojavil v globini 90,50 do 98,00 m. V globini 111,00 m je dotok termalne vode v vrtino pričel naraščati in se je polagoma večal do 177,00 m. Vrtina V-1/72 je bila kasneje spremenjena v kaptazno vrtino s povečanjem premera in vgraditvijo jeklenih cevi.

Vrtina V-2/72 je bila locirana okoli 80 m severozahodno od vrtine K-1. Pod kvartarnimi naplavinami je v globini 11,50 m zadela na oligocenski lapor, pod njim pa 88,60 m globoko na porozen dolomit z manjšim dotokom termalne vode. V globini 91,00 m do 132,80 m je bil ugotovljen porfirin tuf in nato do 197,30 m razpokan triadni dolomit, nakar je sledil do 222,10 m steklast porfirin tuf ter do končne globine 224,90 m zopet dolomit.

Območje termalnih izvirov pri Podčetrtku sestoji iz triadnih, terciarnih in kvartarnih kamenin.

Kvartarni sedimenti dosežejo v dolini Mestinjščice in Sotle 12 m debeline. Sestojajo iz peščene in meljne glinice ter slabo zaobljenega proda. Na triadni podlagi so bazalne oligocenske plasti sivice, kremenovega peska in kremenovega peščenjaka, ki vsebuje ponekod premog.

Med oligocenom in miocenom je erozijska diskordanca, prav tako med helvetskim laporjem ter peščenjakom in tortonsko litavsko serijo sedimentov, ki se pričenja z bazalnim konglomeratom. Po mikrofavni sodeč je bil odložen le spodnji in srednji torton. V sinklinalnih krilih se priključujejo sarmatski sedimenti, in sicer prevladuje glinovec s plastmi peska, peščenjaka, konglomerata in glinice. Sinklinalo pri Pristavi zapolnjujejo pliocenski sedimenti, ki jih tvori sivi in svetlo sivi glinovec s plastmi peska.

Triado zastopa dolomit z vložki tufa in tufita, glinastega skrilavca in breče. Dolomit je siv, včasih skoraj črn, vsebuje ponekod gomolje in vključke roženca in pirita. Po litološki sestavi pripada ladinski stopnji. V okolici termalnega območja se pojavlja še glinasti skrilavec in porfirin s tufi. Dalje so razgaljeni še werfenski skrilavec, lapor in dolomit. Triadne kamenine pripadajo obronkom Rudnice in segajo na površje skozi terciarne sedimente.

Okolica termalnih izvirov je razkosana po številnih prelomih, nastalih večji del v mlajših orogenetskih fazah. Prelomi so bili sicer ugotovljeni le tam, kjer prihajajo na površje triadne kamenine, vendar sklepamo po razprostranjenosti terciarnih kamenin in po morfologiji, da se nadaljujejo na ozemlje terciarnih kamenin. Predvsem kažejo na zvezo s taktoniko prečne doline, ki potekajo od severa proti jugu pravokotno na os terciarne sinklinalne.

Glavna preloma s smerjo sever—jug sta vzporedna z dolino Mestinjščice in Sotle. Ob Sotli poteka prelom, ki smo ga ugotovili tudi z vrtinami na območju mineralnih vrelcev v Rogaški Slatini. Terciarni sedi-

menti tvorijo severno od Rudnice široko sinklinalo, ki se proti zahodu razcepi v dve sinklinali. V vmesni antiklinali prihaja na površje južno od Smarja pri Jelšah triadna podlaga. Celotnemu ozemlju med Rudnico in Bočem so dali pečat predvsem mlajši orogenetski procesi.

Termalni izviri v okolici Podčetrška se pojavljajo v cona, ki sega na jugu od opuščenege rudnika železa pri Olimju do sotočja Sotle in Mestinjšice na severu. Cona je široka le nekaj 100 m. Glavno območje termalnih izvirov je severno od Podčetrška, kjer je termalna voda zajeta v treh kaptajznih vrtinah in ima najvišjo temperaturo. Vodonosni horizont je srednjetriadni dolomit, ki ga v dolini Sotle prekrivajo mlajši terciarni in kvartarni sedimenti ter delno porfirni tuf. Širšo termalno cono so razkosali številni prelomi na več blokov. Izviri termalne vode se pojavljajo v bližini kontakta dolomita z neprepustnim pokrovom terciarnega laporja in delno skrilavca. Vodonosna je prelomna cona, in sicer ob prelomu, ki je nagnjen proti zahodu, kar so pokazale raziskovalne vrtime. Tudi debelina neprepustnih kamnin narašča v tej smeri.

Temperatura termalne vode je najvišja v severnem delu širše termalne cone, proti jugu, oziroma proti jugozahodu temperatura pada. Skrajno znano jugozahodno točko s termalno vodo predstavlja vrtina V-1/48, izvrtana v okviru raziskav železovega rudišča pri Olimju, kjer še danes priteka na površje okoli 10 l/sek vode s temperaturo 18 °C. Dotok vode v vrtino V-1/48 je v apnencu v globini 27,0 m, torej še v plitvi coni. Globlje tudi v ostalih vrtinah v dolomitu ni bilo dotokov termalne vode.

Vse dosedanje raziskave kažejo, da je glavno območje termalnih izvirov v dolini Sotle severno od Podčetrška. Ostali pojavi s temperaturo 18 do 24 °C so stranski izviri, ki le nakazujejo nadaljevanje termalne cone proti jugozahodu.

Termalna voda je danes zajeta z vrtinami, in sicer v dveh vrtinah K-1 in K-2 plitvo v globini 46,0 m do 80,0 m in v vrtini V-1/72 v globini 120,0 do 180,0 m. Prelomna cona z najtoplejšo vodo je nagnjena proti zahodu, zato je tudi temperatura v vrtini V-1/72 37 °C, v obeh plitvih zajetjih pa 34 do 35 °C. Skupne količine, ki jih je možno pridobivati s črpanjem, znašajo okoli 30 l/sek.

4.9. Dolenjske Toplice

Okolica Dolenjskih Toplic je bila geološko kartirana v merilu 1:10 000 leta 1961. Do l. 1959 so raziskave obsegale le posamezne ogledce termalnih izvirov in meritve količin termalne vode. O teh raziskavah obstajajo zapiski in krajša poročila v zdraviliškem arhivu.

Hidrogeološke raziskave z vrtanjem so bile opravljene prvič l. 1960 do 1961. Izvrtane so bile štiri raziskovalne vrtime, in sicer prve tri v neposredni bližini obstoječih zajetij termalne vode in ena vrtina severno od športnega bazena ob cesti Dolenjske Toplice—Novo mesto.

Po desetih letih so bile leta 1971 izvrtane še štiri raziskovalne vrtime, ki so posegle v globino 190,0 m do 416,0 m. Rezultat teh raziskav je bilo zajetje termalne vode v globini 290,0 do 315,0 m.

Najstarejše plasti v okolici Dolenjskih Toplic pripadajo zgornji triadi. Sestojе iz sivęga pasoviteęa dolomita s polami zrnatega dolomita in prehaĳajo v spodnjejursko sklade. Zavzernajo ozemlje severno od sotoĳa Krke z Radešĳo in sestavljajo okolico Soteske in Strašĳo goro. Spodnjejurske plasti sestoję iz sivęga zrnatega dolomita, temno sivęga apnenca s polami skrilaveęa laporĳa in sivęga apnenca z redkimi vložki drobno oolitnega apnenca. Zavzemajo ozemlje med potokoma Sušico in Radešĳo ter segajo ĳez dolino Krke na južno poboĳe Strašĳe gore. Spodnjejurskim plastem sledita srednjejurski oolitni apnenec z vložki oolitnega dolomita in zgornjejurski svetlo sivi apnenec. Nastopata strnjeno v vzpetinah Pristave in Prašičevke vzhodno in severovzhodno od Dolenjskih Toplic.

Zahodno od Radešĳe prihajajo na površje plasti spodnje krede, ki vpadajo proti zahodu pod Koĳevski Rog. Sestoję iz temno sivęga delno bituminoznęga apnenca.

Kvartar zastopa kraška ilovica v dolinah Sušice, Krke in Radešĳe. Recentne naplavine, pešĳene in meljne gline ob Krki, Radešĳi in Sušici so prenesle površinske vode v glavnem z obmoĳa kraške ilovice.

V okolici Dolenjskih Toplic sta pomembna dva preloma. Žužemberški prelom je ena od glavnih tektonskih linij v zgradbi Slovenije in Hrvaške. Poteka od Ljubljanske kotline v gornjo krško dolino in nato ob Koĳevskem Rogu vzdolĳ doline potoka Radešĳe in Črnošnjic v Belo krajino. Drugi je topliški prelom, ki poteka vzdolĳ potoka Sušica. Ob njem se stikata spodnjejurski zrnati dolomit in plastoviti apnenec z oolitnim apnenecem spodnje jure. Med topliškim in žužemberškim prelomom se širi jurska sinklinala, ki je ob žužemberškem prelomu narinjena na spodnjo kredo. Narivna pleskev je nagnjena pod kotom 60° do 70° proti severovzhodu in jo nakazujejo tektonske drse med Menišĳo vasjo in Selom. Na potek veĳje dislokacije kaĳe tudi izrazita zdrobljena cona.

Termalna voda v Dolenjskih Toplicah je zajeta nad izviri v kletnih prostorih Zdraviliškeęa doma, kjer doteka v dva bazena. V velikem bazenu imajo dotoki temperaturo 37,1 do 38,4 °C, v jamskem bazenu pa 36,2 do 37,4 °C.

Po podatkih hidrogeoloških raziskav l. 1960/61 in 1971 priteka termalna voda na površje po sistemu razpok ob topliškem prelomu, ki so razširjene v kaverne. Torej si je termalna voda utrla v jurskem apnenecu pot proti površju po razpokah in jih sčasoma razširila v kaverne. Kraški globinski sistem, po katerem se pretaka termalna voda, obdaĳa kraški sistem hladne vode. Na ta naĳin je termalna voda pod vplivom hladne kraške podtalnice. Koliĳina termalne vode se zato pri visokih vodostajih Sušice navidezno poveĳa, oziroma se dvigne njena piezometriĳna gladina. Pri nizkih vodostajih Sušice termalna voda priteka na dan v številnih izviri v strugi potoka. Piezometriĳna gladina se zniĳa in se zato koliĳina termalne vode v glavnih izviri zmanjša. Črpalni poskus, ki so trajali od 13. 12. 1960 do 20. 1. 1961, so pokazali, da se koliĳina termalne vode s temperaturo 36,5 do 38,4 °C ne spremeni in znaša pri nizkih in visokih vodostajih potoka Sušice: 12 do 13 l/sek.

Raziskovalne vrtime so pokazale, da je dotok termalne vode iz globine vezan na najbolj prepustno, zakraselo cono v jurskem apnenecu in triad-

nem dolomitu. Jedro toka termalne vode predstavljajo izviri, zajeti v velikem bazenu z najvišjo temperaturo 38,4 °C. Jamski bazen predstavlja s svojimi izviri s temperaturo 37,4 °C že bolj periferni del najtoplejše cone.

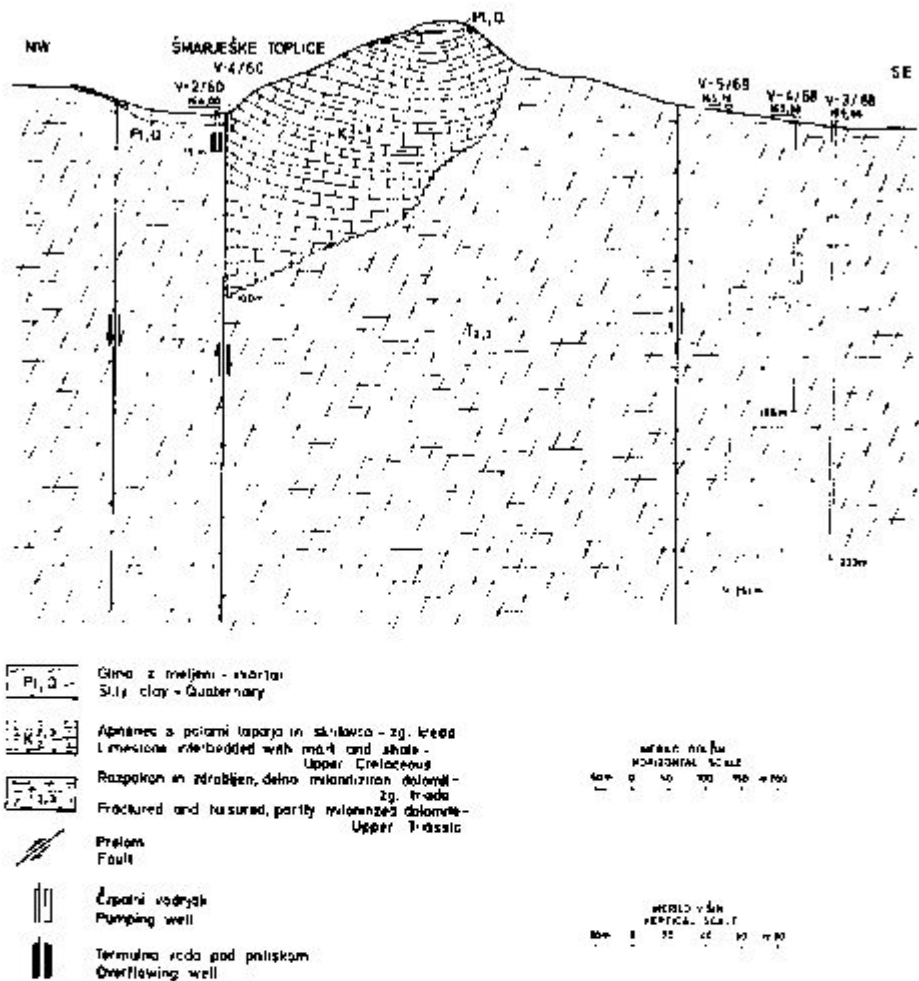
Vse raziskovalne vrtine v neposredni bližini termalnih izvirov so pokazale najprej cono z višjo temperaturo, ki je segala do globine 90,0 m do 120,0 m, nakar je temperatura padla tudi za 10 °C. Ponoven dvig temperature za 10 °C je pokazala najgloblja vrtina V6/71 v globini 200,00 m in je nato zadela na termalno vodo v triadnem dolomitu v globini 299,50 m do 303,00 m, kjer je bila zajeta dodatna količina termalne vode 7 l/sek s temperaturo 32 °C. Take temperaturne razmere v globini kažejo, da je stik z globoko termalno cono pod sedanjimi izviri z najvišjo temperaturo.

Raziskovalne vrtine so pokazale tudi, da je potok Sušica južna meja plitve in verjetno tudi globoke termalne cone, kjer bi bilo možno zajeti termalno vodo v primarnem vodonosnem sloju triadnega dolomita, ki se pričinja v globini okoli 260,0 m. Dalje so pokazale, da sega sistem kavern, po katerih doteka termalna voda na površje, tudi v triadni dolomit.

Problem globokega zajetja termalne vode v Dolenjskih Toplicah bodo rešile nadaljnje raziskave z vrtnjem globokih raziskovalnih vrtin, ki bodo posegle globlje od 600,0 m.

4.10. Šmarješke Toplice

Šmarješke Toplice ležijo okoli 1 km severno od vasi Kronovo v dolini potoka Dolnice. O izviri termalne vode v Šmarjeških Toplicah so do leta 1956 obstajali le posamezni komisijski zapisniki in kratka poročila F. Žurge v topliškem arhivu. Prve podrobne raziskave, ki so obsegale geološko kartiranje okolice toplic v merilu 1:10 000 in meritve temperature v kvartarnih naplavinah, sta opravila D. Kuščer in F. Drobne. Na podlagi teh raziskav je bilo v l. 1959 izvrtanih 19 ročnih vrtin, s katerimi sta bila ugotovljena dva centra izvirov termalne vode, oddaljena med seboj okoli 200 m. Plitvim vrtinam so sledile štiri strojne vrtine v l. 1959/60. Vrtina V-1/59 je bila locirana pri športnem bazenu, V-2/59, V-3/60 in V-4/60 pa pri pokritem bazenu. Leta 1962 je bila pri pokritem bazenu izvrtana še vrtina V-5/62. Leta 1969 smo izvrtali pri športnem bazenu štiri strojne vrtine. Okoli 0,8 km južno od Šmarjeških Toplic je še en izvir termalne vode. Ima temperaturo 16 do 18 °C in daje okoli 230 l/sek. V okolici tega izvira smo leta 1968 vrtali dve plitvi in tri globoke vrtine. S temi raziskavami smo imeli namen ugotoviti, kako bi bilo možno ločiti hladno in termalno vodo in ju ločeno izkoriščati. Dekončno tega vprašanja zaradi premajhnega obsega raziskav ni bilo mogoče rešiti, pač pa smo v dveh globokih vrtinah dobili termalno vodo, v V-3/68 s temperaturo 25 °C in v V-4/68 s temperaturo 28 °C (sl. 3). Raziskave bo potrebno nadaljevati, da bi dosegli postavljeni cilj. Vodo glavnega izvira smo kljub temu l. 1970 zajeli in bo zajetje oskrbovalo Novo mesto z okolico. Na ožjem območju termalnih izvirov v Šmarjeških Toplicah smo v letih 1959/60 in 1969 dobili podatke o plitvi coni, s kaptažnimi vrtinami pa smo podvojili količine termalne vode in obenem dobili indikacije, da je možno z nadaljnjimi raziskavami globoke termalne cone tudi zvišati temperaturo termalne vode.



Sl. 3. Pregledni geološki profil Šmarjeških Toplic
Fig. 3. General geologic section across the Šmarješke Toplice

Najstarejša in tudi najbolj razširjena kamenina v okolici Šmarjeških Toplic je svetlo sivi triadni dolomit. Natančneje starosti dolomita ni mogoče določiti; po primerjavi z razvojem dolomita drugod na Dolenjskem pripada verjetno zgornji triadi. V okolici termalnih izvirov je dolomit zdrobljen. Zdrobljena cona se vleče v smeri severoseverovzhod-jugojugozahod čez ožje območje termalnih izvirov. Široka je ponekod 100 m. V njej je v okolici zdravilišča več peskokopov. Zdrobljeno cono so prevrtale tudi raziskovalne vrtnice. Na obeh straneh zdrobljene cone je dolomit bolj plastovit, vendar ga zaradi intenzivne tektonike prepletajo številne razpoke in tektonske drse.

Na dolomitu ležijo erozijski ostanki jurskega in krednega apnenca. Kredni pripada temno sivi apnenec z vložki glinastega laporja in gomolji roženca, ki zapira plitvo termalno cono proti jugu v obliki neprepustne bariere. Proti vzhodu vpadajo mezozojske plasti pod terciarni lapor, peščenjak in litavski apnenec, drugod jih delno prekriva kraška ilovica.

Doline potokov prekriva ponekod tanjša, drugod do 6 m debela plast glinastopeščenega holocena, ki vsebuje predvsem v območju termalnih izvirov organsko glino.

Zveza geološke zgradbe Šmarjeških Toplic in Krške kotline še ni raziskana. Navedbe v literaturi, da je Krška kotlina udorina, niso dokazane. Geološko kartiranje je pokazalo, da gre prej za sinklinalo, ki jo tvorijo terciarni sedimenti. Predterciarno osnovno gorstvo prekrivajo transgresivno miocenski tortonski sedimenti: peščen lapor, apneni peščenjak in grebeni, oziroma čeri litotamnijskega apnenca. Te sedimente prekrivajo z južne in severne strani sarmatski sedimenti, na katerih leži proti vzhodu diskordantno panonski glinasti lapor.

Zdrobljeno cono v Šmarjeških Toplicah spremlja več lokalnih prelomov. Termalna voda priteka na površje severno od preloma, ob katerem se stikata triadni dolomit in kredni apnenec. Zahodno od izvirov pri športnem bazenu seka ta prelom drugi prelom s smerjo severozahod-jugovzhod, ki povezuje območje termalnih izvirov v Šmarjeških Toplicah s termalnimi izviri pri Kronovem. Ta dva preloma sta važna zato, ker doteka po razpokah ob obeh prelomih termalna voda na površje.

V prelomnih conah je dolomit silificiran, razpoke pa zapolnjujeta kalcit in drobna breča. Tudi v širši okolici Šmarjeških Toplic prevladujejo podobne tektonske razmere. Ozemlje je razkosano z lokalnimi prelomi na več blokov, ki jih posebno v dolomitu spremljajo zdrobljene cone.

Dosedanje hidrogeološke raziskave v Šmarjeških Toplicah in okolici so pokazale, da je termalna voda v zvezi s hladno podtalnico. V poroznem dolomitu je akumulirana hladna voda, na posameznih mestih pa se skozi hladno podtalnico prebija proti površju termalna voda. To dokazujejo temperature posameznih izvirov, ki so odvisne od razmerja med količinami hladne in termalne vode, oziroma oddaljenosti od termalne cone.

Vodonosna kamenina je triadni dolomit. V razpokah in zdrobljenih conah pa se termalna voda preliva na površje. Zaradi prepustnosti, ki jo karakterizira koeficient prepustnosti $k = 1,2 \cdot 10^{-4}$ cm/sek do $4,5 \cdot 10^{-4}$ cm/sek izračunan po podatkih črpalnih poskusov, je dolomit prepojen s hladno vodo. Od piezometrične gladine podtalnice je odvisna količina termalne vode na današnjih kotah izvirov. Zato se v sušnih dobah količine termalne vode zmanjšajo, vendar z zakasnitvijo, ker se gladina hladne podtalnice zaradi sorazmerno slabe prepustnosti dolomita znižuje zelo počasi. Od nihanja gladine hladne podtalnice je torej direktno odvisna prelivna količina termalne vode.

V športnem bazenu je maksimalna temperatura $34,5^{\circ}\text{C}$, v pokritem bazenu pa 32°C . V obeh centrih priteka termalna voda s severa. Pri pokritem bazenu tvori južno mejo plitve termalne cone prelomni kontakt med triadnim dolomitom in krednim apnencom. Zaradi vložkov laporja in lapornega skrivilca predstavlja blok krednega apnenca neprepustno

bariero, ki loči šmarješko plitvo termalno cono od okoli 800 m južno ležeče plitve termalne cone v okolici izvira »Jezero«.

Kredni apnenec v okolici Šmarjeških Toplic predstavlja erozijske ostanke, zato sega verjetno blok krednega apnenca z vložki laporja in lapornega skrilavca le v manjšo globino. V raziskovalnih vrtinah je bil ob prelomu ugotovljen kredni apnenec do globine 80 m. Take razmere kažejo, da je vir višje temperature ista termalna cona v globini za šmarješko termo in širšo okolico.

Površinski vodotoki ne vplivajo na izdatnost termalnih izvirov, ker tečejo po kvartarnih glinastih sedimentih. Na območju termalnih vrelov v Šmarjeških Toplicah doseže debelina glinastih sedimentov 7 m. To debelino so pokazale številne ročne vrtine leta 1959.

V Šmarjeških Toplicah prevladuje na območju termalnih izvirov termalna voda, pri izvira »Jezero« pa hladna podtalnica. Mešanje hladne in termalne vode je zato bolj izrazito v plitvi coni v okolici izvira »Jezero«, saj je izmerjeni pretok izvira v suši okoli 230 l/sek. in temperatura izvira 16 do 18 °C. Problematika celotnega območja termalnih izvirov v okolici Šmarjeških Toplic še ni dokončno razčiščena. Plitva termalna cona je raziskana do globine 150 m. Termalna voda je zajeta pri športnem bazenu v globini 12 do 147 m in pri pokritem bazenu v globini 11 do 19 m. Pri izvira »Jezero« so vrtine segle do globine 257 m, tako da smo se bolj približali globoki coni. Zelo pomembna je pri izvira »Jezero« rešitev problema ločenega zajetja, in sicer hladne vode za oskrbo prebivalstva in termalne vode za rekreacijo.

Nadaljnja dela v okolici Šmarjeških Toplic bo potrebno usmeriti tako, da bi z vrtinami raziskali globoko termalno cono. S tem bi dosegli višjo temperaturo termalne vode in z globokim zajetjem preprečili vpliv hladne podtalnice, oziroma ga omejili. Istočasno bi bil rešen tudi problem zajetja hladne vode za oskrbo Novega mesta z okolico z zajetjem izvira »Jezero«.

Globoko raziskovalne vrtine bodo poleg tega pokazale, kakšna je zveza med šmarješko plitvo termalno cono in plitvo cono pri izvira »Jezero«. Dosedanje raziskave so to le nakazale, niso pa dale podatkov, ali gre za enoten hidrogeološki globinski sistem ali pa sta obe območji vezani na isto termalno cono, kjer se voda ogreva in priteka na površje kot termalna voda.

4.11. Topličnik pri Kostanjevici

Izvir Topličnik se pojavlja ob Krki okoli 1,5 km zahodno od Kostanjevice. Voda ima temperaturo 21 do 23 °C in priteka na površje v kotanji, ki ima obliko nekakega okna podtalnice.

Po pregledu okolice je bilo ugotovljeno, da se razteza cona, kjer se pojavlja termalna voda ob desnem bregu Krke, na približno 400 m dolgem odseku. Njegovo vzhodno mejo tvorijo izviri Topličnika.

Najprej smo termalno območje orientacijsko geoelektrično izmerili. Meritve so nakazale litološko sestavo pod kvartarnimi naplavinami Krke. Nato sta bili jeseni leta 1971 izvrtani dve raziskovalni vrtini, in sicer V-1/71 južno od Topličnika ter V-2/71 med Topličnikom in Krko. Obe vrtini sta pod kvartarjem zadeli na kredni apnenec, ki je bil v razpokanih

odsekih vodonosni, vendar je bila višja temperatura 25,5 °C ugotovljena le v vrtini V-2/71.

Leta 1972 so sledile obširnejše hidrogeološke raziskave celotnega prostora, kjer se pojavljajo termalni izviri ob desnem bregu Krke. Po detajlnih geoelektričnih meritvah, ki so razen litoške sestave nakazale tudi potek prelomov, je bilo izvrtanih šest raziskovalnih vrtin, in sicer V-3/72, V-4/72 in V-5/72 na levem bregu ter V-6/72, V-7/72 in V-8/72 na desnem bregu Krke.

Vse raziskovalne vrtine so zadele na dotok termalne vode, vendar na levem bregu Krke z nižjo temperaturo 21 do 24 °C, na desnem bregu pa so imeli dotoki temperaturo 24 do 27 °C, razen v vrtini V-8/72, kjer je bila izmerjena temperatura 13 °C. Vrtina V-8/72 je bila locirana tik pod cesto Sentjernej—Kostanjevica, torej že na meji območja termalnih izvirov.

Rezultati kažejo, da prihaja termalna voda iz globine z južne strani in da doteka na površje ob Krki razhlajena in pomešana s hladno podtalnico.

Vse raziskovalne vrtine so posegle le v manjšo globino, ker je bil njihov namen ugotoviti hidrogeološke razmere v plitvi coni in nato raziskave nadaljevati na osnovi dobljenih rezultatov.

Raziskovalne vrtine so pokazale, da je v plitvi coni vodonosni horizont razpokan kredni apnenec, ki ga severno od Krke prekrivajo miocenski lapor, peščen lapor in litotamnijski apnenec. Okolico termalnih izvirov so številni prelomi razkosali v posamezne bloke. Temperatura dotokov termalne vode je bila nižja tam, kjer prekriva kredni apnenec dobelejša plast terciarnega laporja. To dejstvo je ovrglo prvotno domnevo, da priteka termalna voda s severa ob kontaktu neprepustnega terciarnega laporja z litotamnijskim, oziroma krednim apnenecem.

4.12. Čateške Toplice

Do leta 1957 je bila termalna voda v Čateških Toplicah zajeta v kvartarnem prudu. Na plitvo zajetje je vplivala hladna podtalnica, zato je temperatura vode nihala. Leta 1957 in 1958 smo izvrtali 15 plitvih vrtin, ki so pokazale, kje priteka termalna voda iz podlage v kvartarni prod. Z meritvami temperature in nihanja gladine v plitvih vrtinah je bila določena lokacija raziskovalne vrtine, ki je segla do globine 82,00 m. Ta vrtina je v globini 51,70 m do 52,70 m zadela na kaverno, ki je del plitvega kraškega sistema v miocenskem apnenem peščenjaku, po katerem se pretaka termalna voda proti površju. Termalno vodo smo zajeli z vgraditvijo kaptajznih cevi. Zaradi neposrednega stika s podtalnico v prudu je nihala statična gladina termalne vode v zajetju. Zato se je spreminjala tudi količina termalne vode od 15 l/sek. do 30 l/sek. Čim je bila črpana večja količina pri določenem vodostaju hladne podtalnice, se je temperatura vode znižala. Pri gladini termalne vode 2,0 m pod površjem je bilo možno črpati le okoli 15 l/sek. termalne vode z maksimalno temperaturo 57,2 °C. Pri črpanju večje količine je temperatura pričela padati.

Zajetje termalne vode v globini 51,70 m je ostalo neizkoriščeno do 1. 1962, ko je KZ Brežice pričela uporabljati termalno vodo za ogrevanje zimskih toplih grad. Istega leta je KZ Brežice financirala vrtanje kaptajzne

vrtnice premera 12" do globine 60,0 m in uredila črpalnico, ki še danes obratuje.

Hidrogeološke raziskave so se nadaljevale l. 1964. Sofinanciral jih je Sklad za geološke raziskave. Te raziskave so dale odločilne rezultate za nadaljnji razvoj Čateških Toplic. Od izvrtanih štirih raziskovalnih vrtin je vrtina V-4/64 v globini 283,0 m zadela na primarni horizont termalne vode, to je triadni dolomit. Iz te vrtnice še danes priteka na površje 10,6 l/sek. termalne vode s temperaturo 57,2 °C. S tem je bila odkrita globoka termalna cona, iz katere daleka termalna voda pod pritiskom 1,6 kp/cm².

Leta 1969 so se na Čateškem polju pričele sistematične hidrogeološke raziskave, ki so se končale leta 1972. Izvedbo raziskav je omogočil Sklad Borisa Kidriča, ki jih je sokreditiral in delno sofinanciral.

Leta 1969 so bile izvrtane vrtnice V-1/69, V-2/69, V-3/69 in dve kaptajni vrtnici širokega premera K-1/69 in K-2/69. Vse te vrtnice so bile locirane v površinskem centru plitve termalne cone in 180 m jugozahodno od nje. Dale so izredne rezultate, in sicer je bilo v dveh kaptajnih vrtnicah zajeto 83 l/sek. termalne vode s temperaturo 57 do 59 °C.

Leta 1970 smo z geoelektričnimi in mikrosizmimi meritvami raziskali debelino kvartarnega proda in litološko sestavo pod kvartarnimi naplavinami. Vrtnice V-4/71, V-5/71, V-6/71, V-7/71, V-8/71 in V-9/71 so nato leta 1971 preverile podatke geofizikalnih raziskav, ki so dale solidno osnovo za lociranje nadaljnjih raziskovalnih vrtin. Po programu raziskav sta bili izvrtani raziskovalni vrtnici V-10/71 in V-11/71. Za ožjo okolico je bila izdelana detajlna geološka karta v merilu 1 : 5 000 in hidrogeološka karta v merilu 1 : 25 000.

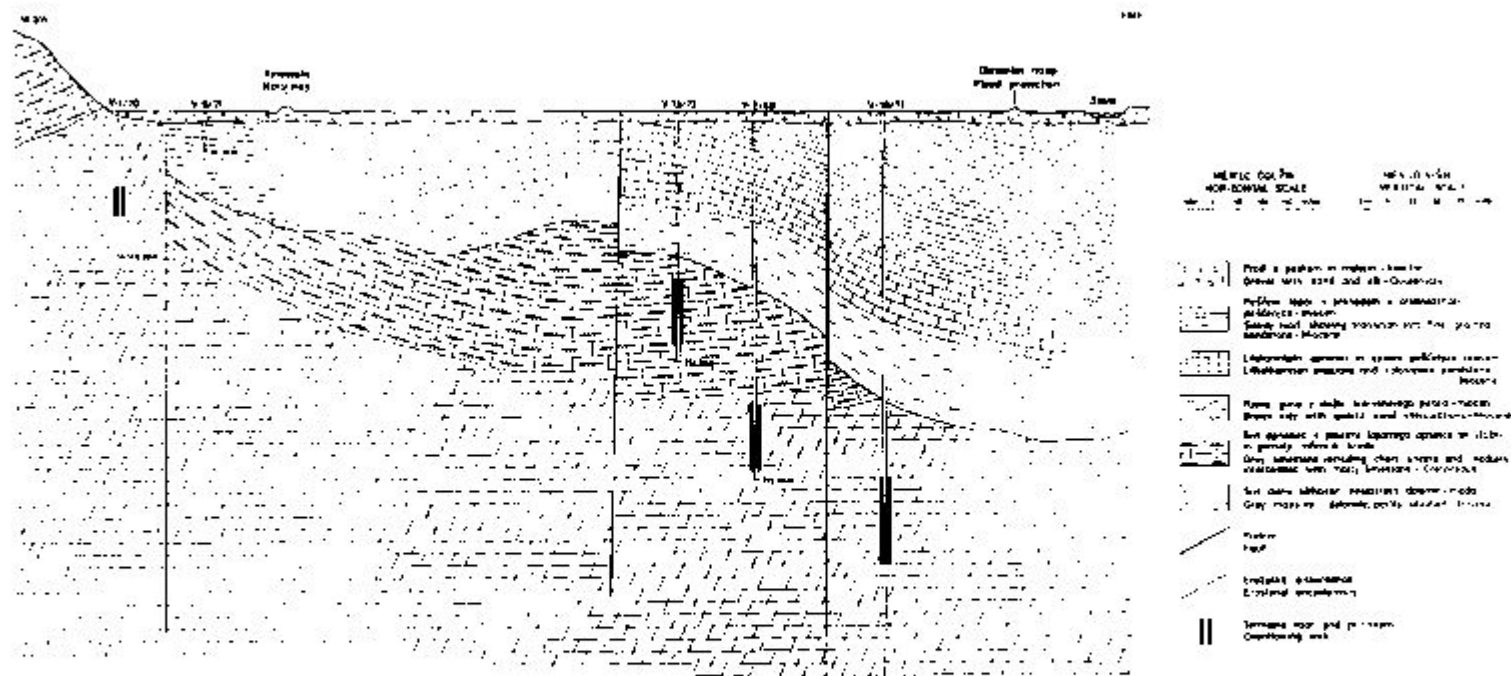
Leta 1972 so bile izvrtane še raziskovalne vrtnice V-12/72, V-13/72 in V-14/72. Raziskave so bile končane s črpalnim poskusom, ki je potrdil že prej predvideno skupno količino termalne vode okoli 120 l/sek.

Čateške Toplice ležijo na prodnati ravnini kakih 200 m južno od Save, ob robu Krške kotline. Čateško polje omejuje s severa Sava, z juga pa obrobje Gorjancev (sl. 4).

Starejša mezozojska in kenozojska podlaga prihaja na površje na obrobju Gorjancev, samo Čateško polje pa je prekrito s 7 m do 12 m debelo plastjo kvartarnega proda. Vrtnice so pokazale, da slede kvartarnemurodu tortonški sedimenti do različne globine. V centralnem in zahodnem delu sega tortonški peščen lapor, apneni peščenjak z litotamnijami in litotamnjski apnenec do globine okoli 125,0 m, južno in vzhodno pa do globine 186,0 m. Med terciarnimi plastmi in njihovo mezozojsko podlago leže bazalne plasti, ki sestojijo iz plastične gline z vložki, oziroma plastmi kremenovega peska. V bazalnih plasteh se pojavljajo sledovi premoga. Debelina glinasto peščenih plasti je različna in doseže 24,0 m do 75,0 m.

Zgornji del mezozojske podlage sestoji iz plastovitega krednega apnenca s polami lapornatega apnenca ter polami in gomolji roženca. Apnenec prehaja včasih v drobnozrnato brečo. Debelina krednih plasti ni enakomerna in se giblje v mejah 50,0 m do 197,0 m. Kreda leži na triadnem dolomitu, ki predstavlja glavni vodonosni horizont.

Vse kamenine, ki so jih prevrtale raziskovalne in kaptajne vrtnice, se pojavljajo tudi na obrobju Gorjancev v podobni litološki sestavi. Debelina



Si. 4. Geološki profil Čateškega polja
 Fig. 4. Geological section across the Čatež field

terciarja in krede se tudi tukaj menjava. Kredni apnenec je na Gorjancih ohranjen le v obliki erozijskih ostankov na triadnem dolomitu. Tudi terciarne bazalne plasti se pojavljajo le na posameznih mestih.

Po podatkih raziskovalnih vrtin pripada Čateško polje obrobju Gorjancev in je območje termalne cone neposredni podaljšek Gorjancev tudi glede na litološko sestavo in stratigrafsko zaporedje.

Glavni in najvažnejši prelom, ki sega v večjo globino, poteka severno od Gorjancev in pri Čatežu v loku zavije proti severovzhodu ter prečka severno od Čateških Toplic Savo. Ta prelom so ugotovile geofizikalne regionalne raziskave. Njegov potek na Čateškem polju pa so potrdile tudi detajlne geoelektrične in mikrosezmične meritve l. 1970. Spremljajo ga široka zdrobljena cona in številni stranski prelomi ter razpoke. Mlajši prelomi sekajo glavno dislokacijo in so razkosali obrobje Gorjancev in Čateško polje na bloke. Tudi ožja termalna cona sestoji iz blokov, kar dokazuje različna debelina terciarja in krede.

Pred pričetkom prve faze hidrogeoloških raziskav na Čateškem polju je bilo znano samo to, da je s termalno vodo prepojen kvartarni prod v okolici toplic. Z prve raziskave l. 1957 so pokazale, da imamo na Čateškem polju več horizontov s termalno vodo.

Plitev horizont predstavlja kvartarni prod, v katerega se preliva termalna voda iz terciarja. Naslednji vodonošni horizont je v sistemu kavern v terciarnem litolamnijskem apnencu, kjer je bila termalna voda zajeta l. 1958. Oba vodonošna horizonta sta pod direktnim vplivom hladne podtalnice v kvartarnemrodu. Gladina termalne vode vrodu in v sistemu kavern v terciarnem apnencu niha z vodostajem podtalnice. Razlika je le v tem, da je statična gladina termalne vode 0,50 m do 0,90 m višja od gladine hladne podtalnice, ki z vseh strani obdaja termalno vodo. Hidrogeološke raziskave so leta 1964 odkrile globoko termalno cono, kjer je termalna voda pod pritiskom 1,2 do 1,8 kp/cm². Pritisk 1,8 kp/cm² je bil izmerjen v vrtinah, ki so prve zadele na termalno vodo v dolomitu. Zmanjšani pritisk v kasnejših raziskovalnih vrtinah je rezultat odvzema termalne vode v kaptažnih vrtinah, s čimer je nastal depresijski lijak, ki je zajel okolico kaptažnih vrtin.

Globoki termalni horizont v triadnem dolomitu je prekrit z neprepustnim pokrovom, ki sestoji iz terciarnega laporja, predvsem pa iz glinasto peščenih terciarnih bazalnih plasti in krednega plastovitega apnenca s polami laporja in roženca. Zato je na zahodu termalnega območja temperatura termalne vode 57 °C, na vzhodu pa, kjer je debelina tega pokrova večja, je temperatura termalne vode 64 °C. Na višino temperature vpliva razen tega verjetno še večja ali manjša oddaljenost od toplotnega vira. Temperatura termalne vode narašča torej od jugozahoda proti severovzhodu. Pri vasi Čatež je izvir termalne vode s temperaturo 31,5 °C. Oddaljen je od Čateških Toplic približno 1 km. Termalna voda priteka na površje direktno iz triadnega dolomita v neposredni bližini glavne dislokacije, ki je posrednik temperature tudi v centru termalne cone v Čateških Toplicah. Najbližja raziskovalna vrtna V-13/72 je oddaljena od centra termalnega območja okoli 300 m proti izviru pri Čatežu (sl. 5). V tej vrtini je bila izmerjena temperatura 42 do 45 °C. Tudi ta vrtna je bila locirana



Sl. 5. Iztok termalne vode iz vertine V 13 72 v Čateških Toplicah
Fig. 5. The overflowing borehole V-13 72 at Čateške Toplice

v široki zdrobljeni in razpokani coni ob glavni dislokaciji. Nasprotno je bila v vrtini V-12/72, ki je oddaljena od centra termalnega območja okoli 120 m proti severu, ugotovljena temperatura 64 °C. Lociranje raziskovalnih vrtin severno, oziroma severovzhodno od vrtine V-12/72 preprečuje Sava. Ker v tej smeri poteka glavna dislokacija in narašča obenem temperatura termalne vode, je možno sklepati, da v čateški termalni coni še nismo dosegli najvišje temperature. Od izvira Perišče pri Čatežu do vrtine V-13/72 naraste temperatura za 10 °C pri medsebojni razdalji okoli 700 m. Veliko večji je porast temperature med vrtino V-13/72 in V-12/72, kjer je pri razdalji okoli 350 m temperaturna razlika 20 °C. Opisane temperaturne razmere nakazujejo možnost, da se cona z višjo temperaturo nadaljuje v triadnem dolomitu kot globokem vodonosnem horizontu ob glavnem prelomu proti severovzhodu na levi breg Save, kjer obenem naraste tudi debelina neprepustnega pokrova.

Količine termalne vode s temperaturo 57 do 64 °C so bile preverjene s črpalnim poizkusom, ki je trajal 12 dni. Pokazal je, da je možno neprekinjeno izkoriščati 120 l/sek. termalne vode s povprečno temperaturo 60 °C. Stabilizirani pritiski v opazovalnih piezometrih niso padli na 0,0 kp/cm², kar kaže še na določene rezervne količine termalne vode, ki bi se jih dalo občasno izkoristiti. Predvsem velja to za termalno vodo z nižjo temperaturo, ki bi jo bilo nujno treba izkoriščati v zdravstvene namene, ker je danes termalno vodo zaradi visoke temperature treba pred uporabo hladiti.

Uspešnost hidrogeoloških raziskav termalnega območja na Čateškem polju je očitna. Ugotovljene količine termalne vode 120 l/sek. s temperaturo 60 °C predstavljajo solidno podlago za nadaljnji razvoj zdravstvenega turizma. Posebna prednost visoke temperature termalne vode pa je v tem, da jo je možno dvakrat izkoristiti, in sicer za ogrevanje z odvzemanjem toplotne energije ter razhlajeno uporabiti v rekreacijskih bazenih, ki lahko obratujejo tudi pozimi brez dodatnega ogrevanja.

5. Pregled hidrogeoloških raziskav mineralnih vrelcev

5.1. Rogaška Slatina

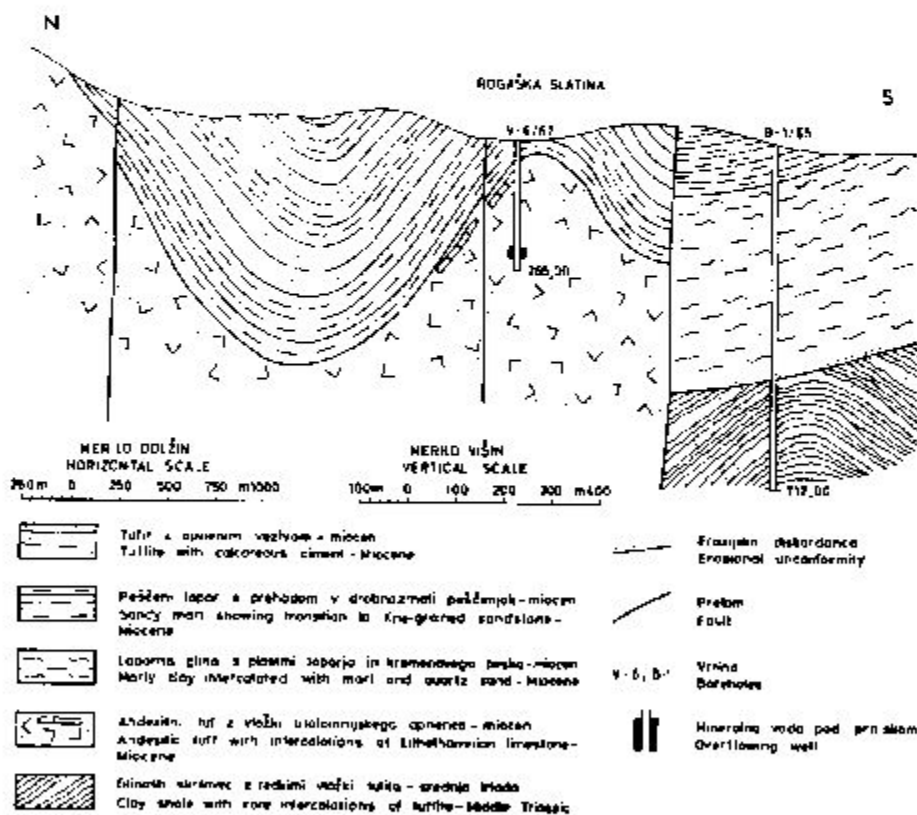
Mineralni vrelci v Rogaški Slatini so bili že pogosto predmet raziskav. V preteklosti so bile vse raziskave usmerjene na sorazmerno majhno površino vrelnega centra. Za prva zajetja je značilno, da so bili številni vrelci zajeti s plitvimi vodnjaki, ki so jih izkopali na krajih, kjer je mineralna voda pritekala na površje. Seveda so na ta način zajeli le manjše količine mineralne vode. Taka zajetja so omogočala kratkotrajno izkoriščanje majhnih količin mineralne vode; zato je bilo l. 1888 znanih kar 11 vrelcev (A. Režek, 1973). Mineralna voda v teh plitvih zajetjih je vsebovala malo raztopljenih mineralnih snovi, kar je še danes karakteristično za izvire, ki se pojavljajo na površju v ožji in širši okolici Rogaške Slatine. Postopno so na ozjem vrelnem območju zajeli tri tipe mineralne vode z različno količino raztopljenih mineralnih snovi, in sicer Tempel, Styria in Donat. Mineralna voda tipa Tempel in Styria je bila znana že pred letom

1908. medtem ko so tip Donat z najvišjo vsebnostjo raztopljenih mineralnih snovi zajeli l. 1908.

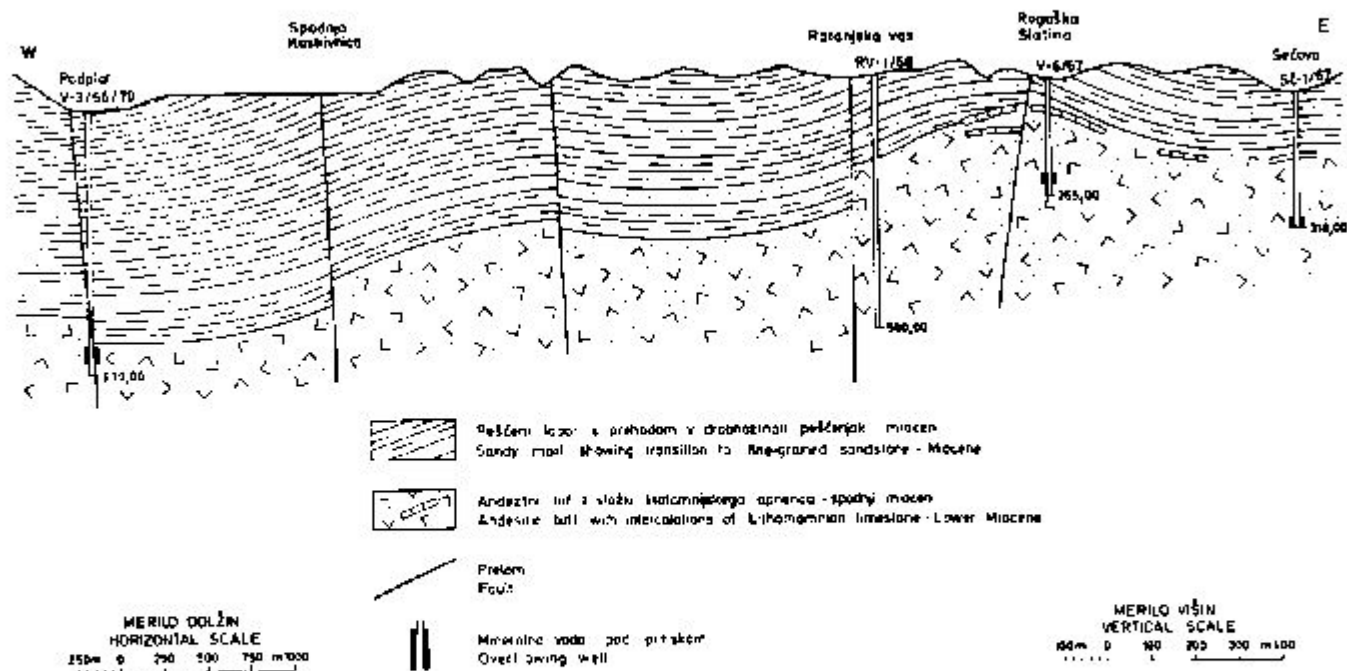
Z razvojem zdravilišča so že v preteklem stoletju poglobljali obstoječe vodnjake in kopali nove, da bi povečali količine mineralne vode. Vsako novo zajetje je poseglo nekoliko globlje; zadnja kaptažna zgradba te vrste je bila globoka 10 m. To zajetje je leta 1907 programiral in nadzoroval njegovo izvedbo J. K n e t t. Dela so bila končana leta 1908.

J. K n e t t je postavil teorijo o mešanju primarne mineralne vode s podtalnico v plitvi coni. Po letu 1952 so to potrdile raziskovalne vrtnice; v globini so zadele le na visoko mineralizirano vodo, ki po količini raztopljenih mineralnih snovi presega vodo tipa Donat.

Že pred drugo svetovno vojno je v zajetju iz leta 1908 pričelo primanjkovati mineralne vode. A. Režek (1964, str. 255) navaja izdatnost vsch vrelcev v času 29. do 31. 5. 1942, in sicer 17,4 l/min. Pozneje so se razmere še poslabšale in je pomanjkanje mineralne vode že pričelo ogrožati nadaljnji obstoj zdravilišča.



Sl. 6. Prečni geološki profil Rogaške Slatine
Fig. 6. Transverse geological section across the Rogaška Slatina



Sl. 7. Pregledni vzdolžni geološki profil čez območje Rogaške Slatine
Fig. 7. General longitudinal geologic section across the Rogaška Slatina area

Leta 1952 so pod vodstvom J. Bača izvrtali 22 vrtin in zajeli vodo v globini 30,0 m do 60,0 m. Geološko je vrtanje spremljal A. Nosan. Leta 1953 je bilo izvrtanih še nadaljnjih 18 vrtin in je bilo tako vprašanje količine mineralne vode začasno rešeno.

Do leta 1965 so na ožjem vrelnem območju injicirali in delno poglobili nekatere kaplažne vrtine in urodili plitvo zajetje mineralne vode tipa Tempel. Knetovo zajetje iz leta 1908 pa so opustili.

Od ostalih lokacij, kjer se pojavlja mineralna voda na površju, je bila raziskana okolica izvira v Zg. Gaberniku z dvema vrtinama in izvrtana raziskovalna vrtina pri izviru v Kostivnici ter vrtina poleg nekdanjega zajetja pri vili Rozalija južno od Zg. Gabernika. V Zg. Gaberniku sta obe vrtini zadeli na mineralno vodo, na ostalih dveh lokacijah pa sta bili vrtini prezgodaj ustavljeni.

Prve raziskave zunaj območja površinskih pojavov mineralne vode so se pričele z vrtino B-1/65 v bližini železniške postaje Rogaška Slatina (sl. 6). Naslednje vrtine so se zopet približale ožjemu vrelnemu območju. To so bile vrtine B-2, B-3 in B-4. Vse tri vrtine so bile locirane na prostoru med hotelom Slovenski dom in športnim kopališčem, in sicer dve vrtini južno od ceste Rogaška Slatina—Celje (B-2 in B-3), ena pa severno od ceste (B-4).

Iz 1966 je sledilo vrtanje vrtine G-3/66 v Zg. Gaberniku in vrtine V-3/66 severno od Podplata, ki je bila locirana po podatkih regionalnih geofizikalnih raziskav (sl. 7). V vrtini G-3/66 pri Zg. Gaberniku je bila zajeta mineralna voda, ki jo še danes izkoriščajo.

Po regionalnih geomagnetnih meritvah in večletnem proučevanju geološke zgradbe je A. Nosan leta 1966/67 lociral dve vrtini. Prvo pri Podplatu in drugo pri Sečovem. Vrtina V-3/66 pri Podplatu je v globini 553 m zadela na dotok manjših količin mineralne vode in večjih količin CO₂.

Vrtina Sč-1/67 pri Sečovem je v globini 318 m prevrtala zdrobljeno cono v andezitnem tufu z dotokom 35 l/min. mineralne vode in večjimi količinami CO₂.

Obe vrtini dajeta sedaj glavne količine mineralne vode in CO₂ za uporabo. Pomen obeh vrtin je v oddaljenosti od ožjega vrelnega območja; V-3/66 je oddaljena 5 km, Sč-1/67 pa 1 km in zato ne moreta povzročiti zmanjšanja količin v starem vrelnem centru.

Na predlog J. Bača pa so leta 1967 izvrtali V-5/67 in V-6/67 na ožjem vrelnem območju. V-5/67 je globoka 142 m in ne daje vode niti plina. V-6/67, globoka 265 m, je v globini 260 m zadela na dotok 50 l/min. mineralne vode in večje količine CO₂ (sl. 6 in 7). Medsebojna razdalja teh dveh vrtin je 90 m. V-6/67 pa je od eksploatacijskih plitvih vrtin oddaljena 210 m in je povzročila, da so plitva zajetja presahnila.

Iz 1968 je bila po predhodnih geoelektričnih meritvah locirana vrtina Sč-2/68 okoli 800,0 m severno od vrtine Sč-1/67. Druga raziskovalna vrtina RV-1/68 je bila locirana v Ratanjski vasi, okoli 1 km zahodno od vrelnega območja v Rogaški Slatini. Na željo Zdravilišča Rogaška Slatina je bila izvrtana še vrtina Tr-1/68 pri Tržišču. Lokacijo te vrtine je predlagal J. Bač. Iz programa za l. 1968/69 je bila izvrtana tudi raziskovalna vrtina Sč-3/69, ki je imela namen razjasniti razmere v okolici površinskega po-

java nizko mineralizirane vode v bližnjem vodnjaku. Raziskovalne vrtnice izvrtane v letih 1968—69 so dale koristne podatke o geološki zgradbi okolice Rogaške Slatine, vrtini RV-1/68 in SŠ-3/69 pa sta razen tega zadeli na CO₂.

Leta 1970 je Zdravilišče izbralo za svojega zunanjega sodelavca Geologisches Büro Dr. Pickel-Kassel, ki je najprej izmeril koncentracijo CO₂ v tleh, in sicer v okolici vrtnice V-3/66 pri Podplatu ter v okolici novo projektiranega nalivalnega objekta. Na sestanku predstavnikov Geološkega biroja Dr. Pickel in Geološkega zavoda Ljubljana je bil določen program hidrogeoloških raziskav za l. 1970, ki je zajel že večkrat predlagano poglobitev vrtnice V-3/66, vrtanje vrtnice G-4/70 in po predlogu S. Jentscha predstavnika Biroja Dr. Pickel še vrtnico Tr-2/70. Zadnja vrtnica je bila locirana na osnovi predhodnih meritev CO₂ v tleh, vendar se je pokazalo, da je anomalno vrednost CO₂ povzročila bližnja glavna kanalizacija, ki odvaja odpadno vodo iz zdravilišča. V letih 1968 do 1970 so bile opravljene tudi v manjšem obsegu geomagnetne raziskave in izdelana detajlna geološka karta okolice Rogaška Slatina v merilu 1 : 5000.

Vrtnica V-3/66/70 (sl. 8) je pri poglobljanju zadela v globini 578 m na kavernozno vodonosno cono z dotokom mineralne vode in CO₂. Iz vrtnice je iztekalo pri optimalnem pritisku 4,2 do 4,4 kp/cm² 183,6 l/min. visokomineralizirane vode. Vrtnica G-4/70 je prevrtala donaško prelomnico in je zadela v triadnem dolomitu na dotok vode okoli 180 l/min. Vrtnica Tr-2/70 je prevrtala premogove plasti, dotoka mineralne vode in CO₂, ki so ga nakazale meritve na površju, v vrtini ni bilo niti v sledovih.

Leta 1971 sta bili izvrtani dve raziskovalni vrtini, in sicer K-1/71 v Zgornji Kostrivnici v neposredni bližini izvira mineralne vode v bližnjem potoku in vrtnica SŠ-4/71 90,0 m severno od vrtnice SŠ-1/67. V neposredni bližini vodnjaka z mineralno vodo je bila izvrtana še plitva vrtnica SŠ-5/71, s katero smo preverili dotok mineralne vode v bližnji vodnjak.

Rezultati hidrogeoloških raziskav po l. 1952 v Rogaški Slatini in okolici niso bili še sistematično obdelani. Njihova obdelava in delna dopolnitev raziskav bo nujna, da bi tako dobili popolno predstavbo o rogaških mineralnih vodah.

Geološke razmere. Okolica Rogaške Slatine sestoji iz paleozojskih, triadnih, terciarnih in kvartarnih sedimentov. Prevladujejo terciarni sedimenti, ki so za nastanek mineralne vode najpomembnejši. Kvartarne meljne gline z redkimi prodniki zapolnjujejo doline potokov. Delno so ohranjene še prodne terase na robovih položnih vzpetin severno od Rogaške Slatine.

Najmlajši terciar so erozijski ostanki sarmatskih sedimentov na tortonskem litotamnijskem apnencu. Sarmatski sedimenti tvorijo jedro sinklinala, ki se razteza od Grobelnega prek Šmarja pri Jelšah do Mestinja in se nato pri Pristavi združi z južno sinklinalo s pliocenskim jedrom. V severni sinklinali in v erozijskih ostankih na litotamnijskem apnencu sestoji sarmat iz glinovca in laporja, v južni sinklinali pa prevladujejo peski in peščenjaki s plastmi slabo cementiranega konglomerata.

Podlago sarmatu tvorijo tortonski sedimenti. Na bazalnem konglomeratu leže apneni peščenjak, litotamnijski apnenec in peščen lapor. Tor-

ionski sedimenti se raztezajo v več vzporednih pasovih od vzhoda proti zahodu. Starejši miocen še stratigrafsko ni razčlenjen. Poseben problem predstavlja temno sivi peščeni lapor, ki prehaja v drobnozrnati tufitski peščenjak severno od šoštanjkega preloma in sega proti severu in severovzhodu v Ilaloze. Temno sivi peščeni lapor leži na andezitnem tufu in na triadni oziroma paleozojski podlagi. Prekriva ga kremenov peščenjak, ki tvori na vzhodu Maceljsko pogorje, kjer sega od Sotle do Zetal. Od tod proti zahodu se razteza v obliki klina do Rogaške Slatine. Drugod se pojavlja še v Plešivcu in na Donački gori. V okolici Rogaške Slatine tvori kremenov peščenjak grič Janino, Tržaški in Ivanov hrib. Peščenjak sestoji iz kremenovih zrn, apnencega veziva, sljude in klorita. Nekaj ima tudi tufskih primesi, med katerimi so zrna plagioklaza. Čeprav sega peščenjak prav do ožjega contra mineralnih vrečev v Rogaški Slatini, ga v raziskovalnih vrtinah ni. Južno od šoštanjkega preloma temno sivoga peščenega laporja ni več in ga zamenjajo premogonosne plasti, ki sestojijo v glavnem iz leč peska, vložnih med glinasti lapor. Sestava se na manjše razdalje menja. Tako je bil v vrtini B-1/65 nasproti železniške postaje Rogaška Slatina do globine okoli 115,0 m siv peščen lapor, pod njim pa do globine 485 m siva laporna glina. V vrtini Tr-2/70 300,0 m jugovzhodno od vrtine B-1/65 pa je do globine 95,0 m prevladoval zbit pesek z vmesnimi polami glinastega laporja.

Pomembni kamenini na območju Rogaške Slatine sta andezit in njegov tuf, ki ju povečini prekrivajo kamenine spodnjega miocena. Največjo razprostranjenost imata na južnem pobočju Boča in Plešivca. Z globokimi vrtinami smo našli andezitni tuf v globini 120 do 160 m med Sečovim in Podplatom.

Mezozojske in paleozojske kamenine prihajajo na površje na Boču, in sicer so to dolomit, apnence, glinasti skrilavec, laporovec in v manjši meri peščenjak. Boč pripada Karavankam, medtem ko sta Resevna na zahodu in Rudnica na jugu del Posavskih gub, zato imajo njune mezozojske plasti drugačno sestavo. Omembe vredno je, da sta vrtini B-1/65 in Tr-1/68 v globini okoli 500,0 m zadeli na psevdoziljski skrilavec, ki kaže na nadaljevanje Posavskih gub južno od sotelskega preloma.

Poleg litološke sestave kamenin je za nastanek mineralnih vrečev posebno važna tektonska zgradba. Zdrobljene cone vzdolž nekaterih prelomov omogočajo dotok mineralne vode na površje.

V zgradbi širše okolice sta dva glavna preloma. Na severu poteka ob južnem pobočju Boča donački prelom, ob katerem se stikajo vzhodni podaljški Karavank s Posavskimi gubami. Drugi, šoštanjki prelom poteka 3 do 4 km južno od donačkega. Oba preloma sta iste starosti in je donački verjetno veja šoštanjkega. Ob donačkem prelomu je prišlo do velikih vertikalnih premikov in verjetno v manjši meri do bočnih premikov, nasprotno pa je ob šoštanjkem prelomu moralo priti do večjih bočnih premikov. Na to kažejo očitne razlike v litološki sestavi in stratigrafski pripadnosti kamenin na obeh straneh preloma. Severno od šoštanjkega preloma imamo andezitni tuf in laporno peščeni razvoj spodnjega miocena, južno od preloma pa premogonosne plasti in v njihovi podlagi psevdoziljski skrilavec.

Prečno na oba glavna preloma poteka več stranskih prelomov, od katerih so raziskovalne vrtnice potrdile že tri. Prvi je bil ugotovljen rogaški prelom že l. 1952, drugi pri Podplatu l. 1966 in tretji pri Sečovem l. 1967. Sklepamo, da so v glavnem vse strmo vrezane doline potokov s smerjo sever-jug nastale ob takih prelomih. vzdolž teh prelomov priteka po zdrobljenih conah mineralna voda na površje.

Raziskovalne vrtnice za pitno vodo, ki so prevratile donaški prelom severno od Zgornjega Gabernika, so pokazale, da je triada Boča in Konjiške gore narinjena na mladopaleozojske sedimente. Ob donaškem prelomu je bilo nato južno krilo dvignjeno, tako da se danes stika terciar s triadnimi in mladopaleozojskimi sedimenti.

Hydrogeološke razmere. Rogaški mineralni vreli se pojavljajo na ozemlju, ki zavzema okoli 50 km². Naravni dotoki na površje so bili nekoč v Rogaški Slatini, v Spodnji Kostrivnici in Zgornjem Gaberniku. Danes izvira mineralna voda še južno od donaškega preloma nad Zgornjo Kostrivnico in v grapi Črna šola, okoli 0,5 km zahodno od Zgornje Kostrivnice. Od treh tipov mineralne vode se je primarni mineralni vodi najbolj približeval Donat z okoli 8 g/l raztopljenih mineralnih snovi, Styria s 6 do 7 g/l in Tempel s 3—4 g/l pa sta bila produkt bolj intenzivnega mešanja s podtalnico.

Rogaška mineralna voda je prvotno pritekala na površje v naravnih izvirih. Raziskovalne vrtnice so pokazale, da je vodonosni horizont andezitni tuf, oziroma zdrobljene in intenzivno razpokane cone ob stranskih prelomih, ki potekajo prečno na donaški in šoštanjski prelom.

Vodonosni andezitni tuf prekriva krovna plast neprepustnih kamenin, katerih debelina se povečuje proti severu do sredine terciarne sinklinale, kjer doseže največjo debelino. Prečni prelomi so razkosali to cono v številne bloke, obenem so zdrobljene cone ob teh prelomih v andezitnem tufu vodonosne. Čeprav sekajo prečni prelomi donaško dislokacijo na severu in šoštanjski prelom na jugu, ter segajo proti severu v prepustne karbonatne kamenine Boča, pronica le malo vode v globino. Prav zato je izdatnost mineralnih vrelic v Rogaški Slatini in okolici majhna. Največje količine mineralne vode so bile doslej zajete v vrtini V-3/66 severno od Podplata, ki je že blizu zahodne meje širšega območja mineralnih vrelic. Vsa ostala zajetja imajo veliko manjšo izdatnost. Vrtina G-3/66 v Zgornjem Gaberniku daje 13 l/min., V-6/67 v Rogaški Slatini okoli 60 l/min., Sč-3/67 pri Sečovem pa okoli 25 l/min. Verjetno je za večjo izdatnost vrtine V-3/66 vzrok v tem, ker je locirana ob prečnem prelomu, ki ima na severu stik s karbonatnimi kameninami zahodnih podaljškov Boča. vzdolž tega preloma se pojavljajo izviri mineralne vode v Zgornjem Gaberniku in pri vili Rozalija.

V globokih vrtinah zajeta mineralna voda ima višjo temperaturo. Najvišja temperatura 30 °C je v vrtini V-3/66, kjer je zajeta mineralna voda v globini 578,0 m. Zaradi velikih količin CO₂, prostorninsko razmerje med mineralno vodo in CO₂ je 1:20, znaša npr. v vrtini V-3/66 pritisk 21,5 kp/cm². Temperatura 30 °C je bila izmerjena na ustju vrtine že po ekspanziji plina v vrtini, kar kaže, da je v globini še za nekaj stopinj C višja temperatura. Mineralna voda nastaja v andezitnem tufu, zato ima

tako pestro sestavo raztopljenih mineralnih snovi. Plin CO_2 nastaja po rezultatih raziskav Inštituta Jožef Stefan v karbonatnih kameninah pri temperaturi 50 do 90 °C. Dotok vode s površja je možen le od severa, to je z Boča, ki sestoji v glavnem iz karbonatnih kamenin. Z južne strani se pojavljajo prve karbonatne kamenine šele na Rudnici, ki je oddaljena okoli 8 km, vmes pa jih prekrivajo več kot 1000 m debele terciarne neprepustne plasti. Razen tega sestoji triadna podlaga južno od šoštanjanskega preloma iz psevdoziljskega skrilavca, ki proti zahodu pride na površje južno od Smarja pri Jelšah. Ta skrilavec tvori skupaj s terciarnim pokrovom neprepustno bariero, ki zapira vrečno območje z južne strani do globine, ki je večja od 700 m, kar je dokazala vrtina B-1/65 v Rogški Slatini. Skrilavec se prične v globini 495,0 m. Če predpostavljamo, da je njegova možna debelina do 500 m, kar je bilo ugotovljeno drugod v Sloveniji, potem lahko sega do globine okoli 900 m. V vrtini B-1/65 so plasti skrilavca nagnjene. Zaradi takih razmer je možno, da sega neprepustna bariera vsaj do globine 900 m, čeprav je bil skrilavec pred odložitvijo terciarja delno erodiran.

Z nadaljnjimi raziskavami bo treba določiti lokacije za nova zajetja, ki pa bodo morala biti med seboj ločena, da ne bi bilo medsebojnih škodljivih vplivov, kot je to primer na ožjem območju mineralnih vrečev v Rogški Slatini. Če tudi dodatna zajetja ne bodo zadoščala, bo treba na posameznih lokacijah omogočiti bogatenje podtalnice v vodonosnih conah, kar dovoljuje zelo visoka vsebnost raztopljenih mineralnih snovi.

5.2. Radenska Slatina (povzeto po L. Žlebniku, 1972)

Območje Boračeve, Radinec in Petanjec je geološko in hidrološko že dokaj raziskano. Vodo so pričeli zajemati s plitvimi vrtinami konec 19. stoletja. Do druge svetovne vojne so izvrtali okoli 30 vrtin do globine 20 do 36 m, le vrtina na Radenskem vrhu je globoka 100 m.

Leta 1965 so se pričele nove raziskave, s katerimi naj bi ugotovili, koliko horizontov mineralne vode je na območju Slatine Radenci, v katerih globinah so, njihovo izdatnost, razsežnost v prostoru, piezometrično gladino, kemično sestavo raztopljenih snovi in temperaturo vode.

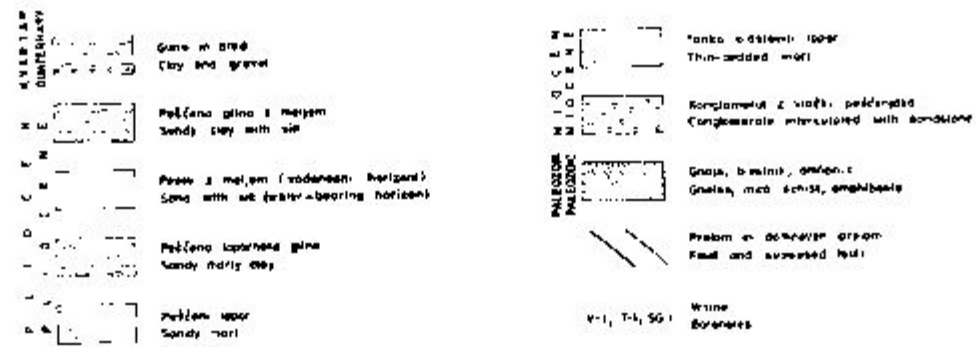
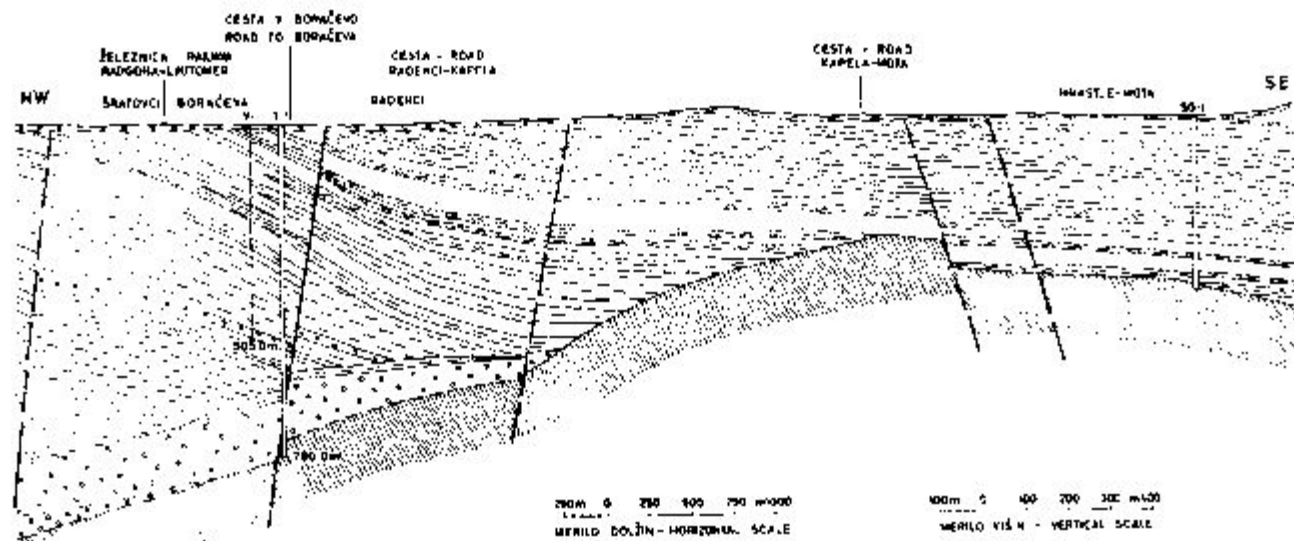
V letih 1965 do 1972 je bilo izvrtanih prek 30 raziskovalnih vrtin, od katerih je vrtina T-1, locirana v bližini Boračeve, globoka 780 m, in 6 eksploatacijskih vodnjakov, ki dajejo skupaj okoli 40 m³/h mineralne vode. Vrtine kažejo, da leže pod 6 do 10 m debelimi mlajšimi kvartarnimi naplavinami terciarne plasti gline, peska in redkeje peščenega proda. V peščenih plasteh so bili ugotovljeni horizonti mineralne vode in so bili tudi zajeti.

Geološki pregled. Najstarejše plasti so bile v Radencih ugotovljene v vrtini T-1, in sicer paleozojski metamorfni skrilavci v globini 737,50 m. Sestojе iz biotitnega blestnika, gnajsa in amfibolovca. Direktno na paleozojskih metamorfnih skrilavcih leže tortonske plasti. Tudi te plasti je prevrtala vrtina T-1 v globini 626,0 do 737,50 m. Sestojе iz tenko plastovitega peščenega laporja, kremenovega konglomerata in peščenjaka. Na površje prihajajo okoli 20 km zahodno od Radinec ob robu Apaške kotline pri Vratji vasi.

Na tortonskih leče sarmatski in spodnjepliocenski sedimenti. V spodnjem sarmatu prevladuje lapor in peščen lapor s tankimi vložki pešče-



Sl. 8. Močan curek mineralne vode, speljan iz vrtine V-3 66 70 v Rogaški Slatini
Fig. 8. Strong mineral water jet led away from the borehole V-3 66 70
at Rogaška Slatina



Sl. 9. Vzdolžni geološki preseki čez Radence
Fig. 9. Longitudinal geological section across Radenci

njaka, konglomerata in peska. V zgornjem sarmatu ter spodnjem pliocenu nastopajo lapor, pesek, peščeni lapor in peščenjak. Plasti peska so debele do 50 m. Na površju se pojavljajo te plasti v gričevju med Podgorjem in Čročnjevcem pri Gornji Radgoni.

Najmlajše terciarne plasti pripadajo srednjemu in zgornjemu pliocenu. Sestojе iz glin, peščene glin, peska in peščenega proda. Debele so 5 do 35 m. V Boračevi in Šratovcih segajo 100 do 180 m globoko, v Radencih pa celo do 288 m. Glina vsebuje vložke organske glin in 0,5 do 1,5 m debele plasti lignita. V peščeni glini so pogostne apnene konkrecije.

Terciarne plasti prekrivajo kvartarni sedimenti, in sicer je bil v njihovem spodnjem delu odložen murski prod s peskom in meljem, zgornji del kvartarja pa sestoji iz peščene glin, peska in peščenega melja.

Radenci leže na tektonski enoti soboške grude, ki sestoji iz paleozojskih plasti, prekritih s terciarnimi sedimenti debeline največ 1000 m. Razprostira se v smeri jugozahod-severovzhod od Maribora proti Murski Soboti. Severozahodno od te grude poteka vzporedno podolgovata ozka radgonska depresija, zapolnjena s 1000 do 2000 m debelimi terciarnimi plastmi. Proti jugovzhodu prehaja soboška gruda v prostrano ljutomersko sinklinalo, kjer so terciarne plasti debele 3000 do 4000 m.

Zgradba terciarnih plasti je dokaj zapletena. Seizmične in gravimetrične raziskave ter novejšje raziskovalne vrtnje kažejo, da so pliocenske in sarmatske plasti položno nagnjene proti jugovzhodu, tortonski konglomerat in peščeni lapor, ki ležita na paleozojskih skladih, pa v nasprotni smeri (sl. 9).

Terciarne in paleozojske plasti sokajo po podatkih geološkega kartiranja, seizmike in vrtnj prelomi, ob katerih so skladi premaknjeni za več 10 m. Ti prelomi potekajo vzporedno z mejami posameznih grud in so strmo nagnjeni ali navpični. Predterciarna soboška gruda se dviga skupaj s terciarnim pokrovom ob vzporednih prelomih proti Kapeli, kjer je teme grude, nato se ob prelomih spušča stopničasto proti osi ljutomerske sinklinalne. Prelomov ni mogoče zanesljivo ugotoviti, čeprav so jih nakazale geofizikalne raziskave, ker prekrivajo terciarne plasti v gričevju debele plasti preperine, v ravnini ob Muri pa kvartarni sedimenti. Doslej izvrtane raziskovalne vrtnje so z gotovostjo nakazale prelom, ki poteka od naselja Ptujška cesta v Slovenskih goricah prek Boračeve in Petanjcc. Ob tem prelomu so plasti premaknjene za 25 do 50 m.

Starejše miocenske plasti nahajamo na krilih soboške grude, na temenu pa manjkajo. Možno je, da sploh niso bile odložene, ali pa jih je odstranila erozija. Na temenu so zastopani le panonski in mlajši miocenski sedimenti, kar dokazujejo raziskovalne vrtnje.

Hidrogeološke razmere. Številne raziskovalne vrtnje, izvrtane v letih 1965 do 1972, kažejo skupno s podatki detajlnega geološkega kartiranja, da je v okolici Radince več vodonosnih horizontov z mineralno vodo. Kvartarni prod je prepojen s podtalnico, izjemoma pa vsebuje tudi mineralno vodo tam, kjer prihaja v stik s terciarnimi peščenimi plastmi, ki vsebujejo mineralno vodo. Do leta 1965 so izkoriščali v Radencih, Boračevi in Petanjccih mineralno vodo v plitvih zajetjih v kvartarnemrodu in delno v pliocenskem pesku. Že prve raziskovalne vrtnje v Boračevi so pokazale

v pliocenskih in miocenskih plasteh deset tanjših in debelejših peščenih plasti z mineralno vodo do globine 313 m. Kasneje je vrtina T-1 šla skozi porozne plasti tudi globlje, vendar je dala v plasteh peščenjaka in konglomerata v glavnem CO₂, medtem ko je mineralne vode malo.

Leta 1970 in 1971 so raziskovalne vrtine pokazale, da se vodonosne plasti nadaljujejo od Boračeve proti Šratovcem in na nasprotni strani jugovzhodno proti Rihtarovcem. Vodonosne plasti, ki so pri Šratovcih v globini 75 do 140 m, so v Rihtarovcih že v globini 178 do 280 m. Ob prelomu so vodonosne plasti med Boračevo in Šratovci spuščene za 50 m. Vodonosne peščne plasti so nagnjene proti jugovzhodu. Po podatkih vrtin padajo plasti med Šratovci in Radenci pod kotom 4–5°. Njihova izdatnost je odvisna od njihove poroznosti in debeline ter od količine raztopljenega plina (CO₂). Po podatkih raziskav naraščata z globino temperatura in pritisk v horizontih mineralne vode. Z globino narašča tudi količina raztopljenih mineralnih snovi.

Terciarni plasti, ki vsebujejo mineralno vodo, se dvigajo proti Šratovcem in Orehovcem, torej proti severozahodu. V isti smeri pada tudi količina mineralnih snovi v vodi posameznih vodonosnih horizontov, medtem ko narašča z naraščajočo globino vodonosnih horizontov proti jugovzhodu. Iz tega sledi, da se vodonosni pešeni horizonti napajajo iz vrhnje prodne plasti na območju Šratovci-Mele.

V starih plitvih zajetjih se zaradi prevelikega izkoriščanja mineralne vode znižuje koncentracija mineralnih snovi, ker se poruši naravno ravnotežje med količino mineralne vode, ki prihaja iz primarnih vodonosnih plasti v kvartarni prod, in podtalnico v okolici. V globokih zajetjih, ki nimajo direktne zveze s podtalnico, bi prišlo do negativnih vplivov le v primeru, če bi eksploatacija daljšo dobo presegala naravni dotok iz območja napajanja. Zato je naloga nadaljnjih hidrogeoloških raziskav, da dajo odgovor na problematiko radenskih mineralnih vrelcev v zvezi z ohranitvijo ravnotežja med nastajanjem in kvaliteto mineralne vode na eni strani ter uporabo na drugi strani.

5.3. Nuskova na Goričkem

Leta 1967 je v Nuskovi INA-Nafta Lendava zajela mineralno vodo z dvema plitvima vrtinama v neposredni bližini starega zajetja. Iz ene od obeh vrtin je leta 1968 iztekala manjša količina mineralne vode, ki jo je uporabljalo okoliško prebivalstvo.

Leta 1968 in 1969 je izvrtal Geološki zavod Ljubljana 5 vrtin na levem in 2 vrtini na desnem bregu Ledave.

Raziskave so pokazale, da vsebuje mineralno vodo miocenski apnenčev peščenjak, debel 2 do 15 m. Vodonosna plast pada položno pod kotom 5–10° od severozahoda proti jugovzhodu. Izdatnost vodonosnega horizonta se od vrtine do vrtine menja. Odvisna je od prepustnosti in debeline vodonosne plasti ter niha med 8 l/min. do 180 l/min. V 4 vrtine so bile vgrajene plastične cevi. Od leta 1969 se je izdatnost stabilizirala in so kontrolne meritve v sušni dobi pokazale, da bi bilo možno izkoriščati najmanj 11 m³/h mineralne vode.

Raziskovalne vrtnice so zajele površino okoli 0,5 km². Širše vrečno območje ni bilo raziskano, zato bo treba z nadaljnjimi raziskavami določiti njegov obseg, zaloge mineralne vode in količino, ki jo bo možno izkoriščati.

6. Termomineralni vreli v Prekmurju in Slovenskih goricah

Termalno vodo v Prekmurju so odkrili pri vrtanju, ko so iskali nafto. Najprej je pritekla iz vrtnice Mt-1 v Moravcih pri Murski Soboti pri nastreljevanju miocenskega peščenjaka. Sledile so raziskave termalne vode še v drugih vrtnicah v okolici Murske Sobotice, Lendave in Ljutomeru. Po podatkih raziskovalnih vrtnic za nafto se terciarne prepustne plasti proti jugu nadaljujejo na Ptujsko polje, na severu pa na Goričko, kjer prihajajo na površje.

Termomineralna voda je akumulirana v mlajših terciarnih plasteh kot reliktna voda. Njene zaloge niso neizčrpne in jo bo treba prav zato racionalno izkoriščati. Napajanje poroznih peščenih plasti je možno le z Goriškega.

Termomineralno vodo izkoriščajo v Moravcih pri Murski Soboti, Petišovcih pri Lendavi in Banovcih pri Ljutomeru.

6.1. Moravci pri Murski Soboti

Poleg vrtnice Mt-1 v Moravcih imajo še vrtnico MS-3 v Mlajtincih in rezervno vrtnico Mt-2 pri Rimski Čardi. V vrtnico Mt-1 priteka termomineralna voda po nastrelitvi iz globine 1115 m do 1234 m. Skupno je na tem odseku perforirano 30 m v slabo vezanem peščenjaku. Voda vsebuje nad 5 g/l CO₂ in ima temperaturo 72 do 75 °C.

V vrtnici MS-3 v Mlajtincih je voda zajeta na odseku 1221 m do 1241 m v enakem peščenjaku kot v vrtnici Mt-1. Skupno je bilo perforirano 7 m. Voda vsebuje CO₂ in ima temperaturo 62 do 64 °C.

Rezervna vrtnica Mt-2 pri Rimski Čardi je bila perforirana v globini 881 m do 883 m v enaki plasti kot vrtnica Mt-1 v Moravcih in v globini 1247 m do 1251 m. Voda vsebuje CO₂, njena temperatura pa je nižja kot v ostalih dveh vrtnicah in znaša 55 °C.

Skupna izdatnost vseh treh vrtnic ni bila točno ugotovljena. Po približni oceni doseže okoli 50 m³/h. Z nastrelitvijo celotnega zgornjega vodonosnega horizonta bi bilo možno izdatnost povečati, vendar je treba vzporedno ugotoviti optimalno količino, da bi akumulirane rezerve trajale čim dlje. V poletni sezoni porabijo dnevno okoli 500 m³ vode, medtem ko se pozimi poraba zmanjša.

6.2. Petišovci pri Lendavi

Termalna voda s temperaturo 55 °C teče iz naftne vrtnice Pt-20, nastreljene v globini 817 m do 822 m. Je nizko mineralizirana in vsebuje CO₂ le v sledovih; zato se preliva iz vrtnice na koti terena le 2,4 m³/h. Ta količina je premajhna in jo za potrebe rekreacijskega bazena povečujejo s črpanjem. Vodonosni horizont so pliocenske rhomboidee plasti. V bližini vrtnice Pt-20 je perforirana v istem vodonosnem horizontu še vrtnica Pt-18.

6.3. Banovci pri Ljutomeru

V Banovcih nastaja tretji center ob zajetju termalne vode v vrtini Ve-1 v globini 1358—1363 m ter v vrtini Ve-2 v globinah 1175—1188 m, 1530 do 1542 m, 1565—1570 m in 1649—1651 m. Vodonosni horizont so peščene rhomboidea plasti. Temperatura termalne vode je 55 °C in ne vsebuje CO₂. Pod pritiskom se preliva na koti terena okoli 5 m³/h. Za potrebe rekreacijskega bazena je termalno vodo treba črpati. Zaloge vode niso bile ocenjene.

V bodoče bo treba zbrati in obdelati vse podatke naftnih vrtin in drugih geoloških ter geofizikalnih raziskav, da bi mogli označiti območja, kjer je pričakovati horizonte termalne vode. Oceniti bo treba zaloge termalne vode in šele na tej podlagi določiti njeno smotrno uporabo. Sedaj vrtajo globoko vrtino pri Ptujju in raziskujejo vrtino Ko-1 7 km severno od Ormoža.

Thermal and Mineral Springs of Slovenia

Anton Nosan

Contents

Abstract	47
1. Introduction	47
2. General characteristics of thermal and mineral waters of Slovenia, and their regional distribution	48
3. Thermal water sources from carbonate rocks	48
3.1. Thermal springs in the Ljubljana and Radovljica Basins	49
3.2. Thermal springs in the eastern extension of the Karavanke Mountain Range	50
3.3. Thermal springs in the Sava Folds	50
3.4. Thermal springs in the Krka Valley	51
4. Summary description of hydrogeological exploration of thermal springs in carbonate rocks	51
4.1. Bled	51
4.2. Pirniče below Smarna Gora	52
4.3. Topolščica	52
4.4. Dobrna	53
4.5. Trbovlje	56
4.6. Himske Toplice	56
4.7. Laško	57
4.8. Podčetrtek	60
4.9. Dolenjske Toplice	63
4.10. Šmarješke Toplice	65
4.11. Topličnik	67
4.12. Cateške Toplice	68
5. Hydrogeological Investigations for Mineral Waters	71
5.1. Rogaška Slatina	71
5.2. Radenska Slatina	76
5.3. Nuškova	78
6. Thermomineral water in Prekmurje and Slovenske Gorice	78
6.1. Moravci near Murska Sobota	79
6.2. Petišovci near Lendava	79
6.3. Banovci near Ljutomer	79
References	80

Abstract

Thermal and mineral waters of Slovenia occur mainly in its north-eastern and central part. The paper deals with 22 thermal, 3 thermomineral, and 9 mineral water occurrences. Most of these occurrences have more than one spring in each occurrence, only a few have just one spring.

According to temperature the thermal springs can be grouped under three categories. The springs of the first group have temperatures ranging from 18 to 25 °C (ten occurrences), those of the second group 25—35 °C (six occurrences) and of the third group 35—64 °C (six occurrences). Their main particularities are the constant temperatures and discharge rates, and a dissolved solids content of up to 0,5 grams per litre of water, originating mainly from Triassic dolomite. The source of water supply is meteoric water; the hot springs are associated with secondary faults running at right angles to the main faults.

The thermomineral waters, having temperatures 55 to 75 °C, are accumulated in Tertiary beds as connate waters. They have been found during exploration for oil in depths ranging from 800 to 2000 metres.

Mineral waters rise to the surface from Tertiary sediments. Their discharge rates are essentially lower than those of the thermal springs. The mineral waters are recharged from meteoric water. Their high CO₂ content is considered to be released from carbonate rocks. The higher dissolved solids content, amounting up to 10 grams per litre of water, indicates a slow underground water flow.

According to the preliminary results of the hydrogeological studies shallow wells having been affected by ground water were abolished and deeper discharging wells were completed in the past two decades. In this way larger outputs of thermal and mineral waters were gained and the influence of ground water was eliminated. At present there are nine well developed thermal springs in Slovenia. Remarkable results were obtained at Cateške Toplice, where the wells yield up to 120 litres per second of water at 60 °C, and at Radenci and Rogaška Slatina, where the water is used on a large scale for medical, bathing, and drinking purposes. In 1972 the sale of bottled mineral waters from these springs amounted to three hundred million litres.

The investigations have to be continued; up to now they gave new data about the origin of the thermal and mineral springs, and are a reliable basis for programming and execution of the necessary further works.

1. Introduction

Slovene thermal and mineral springs are regarded as important natural resources. Their healing power has been recognized long ago; archaeological findings at Rimske Toplice prove that a spa existed there in Roman times. Historians suggest the same for the Rogaška Slatina mineral springs, while the Radenci springs have been found hundred forty years ago.

The water supply existed until recent times of shallow wells only. As the thermal and mineral waters appear in the valley beds of rivers and

rivulets, the shallow wells were influenced more and more by the ground water. Therefore the temperature of the thermal water dropped and the mineral water properties did not correspond to the increasing demand.

The deteriorated state of the shallow wells was the reason for starting systematical investigations of the primary water-bearing beds in greater or lesser depths beyond the zones influenced by the ground water and surface water flows.

Basic hydrogeological exploration was completed in Dolenjske Toplice, Šmarješke Toplice, Laško, Rimske Toplice, Dobrna, Topolšnica, Trbovlje, Podčetrtek, Bled, Pirniče and Nuskova. In more detail were investigated the water-bearing strata of Čateške Toplice, Radenci and Rogaska Slatina (Fig. 1). Chemical analyses of the mineral and thermal waters were carried out too and will be published later in the papers dealing with particular spring areas.

It is specially necessary to acknowledge the activity of the Boris Kidrič Foundation, whose support by cofinancing and loans was of essential impact in resuming the exploration of thermal and mineral waters of Slovenia.

2. General characteristics of thermal and mineral waters of Slovenia, and their regional distribution

In Slovenia there are two types of thermal waters, that differ in origin and in physical and chemical properties as well. The first type represent the well-known thermal springs with water rising to the surface from dolomites and limestones for longer times already, and being generally considered as permanent water sources. In properly constructed supply borehole installations their yield and water temperature are constant. Their water contains up to 0.5 grams per litre of dissolved solids. This low content of dissolved mineral matter, as well as its constant composition, indicate an underground circulation of waters, which permeate from the surface to the underground, are heated by geothermic energy, and rise to the surface usually through fissured zones associated with faults. During exploitation of such thermal sources it was found that springs of higher temperatures appear in the vicinity of deep faults and their temperature depends on the extension of the thermal zones, the lithological composition and position of the water-bearing beds, and on their insulation against the earth surface. Wherever water-bearing carbonate rocks are outcropping, the thermal water is cooled in the shallow subsurface due to contact with ground water and air. Usually the influence of the cooling factors extends deeper than the zone of annual temperature variations, depending on the extension of the pervious zones and their permeabilities. The pervious rocks are usually saturated with cold ground water. Therefore besides the main thermal springs with highest temperatures, secondary springs are found as well. Their temperatures may be sometimes for some tens of degrees lower than those of the main springs.

The cold ground water that fills the porous zones in dolomites maintains the piezometric level of the thermal springs. The thermal water

rises from the underground through the most permeable parts of the water-bearing zones. The yield of the thermal springs depends on the piezometric level of the cold ground water at a given elevation. Due to the low average permeability coefficient of the dolomite ($k = 1 \cdot 10^{-4}$ cm/sec) the annual variations in the discharge rate of thermal springs in dolomites do not vary for more than 10 percent. This holds for the natural flow of thermal water to the surface. The common characteristic of this first type of Slovenian thermal water sources is that their main aquifer is dolomite; only Dobrna might be an exception.

The second type of Slovenian thermal waters is recorded as thermo-mineral water, found during exploratory drilling for oil in Moravci, Petišovci and Banovci (Fig. 1). They contain ten grams of dissolved solids per litre of water, and are accumulated in sandy Younger Tertiary beds. Due to the considerable depth of water-bearing beds a natural recharge is possible only from limited catchment areas. Therefore in this type of waters the question of their rational use, based on a true assessment of exploitable reserves, is of highest importance.

Mineral water springs occur in Prekmurje, in the Slovenske Gorice hills, and in the surroundings of Rogaška Slatina (Fig. 1). The mineral waters are essentially springs of thermo-mineral waters, cooled while rising towards the earth's surface. This can be proven by the higher temperature of the same waters when measured in bore holes. In the surroundings of Rogaška Slatina and Radenci, in depths of 300—600 metres, temperatures of 30—40 °C have been measured while the springs at the surface were of average annual temperature of the surroundings.

3. Thermal water sources from carbonate rocks

Thermal springs from carbonate rocks are closely related to the tectonic structure of their surroundings; accordingly they can be divided into more groups.

3.1. Thermal springs in the Ljubljana and Radovljica Basins

The common characteristics of the thermal springs of this group are their appearance at the surface near shallow secondary faults, usually in distances of a few kilometres from the main faults; and secondly their low temperature between 19 and 28 °C. It is considered that the normal geothermal gradient is the only source of heat for most of our low-temperature springs. For example, during drilling in Bled the water temperature was measured 19 °C at a depth of 550 metres. Therefore in Bled the geothermal gradient is lower than average. The low temperature of the springs indicates a low geothermal gradient and low primary temperatures rather than an influence of cold ground water.

To this group of thermal springs belong besides those of Bled also the springs in Zgornja Besnica, Spodnje Pirniče below Šmarja Gora, Hotavlje in the Kopačnica Valley, and Furlanove Toplice near Vrhnika. The main data about these springs are given in Table 1.

Table 1.

Thermal springs in the Ljubljana and Radovljica Basins

Site	Temperature °C	Discharge rate litres per second	Aquifer
Bled	19—22	12—14	dolomite
Zgornja Besnica	21	1,5—2	dolomite
Spodnje Pirniče	19,5—23	5—8	dolomite
Hotavlje	21	5	dolomite
Furlanove Toplice	21	15	limestone

Basic exploration was carried out in Bled and Spodnje Pirniče only.

3.2. Thermal springs in the eastern extension of the Karavanke Mountain Range

The thermal springs of this second group rise to the surface along secondary faults occurring between the Šoštanj and Smrekovec main faults. Their temperatures are in average higher than those of the first group (Table 2). The temperatures of the two springs in the west, Topolštica and Dobrna, are higher, because the springs are situated at the contact of impervious Tertiary rocks and Triassic limestone and dolomitized limestone. The characteristics of the springs in Stranice and Zbelovo near Poljčane are similar to those of the thermal springs of the first group.

Table 2.

Thermal springs in the Eastern Extension of the Karavanke Mountain Range

Site	Temperature °C	Discharge rate litres per second	Aquifer
Topolštica	29—31	20	limestone
Dobrna	33,5—36	6,5—8	limestone
Stranice	21	20	dolomite
Zbelovo	18,5	4,5	dolomite

Basic exploration was carried out in Topolštica and Dobrna only.

3.3. Thermal springs in the Sava Folds

The thermal springs of the third group appear in the Sava Folds region. In the boundary zone between the Sava Folds and the foothills of the Kamnik Alps are the thermal springs Vaseno in the Tuhinj Valley, and at Podlog near Šentpeter in the Savinja Valley. All other thermal springs of this group, being also of higher importance, are situated along the Laško Synclinorium. From west to east follow Izlake, Trbovlje, Rimske Toplice, Laško, and Podčetrtek (Table 3).

Table 3.

Thermal springs in the Sava Folds

Site	Temperature °C	Discharge rate litres per second	Aquifer
Vaseno	21—28	20	dolomite
Podlog	18—21	5—16	limestone/dolomite
Medijske Toplice	21—23	6	dolomite
Trbovlje	32	12	dolomite
Rimske Toplice	36—41	6	dolomite
Laško	34,3—39,5	18	dolomite
Podčetrtek	34—37	25	dolomite

Basic hydrogeological exploration was carried out in Trbovlje, Rimske Toplice, Laško and Podčetrtek.

3.4. Thermal springs in the Krka Valley

The greater part of the thermal springs in the Krka Valley occurs on the right bank of the river, below the slopes of the Gorjanci hills: Dolenjske Toplice, Topličnik near Kostanjevica, Buševa Vas, and Čateške Toplice. Only Šmarješke Toplice and Klevevž are situated on the left bank of the Krka river (Table 4).

Table 4.

Thermal springs in the Krka Valley

Site	Temperature °C	Discharge rate litres per second	Aquifer
Dolenjske Toplice	32—38,4	20—21	limestone, dolomite
Šmarješke Toplice	28—34,5	40	limestone; dolomite
Klevevž	22	6	dolomite
Topličnik near Kostanjevica	21—28	30	limestone; dolomite
Buševa Vas	26—28	30	limestone; dolomite
Čateške Toplice	57—64	110—120	dolomite

Basic and informative exploration was carried out in Dolenjske Toplice, Šmarješke Toplice and Topličnik; Čateške Toplice were studied in detail.

4. Summary description of hydrogeological exploration of thermal springs in carbonate rocks

4.1. Bled

Till the year 1958 only the temperatures and discharge rates were measured of the spring in Hotel Toplice and of the secondary springs in its surroundings. These measurements were followed by drilling of 4 shallow bores, pumping tests, and thermologging of the bores in 1958. During 1967

and 1968 eight additional shallow bores and one deep well were drilled. The latter struck inflows of thermal water in the depth interval between 546.0 m to 588.0 m, with a yield of 7 litres per second of water of a temperature 19 °C.

The surroundings of Bled consist of Permian, Triassic, Tertiary, and Quaternary rocks. The deep well indicated the following rocks and their apparent thicknesses: from the surface to 60.0 m Quaternary lacustrine and glacial sediments, to 106.0 m Oligocene marine clay, and to 546.0 m grey dolomite. To 577.6 followed dark grey limestone representing the main aquifer, and finally dark grey dolomite to the bottom of the well at 587.6 m. Of interest is the Oligocene marine clay in the well, as it is not encountered in the surroundings of Bled, being everywhere covered by overlying Quaternary sediments.

In the surroundings of Bled there are many faults of NW-SE direction. Along one of these faults the thermal water found its way to the surface. It is probable that the well penetrated this fault as well, as is indicated by the intensively fissured and broken dolomite and limestone.

In the surroundings of the thermal springs in the Hotel Toplice there are two aquifers bearing thermal water. The shallow one is represented by the Quaternary lacustrine sediments, with small quantities of thermal water in the gravel. From these beds the thermal water percolates into a few springs of low yield over an area of about 15 hectares. The highest temperature amounting to 21 °C was found in a dug well at Starč's. Into this shallow aquifer the thermal water flows from the Triassic dolomite, probably along its contact with the Oligocene marine clay.

4.2. *Pirniče below Šmarna Gora*

Till the year 1972 the discharge rate and temperature of the spring was measured periodically. Data from these measurements vary in discharge rate from 6 to 8 litres per second, and in temperatures from 18 to 23 °C. In 1972 three reconnaissance bores were drilled, which indicated that the thermal water rises from the depth along the contact of Triassic dolomite and impervious Tertiary marl. The carrier of the thermal water is a fault in NW-SE direction. The highest temperature was measured in the bore V-2/72 amounting to 20.5 °C. This temperature is for 2.6 °C lower than the temperature of the spring during the extremely arid summer of 1971. Therefore it can be assumed that the thermal water is mixed with cold ground water in the shallow zone before rising to the surface. As the spring is situated near the town Ljubljana, it would be worthwhile to continue exploring, and to separate the thermal water from the ground water.

4.3. *Topolščica*

The exploration started in 1970. The surroundings of the thermal spring were hydrogeologically mapped in scale 1 : 10 000. Simultaneously observations and measurements were carried out on all springs encountered in the mapped area. In this way it was found that the discharge rate

of the thermal spring, at average ground water level, amounts to 30 litres per second at a temperature of 31 °C.

Surveys of the surface were followed by drilling of 5 bores, that furnished data about the geological structure of the thermal springs' hinterland, as well as indications about hydrogeological relations down to the depth of 220 metres.

Subsequently, in 1972, water was coloured at the swallow holes near the rivulet Strmina, at an altitude of about 500 m. The tracer colour reappeared after 45 hours in a cold spring near the thermal spring, and after 70 hours, very diluted, in the thermal spring itself. The distances from both the thermal and cold spring to the swallow hole amounts to 1.1 km, the difference in altitude being 130 metres. The surroundings of the thermal spring Topolštica consist of sediments of Quaternary, Tertiary, Triassic, and Younger Paleozoic age. Quaternary sand, gravel, and silty clay fill the valleys of the rivulets; the mountain slopes are mantled by scree. Tertiary is represented by Pliocene sediments and Oligocene marine clay with andesite tuff intercalations. In the Šaleška Dolina Pliocene lignite beds are spread over a wide area. Triassic limestone, dolomite, shale, limestone with chert, and conglomerate are hydrogeologically the most important rocks. Limestone and dolomite represent the main aquifer of thermal and drinking water in Topolštica. The Paleozoic beds consist of the Permian grey limestone, accompanied by conglomerate, quartz sandstone, and shale, and of the Carboniferous shale and quartz conglomerate.

The thermal spring Topolštica is closely related to the fault, where impervious or nearly impervious Tertiary strata are in contact with Triassic limestone. The thermal water rises to the surface through fissures of transverse direction to the fault. In the immediate hinterland of the thermal spring the limestone is karstified. In it the thermal water is in connection with cold water. Due to such hydrogeological conditions the temperature of the water varies between 28 and 30.6 °C. The bores penetrated caverns, that were partly filled by clay. The thermal water rises from the underground in a particular zone only. The primary water flow could not be found by drilling. This will be the main task of the following exploration, that has to reach greater depths.

4.4. Dobrna

In the years 1963—1966 a hydrogeological survey was carried out in the scale 1:5000. Subsequently 6 bores were drilled to depths ranging from 120.0 to 650.4 m. The discharge rate in the old supply well was determined by pumping tests before drilling started. Depending on extraneous influences it varied from 5.88 to 6.64 litres per second of thermal water with a temperature of 38 °C, at an efflux altitude 367.3 metres. Simultaneously a quantity of 1.5 l/sec was flowing directly into the covered basin. The results of the exploratory bores were as follow: In bore V-1, situated immediately at the bathing establishment in the northwest of the well, in the depth interval from 0.0 to 175.0 m there

was limestone. The bore penetrated water-bearing fissures already in the depth of 2.35 m. They were in direct connection with the covered bathing basin, as drilling fluid was observed entering the thermal water in the basin.

Inflow of thermal water was observed in the complete interval from 2.5 to 50.0 metres, and in the depth 138.0 m as well. During drilling the interval from 11.0 to 50.0 m the drilling mud penetrated strongly into the thermal water well, and the water temperature decreased simultaneously, which indicates an interconnection between bore V-1 and the thermal well. When the bore reached the second thermal water inflow at 138.0 m, the water in the supply well became slightly muddy again. Pumping tests determined output and temperature of the thermal water in both water-bearing intervals of this well.

The bore V-2 was situated 30 metres in the east of the old supply well, with the intention to determine the thickness of the impervious marl overlying the limestone, and to try finding thermal water. The bore struck limestone at the depth of 26.0 m. Down to the final depth of 120.0 m no thermal water was found, but the temperature in the bore increased with depth up to 26.1 °C at the bottom of the bore. This indicated a geothermal gradient of about 1 °C per 12 metres, and suggested the adjacent thermal zone. The fissures in the limestone were filled by yellowish sandy clay. Traces of such clay have been found in water-bearing fissures in other bores as well, therefore it is allowed to assume that this yellowish sandy clay is a sediment of the thermal water.

The site of the bore V-3 was chosen according to the results of bores V-1 and V-2. It is 17 metres south of the old supply well in the inner courtyard of the bathing establishment. The impervious cover of Quaternary silty clay and Miocene marl reached a thickness of 16.7 metres, below it was limestone. The first inflow of thermal water occurred in the depth of 82.0 m in cavernous limestone. The pervious, fissured and partly cavernous zone continued to a depth of about 95 m. Pumping tests and thermologging indicated the highest temperature of the water 34 °C in the depth of 82.0 m.

The fourth bore V-4 was located about 12 metres northwest of V-1. Below a 3.0 m thick stratum of silty clay there was limestone up to the final depth of 120.0 m. There were no inflows of thermal water, but cold water was struck in the interval from 6.1 to 21.4 m depth, with temperatures 10.5 to 12.0 °C. By thermologging the temperature of the bore was measured, amounting to 12.5 °C at 3.0 m depth, and increasing steadily to 30.9 °C in 115 metres depth.

In a distance of 186 m southwest of the supply well the bore V-5 was drilled. Although situated in the immediate vicinity of outcropping limestone, it went from top to bottom at 260 m through sandy marl only.

The main purpose of drilling bore V-6 was to obtain data on hydrogeological and geothermal conditions in greater depths. The bore was situated only 45 metres from V-3, whose temperature was the nearest to the temperature of the old supply well. The bore penetrated sandstone and sandy marl, Oligocene limestone, and Triassic limestone with a few

dolomite layers. Surprising were the results of thermologging, which indicated a temperature of 45 °C in the depth of 200 m. During the pumping test at an output of 4 litres per second from the depth interval between 150 to 320 metres, at a drawdown of 30 metres, the temperature of 38.5 °C was measured.

The surroundings of Dobrna consist of Quaternary, Tertiary and Triassic rocks. The thickness of the Quaternary silty clay with rare gravel inclusion is between 3.5 and 8.5 metres. The Quaternary sediments are of greatest thickness in the Toplica river valley, in secondary rivulets they are thinner. Tertiary is represented by sandy marl, quartz sandstone passing into tuffite, limestone containing oyster remnants, and andesite with tuffs. The hills in the north and northeast of the thermal springs are built from sandy marl. This sandy marl is contiguous to quartz sandstone, that consists of quartz grains cemented by calcite; admixed in the sandstone are grains of mica, chlorite, and volcanic ash. The quartz sandstone is bordered on its southern side by Oligocene and Triassic limestones, which form the hill Kurjek. Triassic and Oligocene limestones are very similar, therefore it is rather difficult to define their boundary, especially in bores. Oligocene limestone differs from the other by containing oyster shells, and in some places Oligocene microfauna. Sandy marl belongs mainly to Tortonian, only its lower part to Helvetian; the quartz sandstone with tuff admixtures belongs to Lower Miocene, and probably to Upper Oligocene as well. The limestone with fossil remnants of oysters and tiny nummulites represents the basal beds of Tertiary underlain by Triassic limestone.

Detailed geological surveying ascertained in the vicinity of Dobrna two faults, important for the flow of thermal water to the surface. The older fault, of W—E direction, is distinguished at the surface by patches of Oligocene limestone in Lower Miocene sandstone. This older fault has been cut by the second fault of a SE—NW direction; along this fault the eastern flank sunk down. The fault plane is inclined towards northeast. Besides these two faults there are some smaller faults and fissures. One of these fissures is in Oligocene limestone in the immediate vicinity of the thermal springs. Both main faults have dissected an anticline, whose core in the west consists of Middle Triassic limestone.

The thermal water rises to the surface along fissures, that are in some places widened into caverns. The aquifer is limestone, enclosed by impervious rocks from all sides. Therefore the thermal springs originated in the immediate vicinity of the contact between limestone and sandy marl at the brink of the Toplica river valley. The bore V-6 struck a water-bearing cavern at the depth of 613.95 metres, which is connected with the shallow dug supply well for thermal water. The other bores indicate connections with the existing thermal water installations as well, but only the water in V-6 had the same temperature as that in the dug well. Therefore a direct connection between the cavern in the depth of 613.95 m and the well can be assumed, with a very high rising velocity of the thermal water. The warmest zone is in the depth of 120

to 320 metres, where the temperature of 45 °C was measured. As the impervious sandstone barrier encloses the limestone from the south, and as the warmest zone was detected in the south of the springs, it is very probable that the fault in the south of the thermal springs transmits the higher temperature from the depth. The warmest zone is in the limestone immediately below the sandstone.

The thermal zone is bordered in the north by cold water that drains into the limestone in the immediate hinterland of the thermal springs. This is indicated by the cooler water in the covered basin and by the lower temperatures inside the bores in the vicinity of the supply well. The stable temperature of the thermal water in the supply well indicates that the main channels carrying thermal water to the surface are insulated from the cold water in the shallow zone.

4.5. Trbovlje

Near the Cement Factory Trbovlje an exploratory bore was drilled in 1967. In the depth of 45.0 metres thermal water appeared from dolomite. The discharge rate was 12 litres per second at a temperature of 32 °C. The drilling site was chosen on the basis of an inflow of thermal water of negligible quantities, but of a temperature of 18 °C into the basement rooms of the Cement Factory. The carrier of the warm zone is a fault, striking from north to south, and dividing in the north of the bore the Trbovlje Coal Basin from the Zagorje Coal Basin.

4.6. Rimske Toplice

Rimske Toplice are the only Slovenian thermae where the thermal water emerges above the bottom of a valley. The difference in altitude is about 40 metres. There existed two shallow dug wells, which deteriorated considerably after 1956. The piezometric level dropped, and the thermal water stopped to flow to the bathing establishment. This was the reason for starting hydrogeological studies in 1958. Two bores were drilled.

Abundant thermal water was found in the depth intervals 64.65 to 72.75 m, and 76.70 to 87.95 metres of the bore B-1. Steel pipes of 113 mm diameter were installed to the depth 46.24 m, and steel pipes of 98 mm diameter from 40.0 to 95.0 m. The latter were subsequently perforated in the depth of both main thermal water aquifers. From 95.0 to 151.7 m the bore collapsed.

The bore B-2, 104.3 m deep, penetrated the main thermal aquifers in the depth intervals 49.8—61.8 metres and 68.9—72.8 metres, somewhat higher than the bore B-1. Steel pipes of a diameter 128 mm were installed from top to the depth 86.2 m, and perforated from 49.3 to 86.2 metres. Both bores were developed for exploitation. Pumping tests in bore B-1 yielded at a drawdown of 1.10 metres 450 litres per minute of water with a temperature 39 °C, whereas the highest temperature measured in the bore itself was 41 °C. Bore B-2 discharged 160 litres per minute of overflowing water at a temperature of 39 °C; by pumping at a drawdown of 2.70 m the bore yielded 800 litres per minute of water having a temperature of 39 °C.

The thermal water at Rimske Toplice is pumped from water-bearing dolomite which is enclosed from all sides by impervious rocks. It is of special importance that the dolomite is insulated against the valley of the Savinja river by impervious Carboniferous and Permian shales. Therefore the piezometric level of the thermal water, or the altitude of the water overflow respectively, are situated rather highly above the bottom of the Savinja river.

In the hinterland of the thermal springs the dolomite is saturated with cold water. From this water depend the hydrogeological conditions of the Rimske Toplice thermal region. In the last decade the piezometric level of the thermal water sunk first in the dug wells, and later in the supply boreholes. The total drop of the piezometric level since 1956 amounts to 3.0 metres. The thermal water level depends upon the pressure exerted by cold ground water accumulated in the dolomite in the hinterland of the thermal springs. It is supposed that either a damage occurred to the impervious shaly barrier, or that this barrier was lowered, which caused a drop of the piezometric level of the cold water. Consequently the piezometric level of the thermal water sunk as well, and reduced the discharge rate of the springs.

The decrease of the piezometric level of the thermae might have been caused partly by the deterioration of the old dug wells as well. Today the walls of these wells are not tight, and their bottoms, based on the dolomite, are in bad repair as well. Therefore it is necessary to seal up both old wells, as well as their immediate surroundings. In any case the causes for the decrease of the piezometric level should be found, so as to avoid irreparable damages to the thermal system.

4.7. Laško

The thermal springs of Laško are situated in the north of the Tertiary Laško basin. Due to the Oligocene coal beds, the vicinity of Laško has been in the past frequently geologically surveyed. Already in the second half of the former century the coal-bearing beds have been studied rather thoroughly, and for the interpretation of the geological conditions the Mesozoic and Paleozoic strata underlying the coal beds as well.

The Laško thermal water was for the first time made available for use in 1852. In 1936 the installations were so badly deteriorated, that repair was necessary. The average temperature of all thermal springs in 1936 amounted to 36 °C. All thermal springs with significant discharge rates were tapped separately and conducted to the main well dug down to dolomite. Due to the influence of both the Savinja river and the ground water in Quaternary gravel, the temperature of the thermal water decreased later from the original 36 to 34 °C. It was therefore decided in 1965 to perform hydrogeological studies, with the aim of tapping the thermal water in greater depths and to eliminate the influence of the Savinja river.

During the years 1965—1967 seven bores were drilled. The first three should give basic information about the extent of Triassic and Paleozoic

strata below the Quaternary alluvial deposits of the Rečica and Savinja rivers, and should indicate the most favourable drilling sites for deep wells in the area of water-bearing dolomite.

The bore V-4 was situated 33 metres NW from the old dug shaft (Fig. 2). It went through dolomite and penetrated a fault plane between dolomite and Permian sediments in the depth of 164 metres. The main inflow of thermal water was in the depth interval 98.0—115.0 metres. Pumping at a drawdown of 0.17 metres yielded 6 litres per second of thermal water at 39 °C; such a temperature had not been reached in Laško up to then. This bore was later reconstructed for exploitation. At a drawdown of about 1.5 metres its discharge rate is 12 litres per second at a temperature of 39.4 °C.

The bore V-5 was drilled about 90 m in the south of the bore V-4, and was 660.5 metres deep. Here the Quaternary sediments were 8.5 m thick, and down to the bottom of the bore followed Triassic dolomite (Fig. 2). Pumping tests, thermologging, and observation of piezometric levels conducted during drilling indicated the interval of highest temperature between 125 m and 145 metres. The piezometric level increased from the altitude 217.33 as the bore struck the first thermal aquifer in 60 metres depth to the altitude of 224.57 metres, as the bore struck thermal water in the depth of 492 metres. As the altitude of the outlet of the well casing is 220.78 m, the difference in piezometric levels caused overflow of 4.8 litres per second of thermal water having a temperature of 30.5 °C.

By drilling the bore V-6, about 80 m in the south of V-5, it was intended to study the contact between pseudozilian shale and dolomite. Geoelectrical measurements indicated the boundary between dolomite and shale below the Quaternary sediments. The contact was found in the depth of 106.8 m. The final depth of the bore was 153.6 m.

In the bore V-7, situated about 40 m SW of the bore V-6, it was expected according to the data from bore V-5, to find below the impervious shale thermal water, which would overflow from a depth of about 350 m. According to the dip of the shale-dolomite contact as found in the bore V-6, the same contact should be encountered in a depth between 300 and 350 metres. However, dolomite was found already at 161.7 metres depth. After drilling to the depth of 450 m without obtaining thermal water, the hydrogeological explorations in Laško were discontinued.

In the immediate surroundings of Laško the geological structure is favourable for free outflow of thermal water into the Savinja Valley. A belt of Carboniferous shale and sandstone spreads from west to east in the north of the thermal springs. Along the Carboniferous, some patches of Permian sandstone and Lower Triassic Scythian beds are found locally. The boundary between Permian and Lower Triassic has not yet been defined. In the bore V-4 a tectonic contact between Paleozoic and Triassic rocks has been found in the depth of 164 metres. The Triassic dolomite reaches to this depth. It is underlain by red Permian sandstone, passing into black Carboniferous shale in the depth of 260 m.

In the surroundings of the thermal springs Middle Triassic dolomite spreads over a wide area from west to east. The dolomite belt is up to 500 metres wide, but in some places its width amounts to only some tens of metres, somewhere it is even covered by younger strata. Due to its porosity it is a collector of thermal water. Along the faults the dolomite is broken and fissured. It is mainly of grey colour, somewhere also inclusions of dark grey or yellowish dolomite are found. Broken zones are numerous on the surface, and according to data obtained by drilling, in the underground as well. Their distribution is irregular, and they represent impervious lenses in the fissured dolomite. The dolomite is covered along its whole border in the south of the thermal springs by pseudozilian shale with intercalations of sandstone passing into tuffite. The shale is black and resembles the Carboniferous shale. The pseudozilian beds are disconnected by lenses and blocks of quartz keratophyre and tuff. On the southern flank of the anticline Tertiary beds were deposited, which extend westwards into the Laško coal basin.

The area of the Laško thermal springs belongs to the tectonic unit of the Sava folds. By surveying the immediate vicinity a significant fault trending W—E was defined (Fig. 2). Along it the Paleozoic beds have been brought in contact with Triassic dolomite. As the dolomite is covered in the southern part by pseudozilian sandy shale, the whole southern side can be considered to be a flank of an anticline. Its core form the Paleozoic beds in the northern fault side. Similarly a fault cuts the Tertiary sediments along the northern border of the Laško syncline. In this way the narrower locality of the Laško thermal springs is a dolomite block enclosed from the south and from the north by impervious shale and sandstone. The third fault, being transversal, extends very probably parallel to the Savinja river below the younger sediments, therefore concealed. It is however indicated by an unexpected narrowing of the dolomite belt just in the vicinity of the thermal springs area. On the left bank of the Savinja the dolomite belt is 500 m wide, but on the right bank, beyond the road Celje—Laško, only 50 metres. Its existence is reflected in morphological features of the area as well.

The thermal springs rise to the surface in the Savinja Valley, which is of lowest altitude in the dolomite belt. The total area where thermal springs of different temperature appear, covers some 1000 square meters.

In the bore V-4 the warmest zone was found in the depth interval 95 to 115 metres; simultaneously in this interval also the discharge rate was the largest, i.e. 9 litres per second at a drawdown of 1.5 m and at a temperature of 39.4 °C. By thermologging at this depth a temperature of 41 °C was measured.

The bore V-5 drilled through the warmest zone from 125 to 145 m, where the same temperature of 41 °C was measured. Temperatures 36.5 to 40 °C were measured down to the depth of 260 m, but below 350 m it amounted to 33.5 °C only. Even today smaller quantities of water with a temperature of 31.6 °C flow from this bore. The bore has been cased with 113 mm diameter steel pipes to the depth of 238.5 metres.

The investigations have shown that the warmest zone lies in a depth where the influence of the cold ground water and of the Savinja river is weak. Below this warmest zone the water temperature decreases, which shows that there the primary thermal water penetrates through cooler water, warming it partly up. The differing depths of the warmest water level in bores V-4 and V-5 show its dip towards bore V-5. The direction of flow of the thermal water from the underground is still not known; the bores V-6 and V-7 could not give any indications about this question.

According to the increase of the piezometric level with deepening of the bores, the dolomite can be divided into three zones. The uppermost zone is under direct influence of the ground water of the Savinja and Rečica alluviums. According to data from V-5 this influence persists down to the depth of about 110 metres. The next is an intermediate zone, where the influence of the ground water diminishes, and the piezometric level slowly increases. Here also the rise of the piezometric level due to installation of casing must be considered. This intermediate zone reaches down to the depth of about 250 metres. From there downwards follows the third zone, where the piezometric level rises quickly, to reach at a depth of 492 m the highest altitude of 224.57 m, i.e. 4.24 metres above the surface.

The boundaries between the different zones probably change accordingly to the quantities of thermal water exploited. The hydrogeological explorations carried out up to now could not determine the total yield of the Laško thermal system, but it is definitely higher than the output used today. This prove also the secondary thermal springs in the area surrounding the actual supply wells.

4.8. Podčetrtek

In 1965—1967 investigations were carried out for development of the so called Harina Zlaka thermal spring on the left bank of the Sotla river near Podčetrtek. Hydrogeological mapping in the scale 1:10 000 gave the basis for locating three exploratory bores V-1/65, V-2/65 and V-3/65.

The bore V-1/65 penetrated a twelve metres thick overburden of sandy and silty clay. The lower portion of this Quaternary deposit contains angular and subangular fragments of dolomite and porphyrite. The following strata consist of Triassic dolomite with rare shale and tuffite intercalations. Below 250 m the shale intercalations become more frequent. In 274 m depth a dark clayey marl appeared.

Thermal water was found in different depths. The water of the highest temperature 30 °C was found at the contact of Quaternary and Triassic beds. In the Triassic dolomite the water temperature varied from 23 to 23.5 °C. The springs at the surface in the vicinity of the bore V-1/65 show a temperature of 26 °C in the ameliorated bed of the Sotla river, and the springs near the denuded contact between the Triassic beds and the Sotla alluvium about 23 °C, which corresponds to the temperature in the Triassic dolomite in the bore V-1/65. The bore site lies at the periphery of the thermal springs area. Steel 5" casing was installed down to the depth of

60.64 m, and 4" casing from 60.64 to 72.00 m. The casing was perforated throughout the depth interval from 25.44 m to 86.50 m, where maximum inflow of thermal water was detected during drilling.

The bore V-2/65 penetrated Quaternary sediments of a thickness of 6.0 m, and below them Triassic marl with sandstone intercalations. At 27.4 m grey, fissurated dolomite was encountered. The water in the dolomite had a temperature of 18 °C. Drilling was stopped at the depth of 83.1 m.

The bore V-3/65, situated on the right bank of the Sotla river drilled through Quaternary deposits and penetrated into Oligocene marl at a depth of 11.2 m. After a broken zone Triassic porphyry tuff occurred at 26.4 metres. In the depth of 45.0 m followed Triassic dolomite up to the final depth of 137.0 metres.

Thermal water appeared in the porous dolomite already at the contact with the porphyry tuff. The main inflow was in the depth interval between 45.0 and 70.0 metres; and small quantities appeared between 105.0 and 112.0 m. The dolomite was from 70.0 m downwards highly broken, therefore the subsequently installed casing was perforated in the intervals from 50.91 to 84.12 m, and from 104.82 to 120.49 metres for collection of thermal water.

In 1966 a discharge well K-1 was drilled to the depth of 80.0 metres. Steel casing of 10 1/2" diameter was installed to the depth of 30.0 m; from there to the final depth 80.0 m the bore was left uncased, as the rock was only fissurated and cavernous, but firm, especially in the water bearing dolomite. The pumping tests of the well yielded at a drawdown of 1.000 to 1.015 m 8 litres per second, and at a drawdown between 1.52 and 1.55 metres 10 litres per second of thermal water, both at a constant temperature of 35 °C.

In 1970 ten metres in the west of K-1 a stand-by discharging well K-2 was drilled. In this way the total quantity of available thermal water in the shallow zone has been taken hold of. The well K-2 resembles lithologically the well K-1, only here the Triassic dolomite starts at the depth of about 56.0 m. Pumping tests during the dry season in the year 1970 have shown that the shallow zone yields 15--20 litres per second of thermal water with temperatures from 33.9 to 35.0 °C.

In 1971 the thermæ were taken over by the Section for Tourism of the Railways Association Ljubljana (ŽŽTP Ljubljana), which took over the responsibility of building a balneological and recreation establishment. For this reason the Geological Survey Ljubljana prepared a programme for additional hydrogeological exploration, part of which was carried out in 1972. It is intended to explore thermal water in the deeper zones, so as to ascertain a large quantity of thermal water of higher temperature.

The site of the exploratory bore V-1/72 is 50 m southwest of the bore K-1. Oligocene sandy marl was drilled from the depth 9.0 m to 85.6 m. After an intermediate broken zone Triassic dolomite starts in the depth 88.6 m, intercalated with porphyry tuff, and reaches to the depth of 135.2 m. Down to the final depth 202.2 metres there is Triassic dolomite interbedded with breccia and dark grey dolomite. A smaller inflow of

thermal water occurred in the interval from 90.5 to 98.0 metres. From the depth of 111.0 m to 177.0 m the inflow of thermal water increased steadily. The exploratory bore V-1/72 was later reconstructed to a discharge well of larger diameter, and steel casing was installed.

The bore V-2/72 was drilled about 80 m northwest of the well K-1. Below the Quaternary overburden it struck at the depth of 11.5 m Oligocene marl, and at 88.6 m porous dolomite bearing smaller amounts of thermal water. Between 91.0 and 132.8 m there was porphyry tuff, then down to 197.3 m fissured Triassic dolomite, deeper up to 222.1 m vitreous porphyry tuff, and finally again dolomite up to the bottom of the bore at 224.9 m.

The environments of the thermal springs near Podčetrtek consist of Triassic, Tertiary and Quaternary rocks. Quaternary rocks reach in the valleys of the rivers Mestinjščica and Sotla thicknesses up to 12 metres. They are composed of sandy and silty clays, and subangular gravel. On the Triassic rest basal Oligocene beds of marine clay, quartz sand, and quartz sandstone; in some places they contain coal.

Between Oligocene and Miocene beds there is an erosional unconformity, as well as between the Helvetian marl and sandstone, and the Tortonian Lithothamnion series of sediments which starts with basal conglomerate. According to the microfauna, only the Lower and Middle Tortonian were deposited. In the synclinal flanks they are overlain by Sarmatian claystone intercalated with sand, sandstone, conglomerate and clay. The syncline at Pristava is filled by Pleistocene sediments, consisting of claystone with sandy strata.

The Triassic beds belong to the Ladinian stage, and consist of dolomite with intercalations of tuff and tuffite, clayey shale and breccia. The dolomite is grey, somewhere nearly black in colour, and includes sometimes chert nodules and pyrite. In the environment of the thermal springs area shale, and porphyrite with tuff occur as well. Somewhere also Werfenian shale, marl and dolomite are lain bare. The Triassic rocks on the slopes of the Rudnica mountain crop out penetrating Tertiary sediments.

The environment of the thermal springs is cut by numerous faults that originated mainly in younger orogenetic phases. Although the faults were ascertained only in localities where the Triassic beds crop out, it can be concluded by the extent of the Tertiary rocks as well as by morphological features, that faults continue into the area of Tertiary rocks. Transverse valleys in north-south direction indicate strongly the tectonic relations. The main faults of north-south direction are parallel to the Mestinjščica and Sotla valleys. The fault along the Sotla river was proven also by drilling in Rogaska Slatina. The Tertiary sediments form in the north of the Rudnica mountain a wide syncline, that splits in the west into two synclines. In the intermediate anticline the Triassic beds crop out in the south of Smarje pri Jelšah.

The thermal springs at Podčetrtek appear in a zone extending from the abandoned iron mine near Olimje in the south, to the confluence of the Sotla and Mestinjščica rivers in the north. The width of the zone

is a few hundred metres only. The main springs area is in the north of Podčetrtek. The aquifer is Middle Triassic dolomite, which is in the Solla valley covered by younger Tertiary and Quaternary sediments, and partly by porphyrite tuff. The thermal zone is cut by faults into blocks. The thermal springs appear near the contact of dolomite with impervious Tertiary beds. Water-bearing is the fault zone, namely the fault that dips westwards, as proven by exploratory drilling. The thickness of the impervious beds also increases in western direction.

The temperature of the thermal water is the highest in the northern part of the thermal zone; in southern or south-western direction it decreases. The farthest known locality containing thermal water is the bore V-1/48, drilled 1948 at Olimje, where even now 14 litres per second of water at 18 °C are overflowing.

The thermal water is at present collected by three wells. Two of them, K-1 and K-2, collect the water from the depth between 46.0 and 80.0 metres; the third well, V-1/72, from the depths between 120 and 180 metres. The fault zone with the warmest water is inclined westwards, therefore the temperature of the water is the highest in V-1/72 37 °C, and in both shallower wells it amounts to 34—35 °C. The total output obtainable by pumping amounts to 30 litres per second.

4.9. Dolenjske Toplice

In the year 1960 the Dolenjske Toplice area has been mapped in scale 1:10 000. Up to 1959 the thermal springs have been only occasionally inspected and their discharge rates measured. The respective short reports and records exist in the archives of the balneological establishment.

Hydrogeological survey connected with drilling was started in 1960-61. Four bores were drilled, three of them in the immediate vicinity of the existing baths, and the fourth in the north of the open swimming pool along the road Dolenjske Toplice—Novo mesto. Ten years later, in 1971, four additional bores were drilled, which reached depths from 190 to 416 metres. They resulted in tapping thermal water in depths of 290 to 315 metres.

The oldest formation in the surroundings of Dolenjske Toplice belongs to Upper Triassic laminated dolomite, including sheets of granular dolomite. It covers the areas in the north of the confluence of the Krka and Radešca rivers, the Straška Gora mountain, as well as the surroundings of Soteska. The Lower Jurassic beds consist of grey granular dolomite, dark grey limestone with sheets of shaly marl, and of grey limestone with intercalations of oolitic limestone. They cover the area between the rivers Sušica and Radešca, and reach the Krka valley below the southern slope of the Straška Gora mountain. The Lower Jurassic beds are followed by Middle Jurassic oolitic dolomite, and Upper Jurassic light grey limestone. They jointly form the hillocks Pristava and Prašičevka in the east and northeast of Dolenjske Toplice.

In the west of the Radešca river Lower Cretaceous beds occur, dipping westwards below the Kočevski Rog. They consist of grey, partly bituminous limestone.

Quaternary is represented by karstic loam in the valleys of the rivers Sušica, Krka and Radešca. Recent deposits, sandy and silty clay along the Krka, Radešca and Sušica, have been transported mainly from the area of karstic loam.

In the surroundings of Dolenjske Toplice two faults are important. The Žužemberk fault is one of the main tectonic lines in the structure of Slovenia and Croatia. It runs from the Ljubljana basin along the Upper Krka valley and then at the Kočevski Rog along the valley of the Radešca river and Črmošnjice to Bela Krajina. The second is the Toplice fault along the Sušica river. At the Toplice fault meet the Lower Jurassic granular dolomite and laminated limestone with the Lower Jurassic oolitic limestone. Between both the Toplice and Žužemberk faults spreads a Jurassic syncline, that is at the Žužemberk fault overthrusts on Lower Cretaceous strata. The thrust plane dips 60°—70° towards northeast, and is indicated by slickensides between Meniška Vas and Selo. A very distinctive broken zone indicates a rather large dislocation.

The thermal water of Dolenjske Toplice fills two basins excavated in the basement of the bathing establishment. In the larger basin the spring temperature varies from 37.1 to 38.4 °C, in the smaller one from 36.2 to 37.4 °C.

According to the hydrogeological studies during 1960/61 and in 1971, the thermal water flows to the surface through a system of fissures along the Toplice fault, enlarged with time into caverns. The thermae are under influence of the cold karstic ground water system. During high water level of the Sušica, the piezometric level of the thermal water increases; at low levels of the Sušica the thermal water issues in numerous springs into the river bed, and therefore the piezometric level drops. Consequently the discharge rate in both basins decreases. Pumping tests in wells, performed from 13. 12. 1960 till 20. 1. 1961, however, proved that the total discharge rate of the thermal water with temperatures from 36.5 to 38.4 °C does not change, and amounts at high or low water levels of the Sušica river to between 12 and 13 litres per second. To prevent the lowering of the piezometric surface of the thermal water, the aquifer has to be tapped in a proper depth.

The thermal water flow is associated with the karstified zone in the Jurassic limestone and Triassic dolomite. The main current of the thermal water is represented by the springs of the larger basin, with the highest temperature of 38.4 °C. The springs of the smaller basin with the temperature 37.4 °C are already peripheral parts of the warmest zone.

All exploratory bores in the vicinity of the thermae indicated a warmer zone between depths of 90 to 120 metres; deeper down the temperature decreased even for 10 °C. The deepest bore V-6/71 showed an increase of temperature again for 10 °C in the depth of 200 m, yielding 7 litres/sec thermal water of 32 °C from Triassic dolomite in the depth interval from 299.5 to 303.0 metres. Such temperature conditions show, that the deep thermal zone lies directly below the warmest surface springs. The exploratory bores have also shown that the Sušica river represents the southern boundary of the shallow zone and most probably of the deep

thermal zone as well, where it could be possible to capture warm water in the primary water-bearing bed of Triassic dolomite, that appears in a depth of about 260 metres. Further it was proven that the system of caverns extends into the Triassic dolomite.

4.10. Šmarješke Toplice

The thermal bath Šmarješke Toplice lies about one kilometre in the north of the village Kronovo, in the valley of the river Dolnice.

Up to 1956 there existed only a few observation records about the Šmarješke Toplice thermal springs, and short reports given by J. Zurga, which are kept in the archives of the spa. The first detailed geological mapping in the scale 1:10 000, and temperature measurements in Quaternary sediments were conducted by D. Kušđer and F. Drobne. On the basis of these surveys in 1959 there were 19 shallow bores drilled by hand, which discovered two thermal centres in a mutual distance of about 200 metres. The shallow bores were followed by four machine drilled bores in 1959/60. The bore V-1/59 was drilled near the open swimming pool, V-2/59, V-3/60 and V-4/60 near the covered basin. In 1962 a fifth bore V-5/62 was drilled near the covered basin, and in 1969 four bores near the open swimming pool. About 0.8 km in the south of Šmarješke Toplice there is another thermal spring with a discharge rate of 230 litres per second at temperatures of 16—18 °C. Near this spring two shallow and three deep bores were drilled in 1968, with the intent to find out if and how it would be possible to separate the thermal from the cold water, and also to utilize them separately. A final answer to this question has not been obtained, due to the rather restricted extent of the explorations.

In two deep bores thermal water was obtained, with temperatures of 25 °C in V-3/68 and 28 °C in V-4/68 (Fig. 3). The exploration should be continued for a definitive answer to the outlined problem. However, the main spring was developed in 1970, and will furnish drinking water for the town Novo Mesto and its surroundings.

The oldest and also most widespread rock in the surroundings of Šmarješke Toplice is light grey Triassic dolomite. A more exact age of the dolomite cannot be defined; by comparing it with other dolomites of Lower Carniola it probably could belong to Upper Triassic. In the vicinity of the thermal springs the dolomite is broken. The broken zone extends in the direction NNE-SSW within the limits of the thermal springs zone. Its width is in places up to 100 metres. In this zone there are a few sand quarries near the spa. Some of the exploratory bores have penetrated the broken zone. On both sides of this zone the dolomite is rather bedded, showing many fissures and slickensides.

On the dolomite lie erosional remnants of Jurassic and Cretaceous limestones. To Cretaceous belongs dark grey limestone with intercalations of clayey marl and chert nodules, that closes up the thermal zone in its southern part, forming an impervious barrier. Eastwards the Mesozoic beds dip below Tertiary marl, sandstone and Lithothamnion limestone, elsewhere they are covered by karstic loam.

The valleys of the rivers are covered in places by thin, elsewhere up to 6 metres thick beds of clayey-sandy Holocene, which contains, specially within the limits of the thermal springs, organic clay.

The connection between the geological structure of Šmarješke Toplice and the Krško basin has not yet been explored. The Krško basin has been considered to be a fault basin, but present geological surveys indicate a syncline, built by Tertiary sediments. The pre-Tertiary basement is covered by Tortonian sediments: sandy marl, calcareous sandstones, and Lithothamnion limestone. These beds are overlapped in their southern and northern parts by Sarmatian sediments followed eastwards by Pannonian clayey marl.

The broken zones in Šmarješke Toplice are connected by intersecting local faults. In the west of the thermae the fault having brought in contact Triassic and Cretaceous limestones is cut by another fault of NW—SE direction, that connects the thermal springs of Šmarješke Toplice with those of Kronovo. Both faults are important, because through fissures along them thermal water rises to the surface. In the fault zones the dolomite is silicified, the fissures are filled by calcite and fine breccia. In the wider surroundings of Šmarješke Toplice similar tectonic conditions prevail as well. The area is cut up by local faults into numerous blocks, which are accompanied, especially in dolomite, by broken zones.

Hydrogeological studies in Šmarješke Toplice have shown the connection of thermal water and ground water. The aquifer is dolomite. Its permeability coefficient, calculated from pumping tests data, varies from $k = 1.2 \cdot 10^{-2}$ cm/sec to $k = 4.5 \cdot 10^{-4}$ cm/sec. The discharge rate of thermal water depends on the piezometric level of the ground water. Therefore in dry seasons the discharge rates of the thermal water decrease, but with some retardation. The quantity of the overflowing thermal water is therefore directly proportional to the oscillations of the ground water table.

In the open swimming pool the maximum temperature is 34.5 °C, and in the covered basin 32 °C. To both spring centres the thermal water flows from the north. At the covered basin the fault between the Triassic dolomite and the Cretaceous limestone forms the southern boundary of the shallow thermal zone. The block of Cretaceous limestone forms an impervious barrier due to its intercalations of marl and clay, and separates the shallow thermal zone of Šmarješke Toplice from the other shallow thermal zone Jezero, in about 800 metres distance. The block of Cretaceous limestone with intercalations of marl and marly shale at Šmarješke Toplice reaches probably only shallow depths, as it is an erosional remnant. In exploratory bores along the fault this limestone reached a depth of 80 metres.

The surface streams flow in clayey Quaternary sediments, and therefore have no influence on the output of the thermal springs. In the area of Šmarješke Toplice the thickness of the clayey sediments reaches up to 7 metres, as proven by numerous hand drilled bores in the year 1959.

The hydrogeological problems in the wider surroundings have not yet been solved. The shallow thermal zone was explored up to the depth of

150 metres. Thermal water was captured at the swimming pool in the depths from 12 to 147 metres, and at the covered basin from 11 to 19 metres. Near the spring Jezero the bores reached the depth of 257 m. There the discharge rate amounts to 230 litres per second with temperatures from 16 to 18 °C. At Jezero the fractional exploitation would be of extreme importance, as it would allow to deliver cold drinking water for population, and thermal water for recreation purposes as well.

The further work in Smarješke Toplice should be directed to explore the deep thermal zone by drilling. This would result in higher water temperatures, deep well installation would reduce or even eliminate the influence of the cold water. Recent explorations gave only general features of the relationship between both shallow thermal zones at Smarješke Toplice and at Jezero. Deep bores, however, would clarify whether there is a uniform hydrogeological system, or two different systems occur related to the same source of heat supply.

4.11. Topličnik

The thermal zone along the right bank of the river Krka is about 400 metres long. The easternmost spring named Topličnik issues from an opening in the ground surface. In autumn 1971 two exploratory bores were drilled: V-1/71 in the south of Topličnik and V-2/71 between Topličnik and the Krka river. Both bores struck Cretaceous limestone below the Quaternary overburden. The limestone was in its fissured parts water-bearing, but only in V-2/71 the temperature risen to 25.5 °C.

After detailed geoelectrical resistivity surveys in 1972 six exploratory bores were drilled, on the left bank of the river the bores V-3/72, V-4/72, and V-5/72, and on the right bank of the river the bores V-6/72, V-7/72 and V-8/72.

All exploratory bores struck thermal water, having lower temperatures between 21 °C and 24 °C on the left bank, and somewhat higher temperatures of 24—28 °C at the right bank, with exception of V-8/72, whose temperature was 13 °C only. This bore is situated immediately at the road Šentjernej—Kostanjevica, that is at the boundary of the thermal zone.

The results indicate that the thermal water flows from the south, and emerges to the surface near the Krka river mixed with cold ground water.

All exploratory bores were shallow, as their aim was only to explore hydrogeological conditions in the shallow zone, and to give indications for the best site where to explore in greater depths.

By drilling the aquifer of the shallow zone has been proved to be the fissured Cretaceous limestone, which is in the north of the Krka covered by Miocene marl, sandy marl, and Lithothamnion limestone. The surrounding of the thermal springs is cut into different blocks by numerous faults. The temperature of the thermal water was lower in places where the Cretaceous limestone is covered by thicker beds of Tertiary marl. This fact disproved the former supposition, that the thermal water flows from the north along the contact between impervious Tertiary marl and Lithothamnion limestone, or Cretaceous limestone respectively.

4.12. Čateške Toplice

Until the year 1957 the shallow discharging wells of Čateške Toplice were dug in Quaternary gravel. The influence of the cold ground water was evident in temperature variations of the thermae. In 1957/58 fifteen shallow bores were drilled, which indicated the flow of thermal water from the underlying beds into the Quaternary overburden. According to results of the temperature and water level measurements in the shallow bores, the drilling site for an exploratory bore was chosen. The bore was 82.0 m deep, and struck a cavern between 51.7 and 52.7 metres in karstified Miocene calcareous sandstone, through which thermal water flows to the surface. The static water level in the bore oscillated due to the contact with ground water in the gravel, and the discharge rate varied from 15 to 30 litres per second. If larger quantities of water were pumped, its temperature decreased. At a level of 2.0 m below surface only about 15 litres per second of water at 57.2°C could be obtained; when pumping greater quantities, the temperature dropped.

In 1962 the Cooperative Society Brežice started using the thermal water for heating hot-houses. In the same year they financed the drilling of a well of 12" diameter to the depth of 60 metres, and built a pumping installation, that works continuously till now.

Hydrogeological surveys were continued in 1964, financed by the Federal Fund for Geological Exploration. The results of these surveys enabled the further development of Čateške Toplice. Four exploratory bores were drilled; V-4/64 struck the primary aquifer of the thermal water i. e. Triassic dolomite, in the depth of 283.0 metres. From this bore flow up to now continuously 10.6 litres per second of thermal water of a temperature 57.2°C, with a pressure of 1.6 kp/cm² at the outflow on the surface.

In 1969 systematic hydrogeological surveys were started on the whole Čateško Polje, and were concluded in 1972. The surveys were made possible by the financial support of the Boris Kidrič Foundation.

In 1969 exploratory bores V-1/69, V-2/69, V-3/69, and discharging wells of large diameter K-1/69 and K-2/69 were drilled. These wells were located over the centre of the shallow thermal zone, and 180 metres SW of it as well. Their results were very satisfactory, as both discharging wells yield a total of 83 litres per second of thermal water having temperatures of 57—59°C.

In 1970 we surveyed the Čatež area by geoelectrical and microseismical methods, to determine the thickness of the Quaternary gravel and the lithological composition of the underlying rocks. Shallow bores V-4/71, V-5/71, V-6/71, V-7/71, V-8/71 and V-9/71 checked in 1971 the results of the geophysical surveys, and found good correlation, as well as a reliable basis for deciding on further drilling sites. According to the exploration programme, two bores, V-10/71 and V-11/71, were drilled. A detailed geological map in the scale 1:5 000 was drawn, and a hydrogeological map in scale 1:25 000 as well.

Exploratory drilling was resumed in 1972, by bores V-12/72, V-13/72 and V-14/72. The exploration was concluded by pumping tests, which

confirmed the discharge rates of Čateške Toplice at about 120 litres per second of thermal water.

Čateške Toplice are situated on a gravelly plain, about 200 metres in the south of the river Sava, along the border of the Krško basin. Its northern boundary is the Sava, the southern boundary the foothills of the Gorjanci mountains (Fig. 4).

The Mesozoic beds crop out only in the foothills of the Gorjanci mountains; the Čateško Polje itself is covered by a 7 to 12 metres thick bed of Quaternary gravel. Drilling has shown, that the gravel is underlain by Tortonian sediments of different thicknesses. In the central and western part the Tortonian sandy marl, calcareous sandstone and Lithothamnion limestone extend down to about 125 m, in the south and east to about 186 metres. Between the Tertiary and Mesozoic beds occur basal beds of plastic clays with intercalations of quartz sand and coal smits. The thickness of the clayey sandy beds varies from 24 to 75 metres.

The upper part of the Mesozoic beds is composed by layered Cretaceous limestone with intercalations of marly limestone and chert. The limestone somewhere passes over into breccia. The thickness of the Cretaceous beds is not regular, but varies from 50 to 197 metres. The Cretaceous limestone is underlain by Triassic dolomite, which is the main aquifer.

All rocks which have been penetrated by drilling, appear in the foothills of the Gorjanci mountains as well. The thickness of Tertiary and Cretaceous beds varies here as well. The Cretaceous limestone is in the Gorjanci preserved only in the shape of erosional remnants on Triassic dolomite. Also the Tertiary basal beds are encountered only in few places.

According to the data obtained by drilling the Čateško Polje belongs to the Gorjanci foothills. Therefore the area of the thermal zone represents an extension of the Gorjanci mountains, as proved by the lithological composition and stratigraphic sequence of the beds.

The most important fault that extends into greater depths, originates in the north of the Gorjanci mountains, curves near Čatež village towards northeast, and crosses the river Sava in the north of Čateške Toplice. This fault has been determined by regional geophysical surveys. Its course on the Čateško Polje has been proved by detailed geoelectrical and microseismic surveys in 1970. It is accompanied by a wide broken zone and numerous secondary faults and fissures. Younger faults crossing the main dislocation have cut the Gorjanci foothills and the Čateško Polje into blocks. The thermal zone itself consists of blocks, as proved by the different thicknesses in Tertiary and Cretaceous beds.

Until the Čateško Polje was hydrogeologically surveyed, it was known only that the Quaternary gravel near the thermal springs is saturated with warm water. Already the first exploration in 1957 has shown that there are more different thermal water levels.

The shallow water level is in the Quaternary gravel, the warm water flows into it from the underlying Tertiary beds. The next water-bearing level is in the system of caverns in the Tertiary Lithothamnion limestone, where thermal water was tapped in 1958. Both water-bearing levels are

influenced by the cold ground water in Quaternary gravel. The level of the thermal water in the gravel, and in the system of caverns in the Tertiary limestone as well, varies according to the ground water table.

The only difference is in the static level of the thermal water, which is 0.50 to 0.90 m higher than the level of the cold ground water, which surrounds the thermal water from all sides. The hydrogeological studies in 1964 have discovered the deep thermal zone, with thermal water under pressures from 1.02 to 1.8 kp/cm². The pressure 1.8 kp/cm² has been measured in the first bores that struck thermal water in dolomite. The decrease in pressure in the following exploratory bores is due to the exploitation of thermal water by deep wells, consequently causing the forming of a depression cone.

The deep thermal level in Triassic dolomite is covered by an impervious bed of Tertiary marl, and chiefly of clayey sandy Tertiary basal beds as well as Cretaceous layered limestone with marl and chert intercalations. Therefore the temperature in the west of the thermal zone amounts to 57 °C, and in the east, where the impervious cover is thicker, to 64 °C. The temperature may as well depend on the distance from the centre of origin of the thermal water. As mentioned, the temperature of the water increases from SW towards NE. Near the village Čatež there is a thermal spring Perišče of a temperature 31,5 °C, in a distance of about 1 km from Čateške Toplice. The thermal water flows to the surface directly from Triassic dolomite near to the main fault, that transfers the heat flow in the thermal centre of Čateške Toplice as well. The next exploratory bore V-13/72 lies in a distance of 300 m from the thermal centre towards the spring Perišče at Čatež village. The water temperatures measured were between 42 and 45 °C. Also this bore is located in the wide, broken and fissured zone along the main fault. In the bore V-12/72, located in a distance of about 120 m in the north of the centre of the thermal zone, water temperatures of 64 °C were measured. Due to the river Sava it is impossible to drill further exploratory bores northwards or in NE of the bore V-13/72. As in this direction extends the main fault, and also temperatures of the thermal water increase, it can be assumed that up to now the highest temperatures in the Čatež thermal zone have not yet been reached. From the spring Perišče to the bore V-13/72 the temperature increases for 10 °C at a distance of about 700 m. Much higher, 20 °C, is the temperature increase between V-13/72 and V-12/72, at a distance of about 350 m. This indicates that the zone of higher temperatures continues in the deep aquifer of Triassic dolomite, along the main fault towards northeast on the left bank of the Sava river, where the thickness of the impervious cover increases as well.

The quantities of thermal water with temperatures from 57 to 64 °C were measured by a 12 day pumping test. It was shown that a continuous exploitation of 120 litres per second of thermal water with an average temperature of 60 °C is possible. As the stabilized pressures in observation wells did not decrease to 0.0 kp/cm², there exist still additional thermal water sources, that could be pumped intermittently, in case of need. This especially holds for water with lower temperatures that should be used

for balneologica! purposes, as today this thermal water has to be cooled before use.

The success of the hydrogeological studies in Čateško Polje is evident. The discharge rate of thermal water 120 l/sec at 60°C is a good base for further development of balneological and recreative tourist establishments. The high temperature allows the water to be used twice: first for heating, and then, when cooled off, in open basins, which work in winter as well without any additional heating.

5. Hydrogeological Investigations for Mineral Waters

5.1. Rogaška Slatina

In the past the studies of the Rogaška Slatina springs were directed to the immediate vicinity of the shallow wells, where the water rised to the surface. Due to the short well life and limited amounts of mineral water more and more springs had to be developed. In 1888 eleven springs were known (A. Režek, 1937). Owing to the increase in the demand for mineral water in 1908 the operating wells were deepened at most to ten metres. The construction of the discharging establishment was designed by J. Knettt (1908).

Even before the Second World War the available water quantities were not sufficient. A. Režek (1964, p. 255) states the total discharge rate of all wells measured from 29.—31. 5. 1942 as 17.4 litres per minute. Later even this discharge rate decreased, and the want for mineral water was heavy.

In 1952 there were 22 wells drilled under the general supervision of J. Bač, and geological surveillance by the author. Mineral water was tapped in depths ranging from 30 to 60 m, and the mineral water supply problem was temporarily solved.

Until the year 1957 maintenance and protecting of the main springs was carried out and a new spring water with low mineral content was reconditioned, and Knettt's well from 1908 was abandoned.

In the wider surroundings of Rogaška Slatina the Zgornji Gabernik spring was investigated in 1957/58 by two exploratory bores, the Kostriwnica spring by one bore, and an old well at Spodnji Gabernik by one bore. Both exploratory bores at Zgornji Gabernik and Kostriwnica struck mineral water; the borehole at Spodnji Gabernik was stopped too soon.

The first exploratory bores away from the immediate surroundings of mineral water occurrences at the surface started in 1965 by drilling the bore B-1/65 near the railway station Rogaška Slatina (Fig. 6). The next bores B-2, B-3, and B-4 neared again the springs centre. All of them were between the Hotel Slovenski Dom and the swimming establishment; B-2 and B-3 in the south, B-4 in the north of the road Celje—Rogaška Slatina.

In 1966 the well G-3/66 was drilled at Zgornji Gabernik; it is in exploitation still now. According to data obtained by regional geophysical surveying the drilling of bore V-3/66 in the north of Podplav was started (Fig. 7). The drilling site was determined by A. Nosan, after studying the geological structure of the whole area, and considering geomagnetic

anomalies in this region. Another drilling site was chosen at Sečovo.

The bore at Sečovo Sč-1/67 penetrated in the depth of 318 m a broken zone of andesite tuff, with a mineral water discharge rate of 35 litres per minute and considerable quantities of CO₂. The bore at Podplat V-3/66 struck in the depth of 553 m small quantities of mineral water, and large quantities of CO₂.

Both bores V-3/66 and Sč-1/67 are now the main sources for mineral water supply of Rogaska Slatina, as well as for production of CO₂. Their distances from the Rogaska Slatina springs centre (V-3/66 5 km westwards, Sč-1/67 1 km eastwards) is of special significance, as their exploitation cannot influence the water discharge rate of the Rogaska Slatina springs centre. According to the suggestion of J. Bač in 1967 two bores, V-5/67 and V-6/67 were drilled, near the springs centre. V-5/67 is 142 m deep, without water or gas. V-6/67 is 265 m deep, struck mineral water (50 l/min) and considerable quantities of CO₂ in the depth of 260 m (Figs. 6 and 7).

The distance between both bores is 90 m, and from V-6/67 to the shallow wells 210 m. Its exploitation caused the shallow wells to run dry.

In 1968, subsequently to geoelectrical resistivity sounding, a bore Sč-2/68 about 800 north of Sč-1/67 was drilled. Another bore RV-1/68 was drilled in Ratanjska Vas (Fig. 7), about 1 km west of the Rogaska Slatina springs. According to the request of the Rogaska Slatina Authorities bore Tr-1/68 was drilled near Tržišče, its location being given by J. Bač. According to the 1968/69 exploration programme Sč-3/69 was drilled to obtain better information about low grade mineral water, appearing in a well for domestic drinking water supply. Bores RV-1/68 and Sč-3/69 discharge CO₂. Between 1968 and 1970 some geomagnetic surveys were carried out in small scale, as well as detailed geological mapping of the Rogaska Slatina area in 1:5 000. The exploration programme for 1970 included the already mentioned and often proposed deepening of bore V-3/66, drilling of the bore G-4/70, and on suggestion of S. Jentsch, representing the Geologisches Büro Dr. Pickel the drilling of the bore Tr-2/70. The bore V-3/66/70 penetrated in the depth of 578 m cavernous andesite tuff yielding mineral water and CO₂ at a pressure of 21.5 kp/cm². After regulation nozzles were installed, at the optimum pressure of 4.2 to 4.4 kp/cm² the bore produced 183.6 litres per minute of highly mineralized water (Fig. 7). The bore G-4/70 cut the Donat fault, and discharged 180 litres per minute of drinking water rising from Triassic dolomite. Bore Tr-2/70 penetrated coal beds, but found neither water nor CO₂. The drilling site of this bore was chosen according to CO₂ measurements carried out by Geologisches Büro Dr. Pickel-Kassel. Later it was found, that the measured CO₂ anomalies originated from the main sewer carrying off polluted water and waste water from the health resort.

In 1971 two bores were drilled, K-1/71 at Zgornja Kostrivnica in the immediate vicinity of a mineral water spring inside a brook, and Sč-4/71 about 90 m north of the well Sč-1/67. In the immediate vicinity of the domestic water well with mineralized water a shallow well was drilled, to check the inflow of the mineralized water.

The results of the various hydrogeological investigations after 1952 in the Rogaška Slatina district have not yet been systematically evaluated. Their evaluation, together with some additional surveys, is necessary for a full understanding of the mineral water sources of Rogaška Slatina.

Geological conditions. The surroundings of Rogaška Slatina consist of Paleozoic, Triassic, Tertiary, and Quaternary sediments. Tertiary sediments prevail, being also most important for the origin of mineral water. Quaternary silty clays with some interspersed gravel, fill the riverbeds. Some gravel terraces are still partly preserved along the foothills north of Rogaška Slatina. The youngest Tertiary is represented by erosional remnants of Sarmatian sand and sandstone overlying Tortonian Lithothamnion limestone. The Sarmatian sediments form the core of a syncline, that extends from Grobelno over Smarje pri Jelšah to Mestinje, and joins near Pristava the southern syncline with a core of Pliocene sediments. In the northern syncline the Sarmatian consists of claystone and marl, in the southern syncline prevail sand and sandstone with intercalations of weakly cemented conglomerate.

The Sarmatian is underlain by Tortonian sediments consisting of basal conglomerate, calcareous sandstone, Lithothamnion limestone and sandy marl. The Tortonian sediments extend in a few parallel east-west belts. The older Miocene has not yet been stratigraphically defined. A special problem is the dark grey sandy marl, that grades into fine-grained tuffite sandstone in the north of the Šoštanj fault, and extends north and northeast into the Haloze hills. The tuffite sandstone is underlain by andesite tuff or by the Triassic and Paleozoic basement. The dark grey sandy marl is overlain by quartz sandstone, that forms the Macelj mountains. From there westwards the sandstone reaches Rogaška Slatina in a wedgelike shape, and is also found on the mountains Plešivec and Donačka Gora. The sandstone consists of quartz grains, calcareous cement, mica, and chlorite. It contains also some tuff components, such as plagioclase grains. Although the sandstone extends on the surface up to the springs centre in Rogaška Slatina, it has not been found in the bore holes. In the south of the Šoštanj fault the dark grey sandy marl does not appear, but is replaced by coal-bearing beds, that consist mainly of clayey marl with intercalated lenses of sand. The composition of these beds changes in short distances. In the bore B-1/65 opposite the railway station Rogaška Slatina there was grey sandy clay to the depth of about 115 m, and below it to 485 m grey marly clay. In the bore Tr-2/70 that is 300 m southeast from B-1/65, there was densely compacted sand with intercalations of sandy marl found prevailing down to the depth of 95 metres.

Important rocks of the Rogaška Slatina district are andesite and its tuff, overlain for the most part by Lower Miocene rocks. They spread at the widest on the southern slopes of the Boč and Plešivec mountains. By drilling andesite tuff has been found in the area between Podplat and Sečovo as well.

The Mesozoic and Paleozoic rocks are outcropping on the Boč mountain; they are mainly dolomite, limestone, shale, and marlstone, in a lesser

degree sandstone. This rock sequence reflects the geologic structure of the Karavanke mountains. On the other hand in Resevna in the west from Rogaska Slatina and Rudnica in the south, pseudozilian shale occurs, that is a common rock of the Sava folds.

It is worth to mention that bores B-1/65 and Tr-1/68 struck in depths of about 500 metres pseudozilian shale, that indicates an extension of the Sava folds. It became evident that the Donat fault marks the boundary between the eastern extensions of the Karavanke mountains and the Sava folds. The Donat fault is considered to be a branch of the Šoštanj fault. Along the Donat fault it came to large vertical movements, and to longitudinal movements in a lesser degree; along the Šoštanj fault, however, the longitudinal movements were of greater extent. This is indicated by evident differences in lithological composition and stratigraphic relations of rocks. In the north of the Šoštanj fault there are andesite tuff and marly and sandy Lower Miocene strata, but south of the fault there occur coal beds underlain by the pseudozilian shale. Transverse to the main faults run younger faults, three of them already confirmed by drilling. The first was the Rogaska Slatina fault, penetrated by drilling in 1952, the second at Podplat in 1966, and the third at Sečovo in 1967. It is assumed that all steeply cut river beds of north-south direction originated along such secondary faults.

Between both the Šoštanj and the Donat fault the Tertiary beds form a rather steep syncline, which eastwards passes over into the Macelj syncline; in the west it is cut off by the Šoštanj fault, along which the Lower Miocene beds are brought against the wide Tortonian syncline between Ponikva and Sentjur.

Exploratory bores for drinking water that penetrated the Donat fault in the north of Zgornji Gabernik, have shown that the Triassic beds of the Boč and Konjiška gora mountains form an overthrust covering the Younger Paleozoic sediments. Later along the Donat fault the southern flank was lifted, so that today Tertiary is adjoining Triassic and Younger Paleozoic sediments.

Hydrogeological conditions. The Rogaska Slatina mineral water springs appear in an area of about 50 km². Formerly natural springs were known only in Rogaska Slatina, Spodnja Kostivnica and Zgornji Gabernik; recently they have been found in the south of the Donat fault northwards of Zgornja Kostivnica and in the ravine Črna Sola, about 0.5 km westwards of Zgornja Kostivnica as well. Since 1908 three types of Rogaska Slatina mineral water are distinguished: Tempel, Styria, and Donat. The nearest to the primary water is the Donat type with about 8 grams of dissolved solids per litre of water, whereas Styria contains 6—7 g/l, and Tempel 3—4 g/l. The different types of mineral water resulted from the mixing of mineral water with ground water in shallow sections as already found by J. Knett (1908). Exploratory drilling has shown that the aquifer is andesite tuff, chiefly its rent and fissured zones associated with secondary faults, running transverse to both the Donat and Šoštanj faults. The andesite tuff aquifer appears on the surface in a limited area of the springs centre at Rogaska Slatina, otherwise it

has been found by drilling in depths ranging from 120 to 650 metres, overlain by Tertiary sandy marl and fine-grained sandstone, and in the north of the Donat fault on the southern slopes of the Boč and Plešivec mountains.

The region supplying water to the andesite tuff is the Boč area, consisting of carbonate rocks and andesite tuff. From this natural recharge area the water percolates downwards, flows through rent and fissured andesite zones, and rises to the springs in Rogaška Slatina, where the andesite tuff appears at the surface. Otherwhere the tuff is overlain by thick impermeable strata, that have to be penetrated by drilling to obtain mineral water. Moving through the tuff the water becomes mineralized. It is interesting to note, that the mineral content is lower near the Boč area, and increases in greater distances. The discharge rate of the Rogaška Slatina springs is small, due to the low natural recharge. The largest outputs 183.6 l/min were obtained in the well V-3/66/70 in the north of Podplat, which is already near to the western boundary of the wider mineral springs area. All other wells are of smaller capacities; G-3/68 in Zgornji Gabernik yields 13 litres per minute, V-8/67 in Rogaška Slatina about 60 l/min, SČ-3/67 near Sečovo about 25 l/min. The higher output of the well V-3/66/70 might be due to its location at the transverse fault that reaches in the north the carbonate rocks of the western extension of the Boč mountain. Along this fault appear the mineral water springs of Zgornji Gabernik and at Spodnji Gabernik as well.

Mineral water from deep wells is of higher temperature. The highest temperature of 30 °C was measured at the outlet of the well V-3/66/70 where mineral water rises from the depth of 578 m. Due to the high CO₂ content, the volume ratio between water and CO₂ amounting to 1:20, the pressure of the water is 21,5 kp/cm². The temperature of 30 °C at the outlet of the well has been measured after the expansion of the gas in the well, which indicates an even higher temperature in the aquifer.

The mineral water originates in andesite tuff, therefore its chemical composition of mineral matter is so variegated. The gaseous CO₂ originates in carbonate rocks, according to experiments conducted at the Institute Jožef Stefan, Ljubljana, at temperatures between 50 and 80 °C. The recharge from the surface is possible only from the north, i. e. from the Boč mountain, which is composed mainly of carbonate rocks. In the south carbonate rocks occur at the Rudnica mountain only, which is from the Šoštanj fault 8 km distant; the intermediate area is, however, covered by confining Tertiary beds of more than 1000 m thickness. Moreover the Tertiary beds in the south of the Šoštanj fault are underlain by pseudo-zilic shales, which is outcropping in the south of Šmarje. This shale builds together with the Tertiary cover an impervious barrier that closes up the springs area on its south to a depth greater than 700 m, as confirmed by bore B-1/65 in Rogaška Slatina, where the shale occurred in a depth of 495 m. As the thickness of this shale in other areas in Slovenia can amount to about 500 m, the shale might extend to a depth of 900 m. In the bore B-1/65 the shale was found in inclined position. Therefore a thickness of the impervious barrier of 900 m could be assumed even taking into

account a partly erosion of the shale before the sedimentation of the Tertiary rocks.

The hydrogeological conditions of the wider mineral springs region do not allow for a natural recharge of the andesite tuff aquifer. Therefore the existing output of the wells will not be sufficient for further development of the health resort.

Further investigations will be necessary to find new locations for wells, separated from each other so as to avoid harmful mutual interference, as is observed now in the inner springs area in Rogaška Slatina.

Would even these additional wells not be sufficient, an artificial recharge of the ground water in the water-bearing zones should be considered, as the very high content of dissolved mineral matter would allow such a solution.

5.2. Radensku Slatina (summary according to L. Žlebnič, 1972)

The area of the villages Boračeva, Radenci, and Petanjci has been geologically and hydrogeologically surveyed formerly to a certain degree. Till the Second World War about 30 wells were drilled to depths of 20—36 m, only the well in Radenski Vrh reached 100 m. In 1965 new investigations were started, with the aim to determine the number of aquifers in the Radenska Slatina area, to establish their respective depths, outputs, size, piezometric levels, chemical composition and temperature of the water.

During 1965 and 1972 more than 30 exploratory bores were drilled, one of them (T-1, near Boračeva) to a depth of 780 metres, as well as 6 exploration wells with a total discharge rate of 40 cubic metres of mineral water per hour.

The oldest formations in Radenci were found in the bore T-1. This are metamorphic rocks belonging to Paleozoicum, found in the depth of 737.5 m. They consist of biotite schist, gneiss and amphibolite. The Paleozoic metamorphic rocks are overlain by Tortonian beds penetrated by the bore T-1 in depths from 628.0 to 737.5 m. They consist of thinly layered sandy marl, quartz conglomerate, and sandstone. These rocks crop out about 20 km in the west of Radenci near Vratja Vas on the border of the Apače basin.

The Tortonian beds are overlain by Sarmatian and Pliocene sediments. In Lower Sarmatian prevail marl and sandy marl with thin intercalations of sandstone, conglomerate and sand.

In Upper Sarmatian and Lower Pliocene appear marl, sand, sandy marl, and sandstone. The sandy beds are up to 50 metres thick. At the surface these beds occur in the hills between Podgorje and Črešnjevci near Gornja Radgona.

The youngest Tertiary beds belong to the Middle and Upper Pliocene. They consist of clay, sandy clay, and sandy gravel. Single layers are of thicknesses between 5 and 35 m. In Boračeva and Šratovci they reach to the depth of 100 to 190 m, in Radenci even to 288 m. The clay contains

intercalations of organic clay and 0.5 to 1.5 m thick lignite lenses. In the sandy clay calcareous concretions are frequently found.

The Tertiary beds are overlain by Quaternary sediments; in their lower part Mura gravel with sand and silt prevails and the upper part consists of sandy clay, sand, and sandy silt.

The wider surroundings of Radenci belong to the Sobota horst tectonic unit consisting of paleozoic beds covered by Tertiary sediments up to 1000 m thick. It extends from Maribor in the southwest to Murska Sobota in the northeast. Northwest of this horst runs parallel to it the narrow Radgona graben, filled by 1000 to 2000 m thick Tertiary sediments. Along the southeastern border of the Sobota horst extends the wide Ljutomer syncline, where the Tertiary reaches depths of 3000 to 4000 metres.

The tectonic structure of the Tertiary beds is rather complicated. Seismic and gravimetric measurements, as well as recent exploratory bores show that the Pliocene and Sarmatian beds are slightly inclined towards southeast, whereas the Tortonian conglomerate and sandy marl that overlie the Paleozoic strata, dip in the opposite direction.

The Tertiary and Paleozoic strata are cut by faults, along which the respective beds sunk for some tens of metres. These faults run parallel to the borders of the individual blocks, and are vertical or subvertical. The pre-Tertiary Sobota horst rises continuously together with its Tertiary cover along parallel faults towards its vertex at Kapela, and from there drops in step faults towards the Ljutomer syncline. The faults cannot be exactly located, although they are confirmed by geophysical surveys, as the Tertiary beds are covered in hills by thick weathered beds, and in the flat along the Mura river by Quaternary sediments. One fault was ascertained by several exploratory bores, and runs from the village Ptujška Cesta in Slovenske Gorice over Boračeva and Petanjci. The amount of downthrow of this fault is 25-50 metres.

Miocene beds can be found at the flanks of the Sobota horst only, they are missing on its top. It is possible, that they have not been deposited at all, or that they have been removed by erosion. On top of the horst rest only Pannonian sediments, as proven by exploratory drilling.

The hydrological conditions have been investigated by drilling during the years 1965-1972. Numerous aquifers, bearing mineral water, have been found. The Quaternary gravel is saturated with ground water; exceptionally the ground water is mineralized in places, where it is in contact with Tertiary sandy beds bearing mineral water. Up to 1965 in Radenci, Boračeva and Petanjci mineral water was exploited by shallow wells in Quaternary gravel and partly from Pliocene sands. The first exploratory bores in Boračeva have shown up to the depth of 313 m ten mineral water aquifers of various thicknesses in Pliocene and Miocene beds. Later the bore T-1 found porous beds in greater depths as well, but the sandstones and conglomerates contained mainly CO₂, and mineral water only in negligible quantities.

In 1970 and 1971 the exploratory bores indicated an extension of the aquifers from Boračeva towards Šratovec, as well as towards Rihtarovec in the opposite direction. The aquifers, encountered in Šratovec in depths

between 75 and 140 m, are found in Rihtarovci in depths of 178 to 280 m. Along the fault between Boráčeva and Šratovci the aquifers are lowered for 50 m. The sandy aquifers are inclined towards northeast for 4—5°, as indicated by the bores between Šratovci and Radenci. Their output depends on the thickness of the beds, as well as on the quantity of dissolved CO₂. The surveys show an increase of temperature and pressure with increasing depth, as well as an increase of dissolved solids. The Tertiary beds, containing mineral water, rise towards Šratovci and Orehovci, i. e. towards NW. In the same direction also decreases the mineral content, and increases in the opposite SE direction with increasing depth of the water-bearing beds. It can be therefore concluded that the sandy aquifers are recharged by water from the upper gravelly bed in the Šratovci—Mele area.

Overproduction of mineral water from the shallow wells causes a decrease of dissolved solids content in the water, due to disturbance of the natural equilibrium between the quantity of mineral water flowing from the primary aquifers into Quaternary gravel, and the ground water in its vicinity. In deep wells that have no direct contact with ground water, negative influences are expected only in cases, when exploitation will for a longer time exceed the natural recharge. Therefore further hydrogeological investigations are necessary, with the aim to define the conservation of the equilibrium between the forming of mineral water and its rational exploitation.

5.3. Nuskova

In 1967 investigations were carried out by drilling two shallow bores in the immediate vicinity of an old hand-dug well. From one of the bores a small quantity of mineral water was flowing, and was used by the population for drinking water.

In 1968 and 1969 two bores were drilled along the right bank of the Ledava river, and 5 along its left bank. The aquifer of the mineral water is Miocene calcareous sandstone of a thickness 2 m to 15 m. The aquifer dips 5—10° towards SE. The yield of the individual bores varies between 8 and 180 litres per minute, depending on the thickness of the aquifer. Four of the bores have been developed, and plastic tubing was installed. Since 1969 the discharge rate of the wells became constant. Measurements during the dry season in 1969 indicated a possible safe yield of at least 11 cubic metres per hour of mineral water.

The exploratory bores covered an area of about 0,5 km². The wider surroundings have not been studied. Therefore further investigations are necessary to determine the total area of mineral water resources, and its total safe yield as well.

6. Thermomineral water in Prekmurje and Slovenske Gorice

Thermomineral water in Prekmurje was discovered during exploratory drilling for oil at Moravci near Murska Sobota, and subsequently at Petišovci and Banovci.

This thermomineral water is accumulated in Younger Tertiary beds as connate water. The total water reserves are limited as a natural recharge is possible only in limited extent from Goričko, where the Tertiary water-bearing beds crop out.

6.1. *Moravci near Murska Sobota*

Besides the bore Mt-1 at Moravci there are productive bores MS-3 at Mlajtinci and the stand-by bore Mt-2 near Rimska Čarda. Into bore Mt-1 thermomineral water flows from the depth 1115–1234 m. In this interval a total of 30 m of water-bearing loosely cemented sandstone was perforated. The water contains 5 grams per litre of CO_2 , having a temperature of 72–75 °C.

In the bore MS-3 in Mlajtinci water is produced from the interval 1221 to 1241 m in identical sandstone as in Mt-1. A total of 7 m of casing has been perforated. The water contains CO_2 , and has a temperature of 62–64 °C.

The stand-by bore Mt-2 near Rimska Čarda was perforated in the depth 881–882 m. in identical sandstone as Mt-1, as well as in the depth 1247–1251 m. The water contains CO_2 , and has a temperature amounting to 55 °C.

The total discharge of the three bores has not been measured, but roughly assessed at 50 m³/h. It could be increased by perforation of the upper aquifer, however simultaneously the optimum safe yield should be determined, to assure a longer life of the accumulated reserves.

The health and touristical resort Moravci works through the whole year. The water consumption during the summer months amounts to 500 m³ of water per day, in winter it is less.

The three bores and a subsequent perforation of casing in all water-bearing beds can guarantee the supply of thermomineral water for some time. The water production is rather cheap, as water flows to the surface due to the expansion of CO_2 .

6.2. *Petišovci near Lendava*

The thermal water has a temperature of 55 °C and was obtained by perforation of the abandoned oil well Pt-20 in a depth of 817 to 822 m. It is lowly mineralized and contains CO_2 only in traces; therefore its overflow discharge rate amounts to 2.4 m³/h only. This quantity is not sufficient, therefore a pump has been installed for water supply. The aquifer consists of the Pliocene rhomboidea beds. Near to the well Pt-20 there is also Pt-16 perforated in the identical aquifer. Near the recreation centre in Petišovci that is still under construction, there are still more abandoned oil wells which could be used for water supply.

6.3. *Banovci near Ljutomer*

In Banovci there is the third recreation centre in development. Its thermal water supply is delivered by exploratory bores Ve-1 from the depth 1358–1363 metres, and Ve-2 from the depth intervals 1175–1188 m.

1524—1530 m, 1565—1570 m, and 1649—1651 metres. The aquifers are rhomboidea beds. The temperature of the thermal water is 55°C; the water contains no CO₂. Only 5 m³/h of water rises freely to the surface, therefore additional quantities have to be pumped. The water reserves were not assessed.

To obtain additional quantities of thermal water in Prekmurje and Slovenske Gorice with their southwestern foothills, further investigations are necessary. Now a deep exploratory bore near Ptuj is drilled, and bore Ko-1 at Koračice village in the north of Ormož is under observation.

It is necessary to collect and evaluate all obtainable data about exploratory bores for oil, as well as respective geological and geophysical data, and to outline areas, where thermal water aquifers might be struck. The water reserves have to be calculated, and subsequently a rational regime of their exploitation determined.

Literatura References

Objavljena dela

- Hamrla, M. 1955, Geologija Rudnice s posebnim ozirom na rudne pojave. Geologija 3, Ljubljana.
- Kosmač, J. 1955, Problematika naših zdravilišč. Turistični vestnik 3, št. 1, Ljubljana.
- Nosan, A. 1959, Hidrogeologija Cateških Toplic. Geologija 5, Ljubljana.
- Nosan, A. 1963, Geologija Vogtjenske pokrajine in zgornjega Sotelskega. Geografski zbornik SAZU, Ljubljana.
- Orožen, J. 1955, O zdraviliščih v celjskem turističnem področju. Turistični vestnik 3, št. 5, Ljubljana.
- Režek, A. 1937, Iz prošlosti vrele mineralnih voda Rogoške Slatine, Celje.
- Režek, A. 1940, Prilog poznavanju mineralnih voda Rogoške Slatine. Razprave mat.-prirod. raz. Akademije znanosti in umetnosti v Ljubljani knj. 1, Ljubljana.
- Režek, A. 1947, Prilog poznavanju mineralnih voda Rogoške Slatine. Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani, Poročilo 2, Ljubljana.
- Režek, A. 1964, Rogoška Slatina na starih slikah, fotografijah, zemljevidih, spomenikih in kozarcih.

Neobjavljena dela

- Bač, J. 1952, Prilog rješavanju problematike mineralnih voda u Rogoškoj Slatini. Arhiv Zdravilišča Rogoška Slatina.
- Drobne, F., Mencej, Z. 1972, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah na območju termalnega vrelica v Topolščici. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.
- Ivankovič, J. 1972, Poročilo o raziskavah na območju termalnega izvira »Topolščica« pri Kostanjevici in program za naslednjo fazo raziskav. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Knecht, J. 1908, Bericht über Mineralquellen Arbeiten in Rohitsch-Sauerbrunn, Karlsbad (Rokopis).
- Nosan, A. 1958, Stratigrafske in tektonske razmere v okolici Rogoške Slatine. Arhiv Zdravilišča Rogoška Slatina.
- Nosan, A. 1958, Poročilo o dosedanjih hidrogeoloških raziskovanjih termalnega področja na Bledu. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1960, Poročilo o geološkem kartiranju okolice Dolenjskih Toplic. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1961, Poročilo o hidrogeoloških raziskovalnih delih v Smarjeskih Toplicah. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1962, Pregledno poročilo o hidrogeoloških razmerah na termalnem področju v Dolenjskih Toplicah. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1963, Poročilo o rezultatih poizkusnega črpanja termalnega izvira v Dobrni. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1964, Poročilo o rezultatih I. faze hidrogeoloških raziskovalnih del na termalnem področju v Dobrni. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1964, Poročilo o količinah termalne vode na termalnem področju v Dobrni. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1965, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah na termalnem področju v Čateških Toplicah v letih 1963/64. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1966, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah na termalnem območju v Laškem. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1966, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah na termalnem območju pri Podčetrtku. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1968, Poročilo o rezultatih hidrogeoloških raziskav v vrtni V-9 na Bledu. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A., Ivankovič, J. 1970, Geološke in hidrogeološke razmere na termalnem področju pri Vasnem v Tuhinjski dolini. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1971, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah v Dolenjskih Toplicah, izvršenih v l. 1971. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1971, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah na termalnem območju pri Podčetrtku v l. 1970. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A., Ivankovič, J. 1972, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah za termalno vodo na Čateškem polju v letih 1970—1971. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Pleničar, M. 1965, Poročilo o geoloških razmerah pri Podčetrtku. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1970, Poročilo o hidrogeoloških preiskavah v Nuskovi na Geričkem. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1972, Poročilo o hidrogeoloških preiskavah v Radencih. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nastanek zaslanjenih kraških izvirov in njihova sanacija

Marko Breznik

Vsebina

1. UVOD	84
2. RAZLAGA POMEMBNIH IZRAZOV, UPORABLJENIH V RAZPRAVI	86
3. LITERATURA O ZASLANJEVANJU IZVIROV	87
3.1. Pregled del o zaslanjenih izvirov	87
3.2. Razlage zaslanjevanja v zrnatih sedimentih	88
3.3. Razlage zaslanjevanja v zakraselih sedimentih	89
4. OPIS NEKATERIH ZASLANJENIH IZVIROV	94
4.1. Brojnica pri Trstu	94
4.2. Izviri v Sečoveljski dolini	95
4.3. Izvir Blaž v Istri	100
4.4. Izviri južno od Senja	103
4.5. Izviri v zalivu Poljice blizu Trogira	103
4.6. Izvir Pantan pri Trogiru	104
4.7. Izvir Pištica pri Korniži na otoku Visu	106
4.8. Postirska dolina na Braču	107
4.9. Zrnovica pri Gradacu	108
4.10. Izviri v Morinjskem zalivu v Boki Kotorski	110
4.11. Brojnice pri La Mortoli na italijansko francoski meji	116
4.12. Brojnice pri Tarantu v Italiji	117
4.13. Brojnica Cadimare pri Speziji v Italiji	117
4.14. Izvir in brojnice Ayios Georgios pri Kiveriju v Grčiji	117
4.15. Morski požiralniki na otoku Kefalonija	117
4.16. Izvir Almyros Irakliou v Grčiji	118
5. ZASLANJEVANJE KRAŠKIH IZVIROV IN NJIH KLASIFIKACIJA	121
5.1. Zaslanjevanje zaradi večje gostote morske vode	121
5.11. Brojnice z zaslanitvijo v ustju izvlra	121
5.12. Zaslanjeni izviri v izotropno prepustnem kraškem vodonosniku	122
5.13. Zaslanjeni izviri v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku	122
5.131. Zaslanjeni izviri v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku s plitvim razcepom	125
5.132. Zaslanjeni izviri v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku z globokim razcepom	125
5.2. Zaslanjevanje s srkanjem morja zaradi hidrodinamičnega učinka	126
5.3. Kombiniran način zaslanjevanja	128

8. SANACIJA ZASLANJENIH IZVIROV	129
6.1. Sanacija izvirov, ki se zaslanjujejo zaradi večje gostote morske vode	129
6.11. Sanacija brojnic, ki se zaslanjujejo v ustju izvira	129
6.12. Sanacija zaslanjenih izvirov v izotropno prepustnem kraškem vodonosniku	132
6.13. Sanacija zaslanjenih izvirov v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku	134
6.131. Sanacija z dvigom gladine izvira	134
6.132. Sanacija s tesnitvijo spodnje žile	140
6.133. Sanacija z zajetjem sladke vode v notranjosti krasa	142
6.2. Sanacija izvirov, zaslanjenih s srkanjem morja zaradi hidrodinamičnega vpliva	150
6.3. Sanacija izvirov, zaslanjenih s kombinacijo vplivov večje gostote morske vode in hidrodinamičnega učinka	151
7. GOSPODARNOST SANACIJ ZASLANJENIH KRAŠKIH IZVIROV	151
7.1. Cena vode saniranih izvirov	151
7.2. Cena sladke vode, pridobljene iz morja ali somornice	153
7.3. Primerjava načinov preskrbe s sladko vodo	154
8. SKLEPI	154
9. ZAHVALA	155
10. Slovstvo	163

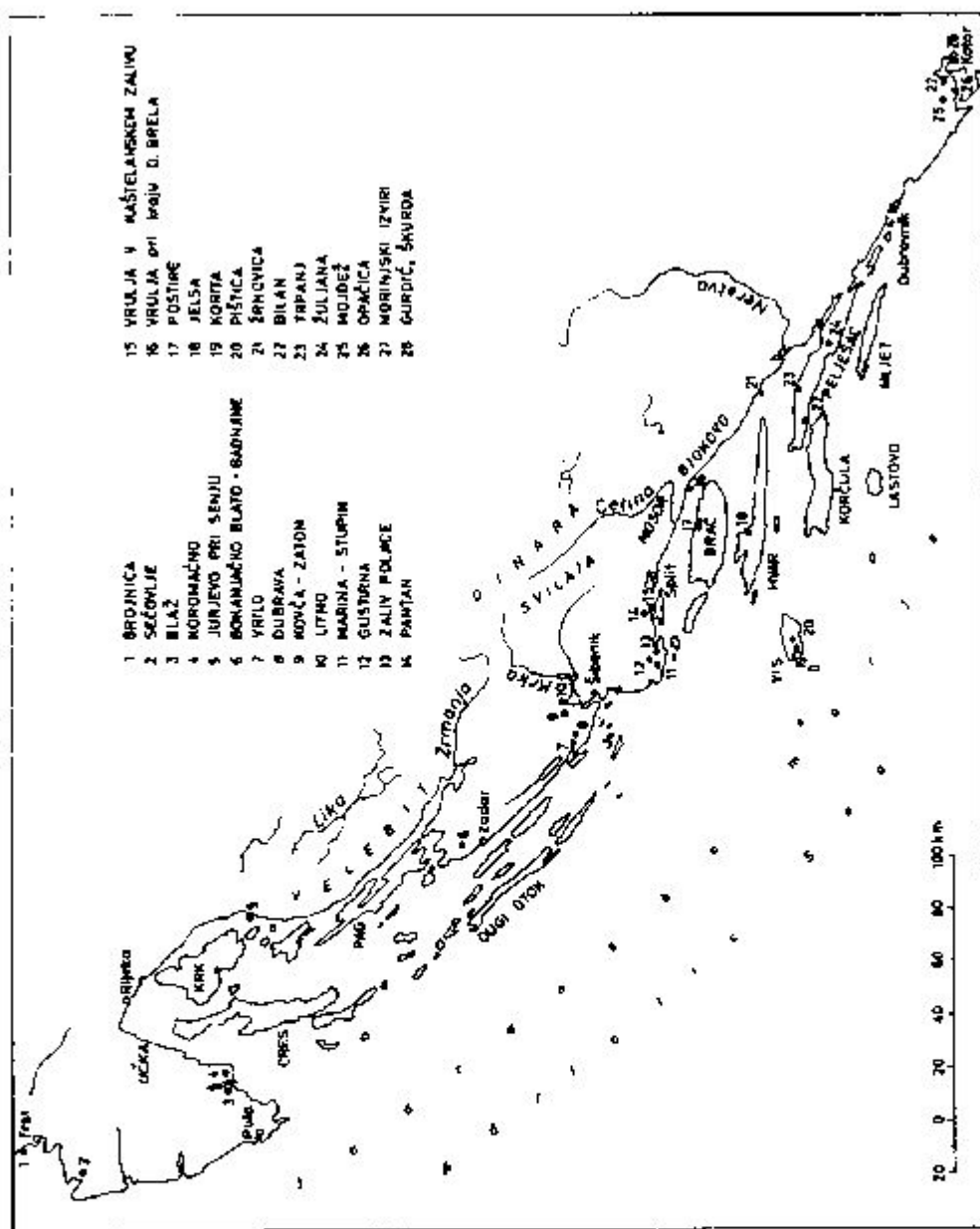
1. UVOD

Kraški izviri odvodnjavajo večji del zakraselega hribovja v zaledju. Zaradi prodora morske vode v notranjost krasa se pogosto zaslanijo in njihova voda potem ni uporabna. Ker pa sladke vode v primorju močno primanjkuje, je sanacija teh izvirov izrednega pomena za prebivalstvo in gospodarstvo.

Ameriški hidrogeolog Kohout (1966) je preučeval vpliv prodora morske vode v vodonosne zrnate sedimente na Floridi. Po njegovih podatkih do zadnjih let niso posvečali dovolj skrbi izvirov na morskem dnu, saj je bilo na vsem svetu izvedenih samo 15 znanstvenih raziskav tega pogostnega pojava. Poskusi zajetja pa niso mnogo napredovali od dobe Feničanov, ki so pokrivali take izvire s svinčnimi lijakji, jih zasuli in po ceveh speljali vodo iz lijakov.

Večji del jugoslovanske obale in širok pas zaledja sestoji iz zakraslih karbonatnih sedimentov. Sistematične raziskave slanih izvirov pri nas so se pričele pred drugo svetovno vojno (I. Kuščer, 1946), njihovo delovanje pa je bilo pojasnjeno v petdesetih letih (Gjurašin, 1942, 1943; I. Kuščer, 1950). Obsežne raziskave in poskusi sanacij so delo zadnjih 15 let (sl. 1). Istočasno so v manjšem obsegu raziskovali v Libanonu, Španiji, Franciji in Italiji ter v večjem v Grčiji, kjer sem sodeloval.

Za raziskave v zadnjem desetletju je značilno, da so bile vodene iz določenih centrov in da med seboj niso bile koordinirane. Zmenjave izkušenj skoraj ni bilo, večina rezultatov še ni objavljena.



Sl. 1. Zaslanjeni in sanirani kraški izviri na jadranski obali in otokih, omenjeni v razpravi
 Fig. 1. Brackish and desalted karstic springs along the Adriatic coast and islands mentioned in the paper

Naša razprava vsebuje detajlni opis raziskav in sanacij več kot 20 slaniziranih izvirov. Poleg tega podaja kriterij za njihovo klasifikacijo, oceno možnosti za sanacijo v različnih hidrogeoloških razmerah, pregled sanacijskih stroškov in primerjavo cene pitne vode, pridobljene iz morja in somornice s ceno vode saniranih zaslanjenih izvirov.

2. RAZLAGA POMEMBNIH IZRAZOV, UPORABLJENIH V RAZPRAVI

Izotropno prepusten kraški vodonosnik vsebuje množico razpok, manjših kanalov in votlinic, ki so dobro povezani v vseh smereh. Pretakanje vode je možno v vseh smereh, ni privilegiranih smeri cirkulacije. Takšna je površinska zakrasela cona, kadar je potopljena. Primer takšnega vodonosnika je zakrasel peščenjak na izraelski obali. Pretok vode je podoben pretoku podtalnice v zrnatih sedimentih.

Anizotropno prepusten kraški vodonosnik je karakteriziran s posameznimi zakraselimi conami in vmesnimi malo zakraselimi bloki. Voda se pretaka po posameznih žilah, ki imajo veliko prepustnost v vzdolžni smeri in majhno v prečni. Pretok je podoben pretoku po sistemu cevi, ki niso na gosto razporejene.

Vodonosnik. Plast, zaporedje plasti ali del plasti s porami, zapolnjenimi z vodo, ki ni kemično ali fizikalno vezana. Ustreza tujemu izrazu aquifer.

Kraška podtalnica. Voda, ki zapolnjuje kraške pore in žile v potopljeno cono, in ki ni kemično ali fizikalno vezana.

Prezračena cona. V tej coni so kraške pore zapolnjene z zrakom in vodo. Skozi njo pronica ali se pretaka voda v globino proti potopljeno coni.

Potopljena ali zasičena cona. V njej so pore zapolnjene z vodo.

Sladkovodna cona je vodonosnik s sladkovodno podtalnico.

Somorniška cona je vodonosnik s somornico.

Morska cona je vodonosnik z morsko vodo. Ta cona se od obale proti celini spušča v globino.

Mejna ploskev je ploskev, ki razmejuje sladko in morsko podtalnico v izotropno prepustnem kraškem ali zrnatem vodonosniku. Ta meja je včasih ostra, navadno pa je bolj ali manj široka in se imenuje **prehodna cona** ali **cona mešanja**.

Peta mejne ploskve je v globini, kjer se priključi mejna ploskev na neprepustne plasti pod vodonosnikom.

Ravnatežna ploskev je namišljena ploskev, ki povezuje v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku tiste točke žile in razcepa, kjer sta vodna pritiska s sladkovodne in morske strani v ravnatežju.

Peta ravnatežne ploskve je v globini, kjer se priključi ravnatežna ploskev na neprepustne plasti pod vodonosnikom.

Ravnatežni pretok sladkega izvira imenujemo pretok tik pred njegovo zaslanitvijo.

Zaslanjen izvir je splošen pojem, ki obsega tudi izviraajočo vodo, žilo in kraj, kjer voda izvira.

Brojnica je izvir na morskem dnu s sladko ali zaslanjeno vodo. Ustreza hrvaškosrbskemu izrazu vrulja.

Morski požiralnik je odprtina na morskem dnu, ali ob obrežju, ki občasno ali stalno požira morje.

Morska estavela je brojnica, ki se v suši spremeni v morski požiralnik.

Žila je splošen pojem za cono, ki je močno prepustna v smeri toka in malo prepustna v prečni smeri. Po žilah se pretaka podtalnica v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku. Oblika žile ni definirana, to je lahko kraški rov, prepustna razpokana cona, splet razpok in votlinic itd.

Razcep žile ali kratko **razcep** je mesto, kjer se cepi dovodna žila v spodnjo žilo, ki ima zvezo z morjem, in zgornjo žilo, ki vodi do izvira.

Morje pomeni tudi morsko vodo.

Voda pomeni tudi sladko, svežo vodo kraške podtalnice.

Brakična voda ali **somornica** pomeni zmes sladke in morske vode

Varen pretok črpanja je količina vode, ki jo lahko črpamo iz vodonosnika in s tem ne povzročimo nezaželenih posledic, npr. zaslanjenja ali stalnega znižanja piezometrične gladine.

Slanost je količina soli v vodi. Morska voda vsebuje predvsem NaCl, MgSO₄ in CaCO₃. Slanost podajamo s količino klorovih ionov v miligramih na liter tekočine. Voda Sredozemskega morja ima okrog 21000 mg/l Cl⁻.

Dopustna slanost je količina soli v vodi, ki še ne vpliva škodljivo na ljudi in živali ali na rastlinstvo. Za pitno vodo je jugoslovanska norma 250 mg/l Cl⁻. Norma za pitno vodo se v svetu stalno povečava, nekateri menijo, da 500 mg/l ne škoduje, posebno v suhem podnebnju. Mnogo vasi v Sredozemlju pije vodo, ki vsebuje prek 500 mg/l, bedutni v Sahari do 2000 mg/l Cl⁻. Slanost do 300 mg/l nima vpliva na okus, voda s 300 do 1000 mg/l je »plehka« in prek 1000 mg/l je slana. Od rastlin so občutljive pomaranče, ki zahtevajo vodo z manj kot 100 mg/l Cl⁻. V kmetijstvu je možno uporabiti za nekatere rastline še vodo s 1000 mg/l Cl⁻ (Tunis, Izrael). Važno pa je, da je zemlja prepustna, da se v času deževja izpere in da se sol v njej ne nabira.

3. LITERATURA O ZASLANJEVANJU IZVIROV

3.1. Pregled del o zaslanjenih izviri

Presenetljivo dobro predstavo o zaslanjevanju izvira je imel Laurentis de Monacis že leta 1364 (Patakis, 1968). Opisal je izvir Almyros s slano vodo poleti in sladko pozimi »iz jame... izvira z veliko močjo slana rečica. Izliva se v morje, s katerim je povezana s podzemljskimi kanali... pozimi voda ni slana, ker se dež s hribov zliva v dolino in jamo ter osladi izvir...« (Anno Domini 1364, sexti Mai... Et spelunca vero, quae est penes radicem dicti Strumbuli (gora nad izvirov op. av.) a dicta parte Orientali exit cum impetu magnus globus salsarem aquarum, quae vementes a mari per subterraneos anfractus emittuntur per ora dictae speluncae; a salsedine vero locus ille dicitur Almyro. Inhieme vero non sunt ita salsae; nam a pluviis de contiguis montibus in valles defluentibus et penes illam speluncam cadentibus aliquantulum dulciorantur).

V prejšnjem in sedanjem stoletju so vzbudili največje zanimanje morski požiralniki pri Argostolionu. Brown (1835) je domneval, da je gladina morja ob požiralnikih višja kakor v ostalem delu zaliva. Po Stricklandu (1835) naj bi voda, ki ponira, izparevala na kon-

taktu z velikansko maso, ter se v globini ponovno kondenzirala in izviralala v toplih izviroh. Davy (1836) je mislil, da glina in lapor vpijata to vodo, nabrekata in povzročata potrese. Pücker (1841) je je veroval v odtok v morje z nižjo gladino. Po Moussonu (1858) se voda v veliki globini ogreje, postane zato lažja in se dviga ter ponovno izvira. Unger in Ansted sta menila, da se ponikla voda dviga s kapilarnimi silami in na površju izpareva (Glanz, 1965). Prvi teoriji, ki sta fizikalno sprejemljivi, sta Fouquéjeva in Wiebloveva. Fouqué (1867) je trdil, da izvira ponikla voda v zaslanjenih izviroh v zalivu Livadi. Gladina v morskih ponorih je nižja zaradi večje specifične teže slane vode. Wiebel (1874) je opazoval izvire na otoku. Po njegovem mišljenju je sesalni učinek v rovih, ki odvajajo sladke vode, vzrok poniranja morja. Pravilno je sklepal na zvezo z izviri v zalivu Sami, ker mu je bil pretok izvirov v Argostolskem zalivu prenapajhen. Lehman (1933) je dopolnil Wieblovevo teorijo s potrebnimi zožitvami rovov.

Badon-Ghyben (1888) in Herzberg (1901) sta postavila za znate sedimente teorijo o mešanju morja z vodo zaradi različnih prostorninskih tež. Za tekočo podtalnico je to teorijo dopolnil Hubbert (1940), za razmere, kjer je med vodo in morjem večja prehodna zona, pa sta jo prikrojila Cooper (1959) in Luscynski (1961).

Za zaslanjene kraške izvire je Gjurašin (1942 in 1943) uporabil teorijo različnih prostorninskih tež, ki jo je Kuščer (1950) podal v bolj splošni obliki in dodal možen vpliv sesanja. Mijatović (1966) je izdelal model vdora morja na podlagi različnih prostorninskih tež. Glanz (1965) je z modelom skušal dokazati, da je kinetična energija vode v rovih, usmerjenih k izviru, v zalivu Sami vzrok za podtlak v kraškem kanalu in vtok morja v požiralnike pri morskih mlinih pri Argostolionu.

3.2. Razlage zaslanjevanja v zrnatih sedimentih

Ghyben-Herzbergovo pravilo o odnosih med morskno in sladko vodo temelji na njihovih različnih prostorninskih težah (de Wiest, 1965).

Pogoja za njegovo veljavnost sta, da se tekočini ne mešata med seboj in da mirujeta. Pravilo je možno uporabiti v primeru, ko se podtalnica morske vode ne giblje, gibanje podtalnice sladke vode pa je počasno; tak primer imamo tedaj, ko je gladina podtalnice le malo napeta. Ghyben-Herzbergova razlaga zaslanjevanja ne upošteva cone mešanja.

Hubbert je ugotavljal mejno ploskev med morjem in vodo za hidrodinamične pogoje in pokazal na omejeno uporabnost Ghyben-Herzbergovega pravila ter na poenostavitve, ki jih vsebuje. Ob obali, kjer se podtalnica izliva v morje, se mora razviti taka strujna mreža, kjer se tokovnice dvigajo proti izviru, istočasno pa se gladina podtalnice spušča proti morski gladini.

Globina mejne ploskve je večja kakor izračunana po Ghyben-Herzbergovi enačbi. Razlika je majhna za položne gradiente, napake pa so velike za strme gradiente.

Luscynski je računat z gibanjem podtalnice in upošteval tudi obstoj cone mešanja. Vpeljal je nove pojme pri merjenju piezometričnih višin. Po njegovi metodi lahko računamo globino cone mešanja.

Bossy (1970) je pokazal na primeru vodnjaka Bosse Crau, da je pri majhnem strmcu gladine podtalnice sladke vode in imobilni podtalnici morske vode možno uporabiti Ghyben-Herzbergovo pravilo za določitev globine mejne ploskve. Prehod iz sladke v morsko cono je bil nenaden, prehodna cona je bila tanjša od 2 m.

Dreyfus in Vailloux (1970) sta preučevala veljavnost navedenih treh razlag na območju Wateringues ob Rokavskem prelivu. Edino metoda Luscynskega je dala dobre rezultate, vendar zahteva zelo precizna terenska merjenja in številne korekture rezultatov, kar omejuje njeno praktično uporabo. Rezultatov po Ghyben-Herzbergovi metodi sploh nista mogla uporabiti. Glavni vzrok je bil, da je piezometrični nivo v morski coni 2,80 m nad srednjo gladino morja, s katero računa ta metoda. Tudi rezultati računa po Hubbertovi metodi niso bili sprejemljivi. Hubbertova metoda podaja fiktivno mejno ploskev znotraj cone mešanja. Če pa zavzema cona mešanja 50% celotne višine, kakor v tem primeru, potem je seveda takšen rezultat preveč nedoločen. Ghyben-Herzbergova in Hubbertova metoda naj bi bili uporabni le v primeru, kjer je cona mešanja tanka, kjer je podtalnica mirna in reagira malo na padavine in na sezonske spremembe.

3.3. Razlage zaslanjevanja v zakraselih sedimentih

Lehmann (1932) je utemeljeval Wiebelovo razlago zaslanjevanja kraških izvirov po principu Venturijeve cevi. Dovodni rov je močno zožen na mestu, kjer se priključi spodnja žila, ki ima ustje pod morsko gladino.

Po Lehmannovi razlagi bi moral biti izvir ob visokih vodah slan, ob nizkih pa sladek. V naravi pa je obratno, zato se Gjurašin ne strinja z Lehmannovo razlago. Po Gjurašinu je različna specifična teža morske in sladke vode vzrok, da morje vdira v izvire ob obali. Dovodni rov se cepi v večjo zgornjo žilo in manjšo spodnjo žilo, katere ustje mora biti pod morjem.

Nadmorski izviri so slani le v primeru, če je izpolnjena naslednja neenačba:

$$\frac{\gamma_m - \gamma}{\gamma} h_s > h_v$$

kjer je

- γ — specifična teža sladke vode,
- γ_m — specifična teža morske vode,
- h_s — globina razcepa žil pod morsko gladino,
- h_v — višina izvira nad morsko gladino.

V odvisnosti od pretoka izvira lahko nastopijo naslednji trije primeri:

1. sladka voda izvira na zgornji in spodnji žili,
2. na zgornji žili izvira sladka voda, v spodnji pa miruje,
3. morje vteka na spodnji žili, na zgornji pa izvira somornica.

Gjurašin je podal tudi grafikone za različna razmerja pretokov morske in sladke vode. Po njegovem mišljenju delujejo tudi morski mlini

pri Argostolionu na principu različnih specifičnih tež in ne na hidrodinamičnem principu, kakor je domneval Lehmann.

Kuščer je s sodelavci (I. Kuščer, 1950; I. Kuščer in D. Kuščer, 1962) detajlno raziskal 4 km obale južno ob Senja, kjer so izviri vod Like in Gacke. Opazovali so na desetine zaslanjenih izvirov in brojnic. Odkrili so morske požiralnike in morske estavele. Z barvanjem so ugotovili zvezo med morskim požiralnikom in zaslanjenimi izviri na obali.

Najenostavnejši zaslanjeni izvir ima dovodno žilo, ki se cepi na spodnjo žilo, po kateri priteka morje, in na zgornjo (glavno) žilo, ki vodi k izvihu (sl. 2). Vzroka za dotok morja sta lahko dva:

1. hidrostatični zaradi večje specifične teže — če je razcep dovolj globoko — in
2. hidrodinamični zaradi ožine v razcepu.

V prvem primeru požiralnik morje požira, v drugem pa sesa.

Predstavljajmo si na sl. 2, da je spodnja žila zaprta s pregradama A in B in da je vmesni prostor zvezan z izvirkom po umetni cevi C. Delovanje sistema je odvisno od tlačnih razlik P in S ob obeh pregradah.

$$P - p' - p'' = [p_0 + \rho_m g (h_m - h_i)] - [p_0 + \rho_v g (h_i - h_r)]$$

$$P = (\rho_m - \rho_v) g (h_i - h_r) - \rho_m g (h_i - h_m) \quad (a)$$

Požiranje je možno le, če je P pozitiven, za kar mora biti

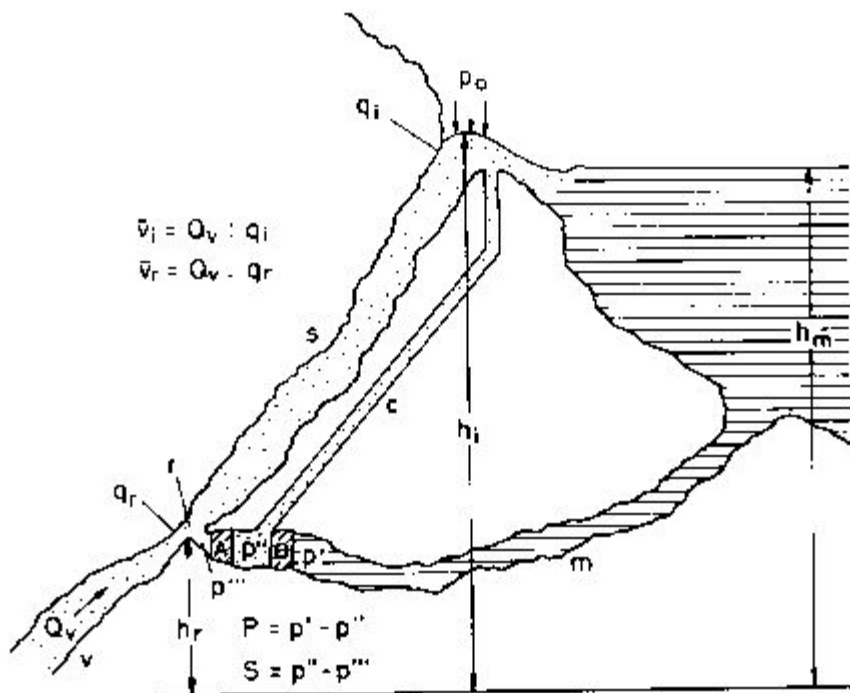
$$h_i - h_r > \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_v} \cdot (h_i - h_m) - 36,4 \cdot (h_i - h_m) \quad (b)$$

$$S = p'' - p''' = \left[\frac{\rho_v}{2 Q_i^2} (1 - k) - \frac{\rho_v}{2 Q_i^2} - w_r \right] \cdot Q_i^2 - c Q_i^2 \quad (c)$$

kjer je:

hidrostatični tlak v spodnji žili (m)	p'
hidrostatični tlak v umetni cevi (C)	p''
hidrostatični tlak v zgornji žili (s)	p'''
tlačna razlika med m in i	P
tlačna razlika med i in s	S
tlačna razlika zaradi trenja	w_r
zračni tlak	p_0
gostota (g/cm^3)	ρ
pospešek prostega pada	g
višina nad določenim začetnim nivojem	h
višina gladine morske vode	h_m
ploščina preseka žile	q
pretok, jakost vodnega toka	Q
hitrost	v
zastojni tlak	$\frac{c v^2}{2}$

pri znakih p, h, q, Q pomenijo indeksi: i izvirek, v sladko vodo v dovodni žili ali dovodno žilo, s samornico v zgornji žili ali zgornjo žilo, m morsko vodo v spodnji žili ali spodnjo žilo.



Sl. 2. Skica zaslanjenega izvira (po I. Kuščerju, 1950)
 Fig. 2. Sketch of a brackish spring (after I. Kuščer, 1950)

v	Dovodna žila Primary vein	p''	Hidrostatični tlak v umetni cevi (C) Hydrostatic pressure of imaginary auxiliary tube (C)
r	Razcep žile Vein branching	p'''	Hidrostatični tlak v zgornji žili (s) Hydrostatic pressure of upper vein (s)
m	Spodnja žila Lower vein	h	Višina nad določenim začetnim nivojem Height above some reference level
s	Zgornja žila Upper vein	v	Presek žile Cross section of the vein
p ₀	Zračni tlak Atmospheric pressure	Q	Vodni tok Water flow
p'	Hidrostatični tlak v spodnji žili (m) Hydrostatic pressure of lower vein (m)	v	Povprečna hitrost Mean velocity

Enačba (c) je le aproksimativna rešitev za visoko Reynoldsovo število in kaže, da je S sorazmeren kvadratu pretoka. Konstanta k ($-1 < k \leq 1$) je odvisna od oblikovanja razcepa žil. Sorazmernostni faktor c (sesalni koeficient) je tem večji, čim ožji je razcep. Pozitiven je le v primeru, če je dovodna žila zožena ravno v razcepu; če pa razcep ni dovolj ozek, je negativen.

Če si sedaj zamislimo, da je cev C (sl. 2) zaprta in da odstranimo pregrado B , deluje na pregrado A z morske strani tlačna razlika $P - S$. Če je vsota pozitivna, bo po odstranitvi pregrade A vdrla v razcep morje. Glede na delež morja, ki vtoka ali zaradi tlaka P , povzročenega zaradi razlike v specifičnih težah, ali zaradi sesalnega tlaka S , loči I. Kuščer štiri tipe izvirov in razcepov, ki jih označuje kot tipe PS , P , S in N .

Tip PS: Razcep žil je dovolj globoko pod morsko gladino, tako da sta P in S vedno pozitivna. Pri vsakem pretoku je izvir zaslanjen.

Tip P: Razcep je dovolj globoko, $P > 0$, toda ni dovolj ozek, $S < 0$. Izvir je zaslanjen samo pri šibkem pretoku. Slanost pojema z rastočim tokom in preneha pri pretoku

$$Q_0 = \sqrt{-\frac{P}{c}} \quad (d)$$

kadar je $P + S = 0$. Če se pretok še poveča, vdere sladka voda v spodnjo žilo.

Tip S: Nasprotno deluje izvir z ozkim razcepom $S > 0$, ki ne leži dovolj globoko, $P < 0$. Izvir je zaslanjen samo pri velikem pretoku, ko pretok presčje vrednost Q_0 .

Tip N: Če sta $P < 0$ in $S < 0$ se izvir seveda ne more zaslaniti.

Splošno veljavne formule za odvisnost slanosti od pretoka ni.

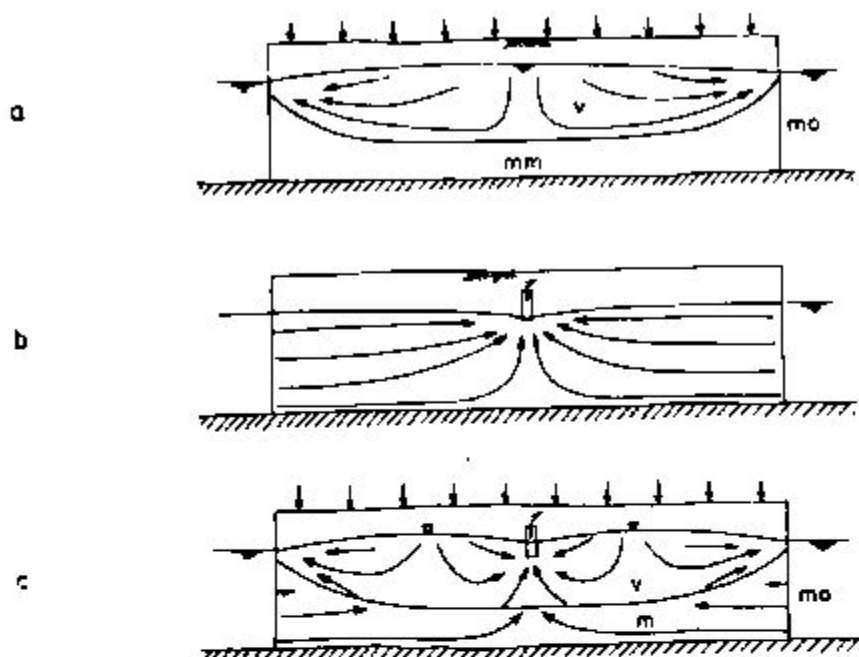
Pri zelo šibkem toku se slanost približa naslednji hidrostatsično določeni mejni vrednosti

$$\sigma_0 = 1 - \frac{\rho_m (h_i - h_m)}{(\rho_m - \rho_s) (h_i - h_r)} = \frac{P}{(\rho_m - \rho_s) g (h_i - h_r)} \quad (e)$$

Opazovanja so pokazala, da so izviri ob veliki vodi sladki, ob suši pa slani in da slanost raste s pojemanjem pretoka. To se ujema s hidrostatsično razlago; zato trdi Kuščer, da sili morje v zaslanjene izvire zaradi večje specifične teže pri dovolj globokem razcepu. Hidrodinamična razlaga ne drži, ker bi morali biti izviri bolj slani ob veliki vodi, opazovanja pa kažejo, da niso.

Potem ko sta Maurin in Zöttl dokazala, da morje, ki ponira pri Argostolionu, izvira v zaslanjenih izviri v 15 km oddaljenem zalivu Sami, je Glanz preučeval hidravlični mehanizem morskih mlinov pri Argostolionu. Zagovarjal je hidrodinamično teorijo in trdil, da sesanja morja ne moremo razložiti z obliko podzemeljskih kanalov po sistemu Venturijeve cevi. Vtok morja v Argostolionu je tako velik ($1,7 \text{ m}^3/\text{s}$), da bi si težko predstavljali tako veliko Venturijevo cev. Če pa naj bi bilo več vzporodnih Venturijevih cevi, si je zopet težko predstavljati njihovo sinhronizirano delovanje, ker bi priključek enega rova z morsko vodo na mestu, kjer je v glavnem rovu majhna hitrost, lahko uničil sesalni učinek več Venturijevih cevi.

V pleistocenu je bil sedanji zaliv Argostolion kraško polje s podzemeljskim odtokom v zaliv Sami. Plasti krednega apnenca glavnega gorstva na otoku vpadajo proti vzhodu, torej proti zalivu Sami, in glavni kraški kanali, ki odvajajo padavine s tega območja, vpadajo tudi proti vzhodu. Če sedaj rov s tekočo vodo zadene na pleistocenski talni rov, napolnjen z morjem, bo pognal morsko vodo v smeri svojega gibanja. Svojo kinetično energijo, oziroma komponento impulza, usmerjeno v smeri talnega rova (spodnje žile), bo oddal morski vodi. To je princip črpalke s curkom ali ejektorske črpalke. Impulzi se lahko vzdolž talnega rova poljubno seštevajo; vsak nov curk sladke vode, ki se izliva v talni rov, pospeši v njem gibanje somornice. Curek deluje neodvisno od zračnega pritiska.



Sl. 3. Strujne mreže po Edelmanu (1966)

Fig. 3. Flow net on an island after the Dutch hypothesis (after Edelman, 1966)

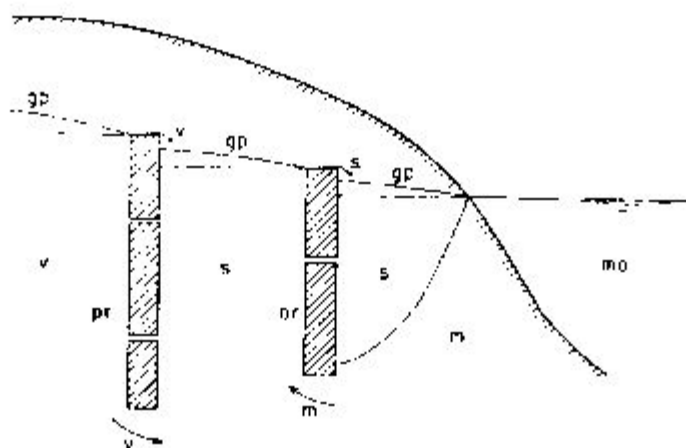
- | | | |
|--|-----|--|
| a) Strujna mreža naravnega toka podtalnice | v | Sladka voda |
| Flow net of the natural ground water flow | v | Fresh water |
| b) Strujna mreža črpanja | m | Morska voda |
| Flow net of pumping | m | Sea water |
| c) Kombinirana strujna mreža | mm | Mirujoča morska voda |
| Combined flow net | mm | Stagnant sea water |
| mo | ↓ ↓ | Napajanje podtalnice s padavinami |
| Morje | | Recharge of ground water by precipitations |
| Sea | | |

Edelman (1966) je obravnaval problem hitre zaslanitve pri črpanju iz leče sladke vode, ki plava na morski vodi.

V naravnih pogojih, ko padavine napajajo lečo sladke vode na otoku in se ta voda preceja proti izvirov na obali, pride med vodo in morjem do dinamičnega ravnotežja, ki je karakterizirano z zakrivljeno mejno ploskvijo (sl. 3a). Mejna ploskev med dvema tekočinama različne specifične teže, ki mirujeta, je horizontalna, pri dinamičnem ravnotežju pa je pogojena z enakomernim tokom vode proti izvirov na obali in z mirovanjem morja.

Če prične črpati iz podtalnice, ki ima povsod enako specifično težo, potekajo strujnice iz vseh smeri proti vodnjaku (sl. 3b) ali drenažnemu rovu.

Po metodi superpozicije dobimo kombinirano strujno mrežo tako, da v vsaki točki seštejemo fizikalne lastnosti osnovnih strujnih mrež. Pri črpanju iz plavajoče leče sladke vode potekajo zato nekatere strujnice tudi iz globljih plasti — iz morske cone — in zaslanijo vodnjak (sl. 3c).



Sl. 4. Zaslanjevanje po Baturiču (1961 in 1969)

Fig. 4. Fresh water contamination after Baturič (1961 and 1969)

mo	Morje Sea	s	Somurnica Brackish water
v	Sladka voda Fresh water	gp	Gladina podtalnice Ground water surface
m	Morska voda Sea water	pr	Neprepustna pregrada Impervious barrier

Po Baturiču (1959, 1961 in 1969) je razpokanost in drobna kavernoznost apnenca tolikšna, da se kraška podtalnica normalno preceja po vsej kamenini in le izjemoma po kanalih.

Pogoji precejanja v bližini obale so podobni precejanju v peščenih sedimentih, z izjemo, da so v apncu možne neprepustne cone, ki tvorijo skoraj neprepustne vertikalne bariere. Te bariere so nekakšne viseče zavese (sl. 4), prek katerih se voda preliva ali se pod njimi »podliva«.

Morje ali somurnica se »podliva« pod pregradami proti notranjosti zaradi razlike v prostorninski teži po Herzbergovem zakonu.

Po Mandelju (1971) prodira morska voda v vodonosno plast zaradi spremenjene porazdelitve potencialov, ki je posledica močne anizotropnosti apnenca.

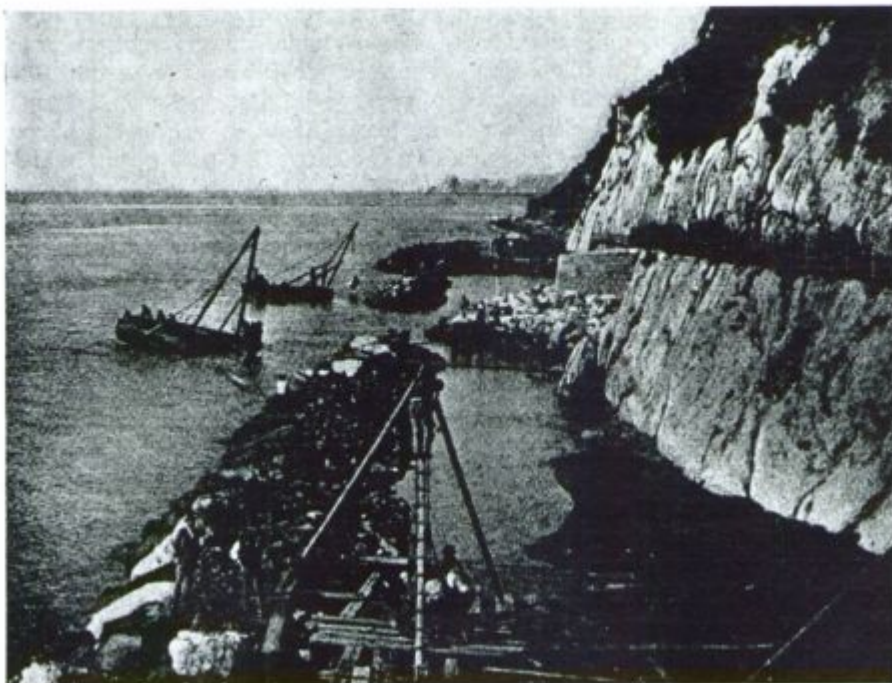
Stefanon (1971) trdi, da se vse brojnice zaslanjujejo v ustju.

4. OPIS NEKATERIH ZASLANJENIH IZVIROV

4.1. Brojnica pri Trstu

Brojnica izvira nekaj km zahodno od Trsta pod vasjo Sv. Križ. V italijanski literaturi je znana pod imenom »Le sorgenti d'Aurisina« (Boegan, 1906). Izvir je na kraju, kjer se neprepustna flišna pregraja spusti malo pod gladino morja. Tu je na dolžini okrog 100 m 7 brojníc; ob oseki so nekatere nad gladino morja. Pri izviru je numulitni apnenec pod gladino morja, na obeh straneh pa ga loči od morja neprepustni fliš.

Prve izvire so zajeli okrog leta 1860. Leta 1865 zajetje zaradi suše en mesec ni imelo dovolj vode, leta 1868 pa celo tri mesece. V letu 1867 je bilo vode malo in je bila slana. Po Boeganu (1906) je bilo temu vzrok



Sl. 5. Gradnja pregrade v Brojnici pri Trstu leta 1901 (po Boeganu, 1906)
 Fig. 5. Dam construction at Brojnica near Trieste in 1901 (after Boegan, 1906)

nepopolno zajetje. Ostali izviri niso bili zajeti in so se izlivali v morje, ki je ob črpanju skozi nje tudi lahko prodrlo v zajetje. V tem času so ocenili zajetje kot neuspešno.

Ko so potrebe Trsta po vodi narasle, so izvir leta 1901 dokončno zajeli (sl. 5).

4.2. Izviri v Sečovljanski dolini

Bujska antiklinala sestoji iz terciarnega in krednega apnenca, ki je važen kolektor podzemljskih voda v severozahodni Istri. Večji del voda odteka proti jugu, kjer sta v Mirenski dolini zajeta izvira Mirna in Gradole. Njeno severovzhodno krilo vpada pod kotom 10° proti NE in se odvodnjava proti Sečovljanski dolini, kjer so izviri Bužini in Gabrieli oddaljeni 4, oziroma 3 km od morja (sl. 6).

Zaradi pomanjkanja pitne vode v Slovenskem primorju so se zanimali za vodne vire v Sečovljanski dolini že kmalu po vojni, posebno pa še po vdoru vode v premogovnik Sečovlje leta 1954.

Jugovzhodni revir premogovnika Sečovlje (Breznik, 1956) so odkopavali v letih 1953 in 1954 v globini okrog 230 m. Dotok iz krovne je bil 17 l/s in je leta 1954 v enem tednu narastel na 65 l/s, ko je krovina počila. Takrat se je pretok iz vrtine S 7/2 v jamo zmanjšal in se je zopet normaliziral, ko so ta del jame potopili.

Ob začetku raziskovalnih del decembra 1955 so kopali v 1. jugovzhodnem revirju. Mali potopljeni revir in 2. jugovzhodni revir sta bila zaprta in potopljena. Celoten dotok v jamo je bil 160 do 190 l/sek in slanost 420 do 520 mg/l Cl⁻. Dotok v 1. jugovzhodni revir je bil 120 do 150 l/s. od tega iz vrtine S 7/2 60 do 65 l/s in iz počene krovine blizu vrtine 8/2 okrog 65 l/s. Voda tega revirja je vsebovala okrog 80 mg/l Cl⁻, tudi njena bakteriološka analiza je bila ugodna. Kompaktni paleogenski apnenec v krovini produktivnih plasti z jamskimi rovi je delno razpokan zaradi rudarskih del, ni pa zakrasel in tudi le malo naravno razpokan. Njegova neprepustnost je za apnenec nenavadna, kar dokazujejo tudi razmere pri čepu Malega potopljenega revirja v globini 227 m, kjer je bil na vodni strani pritisk 20 atm. Na zračni strani v razdalji 5 m vode ni bilo; apnenec je bil samo vlažen.

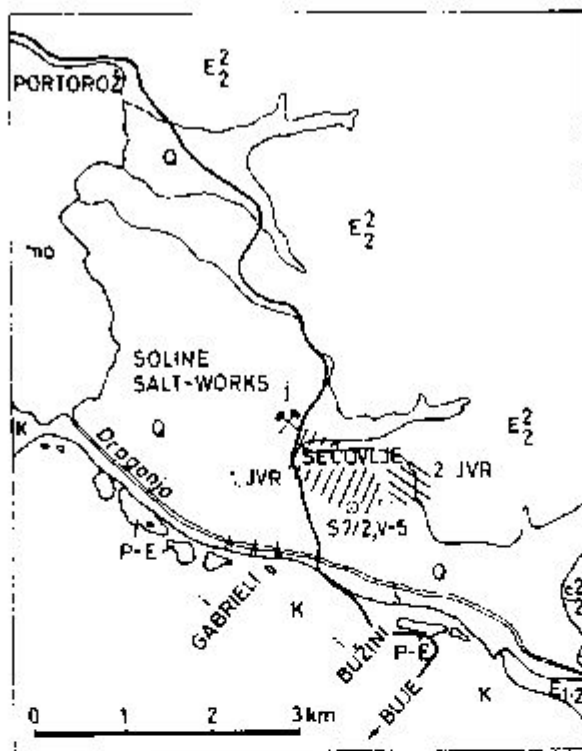
Analiza podatkov je pokazala, da je globina zakraselosti omejena, ker je bil kredni apnenec, ki je sicer kolektor podzemeljskih voda v Bujski antiklinali, v jami vedno suh. Iz krednega apnenca, ki je talnina produktivnih plasti, ni bilo v jami nobenega dotoka vode. Slanost vode v 1. jugovzhodnem revirju 80 mg/l Cl⁻ je mnogo ugodnejša od norme za pitno vodo 250 mg/l. Tudi slanost vode iz celotne jame 420 do 520 mg/l kaže, da je vdor morske vode v rudnik kljub ogromni depresiji — 230 m majhen. Ker so v teh letih nadaljevali odkopavanje v premogovniku, je bilo sklenjeno, da naj se preiščejo hidrogeološke razmere v dolini in da naj se poskuša s površja zajeti vodo, ki je dotekala v 1. jugovzhodni revir. Vrtanje štirih vrtin je pokazalo (Breznik, 1958), da so mlajše naplavine debele okrog 90 m in so povečini zaglinjene. Tudi del prodnatih plasti je bil slabo prepusten, kar na eni strani dokazuje, da v mlajših naplavinah ni podtalnice, ki bi jo bilo vredno zajeti, na drugi pa, da so mlajše naplavine kot celota slabo prepustne in da skozi nje morje ne doteka v apnenec. Morska voda delno prodira v Bujsko antiklinalo vzdolž nje-nega severovzhodnega roba, ki sestoji iz apnenca.

Profil vrtine V-5, locirane v bližini stare vrtine S-7/2 na območju večjih dotokov v jamo je naslednji (ustje vrtine 0,0 m je na koti okrog 6 m):

0,0 — 89,0 m	Meljnata peščena glina
89,0 — 90,8 m	Preperel razpokan apnenec
90,8 — 182,5 m	Kompakten foraminiferni apnenec
182,5 — 185,0 m	Razpokan apnenec
185,0 — 190,0 m	Kompakten apnenec

Voda je pritekala v vrtino le v globini 182,5 do 185,0 m. Pri črpalnem poskusu 1958. leta je bil pretok 6,2 l/s, depresija 3,9 m in slanost 38,2 mg/l Cl⁻. Vrtina je imela premer 10 cm, pretok je bil omejen z zmogljivostjo črpalke. Črpalni poskus leta 1959 je pokazal pretok 16 l/s, depresijo 13,16 m in temperaturo 16 °C.

Kaptažna vrtina večjega premera, oddaljena od vrtine V-5 samo 7 m in enako globoka, ni našla nobene vodonosne plasti. Tudi z večkratnim torpediranjem vrtine z brizantnim Vitezitom 3 v količini od 5 do 200 kg nismo uspeli dobiti zveze z vodonosno plastjo, ki je bila navrtana v vrtini V-5 v globini 182,5 m. Kaptažne vrtine ni bilo možno poglobiti do jame v globini 225 m, kjer bi dobila zvezo z vodonosno plastjo, ki se je















Sl. 6. Situacija izvirov, vrtin in premogovnika v Sečovljah
 Fig. 6. Situation of springs, bore holes and coal mine at Sečovlje

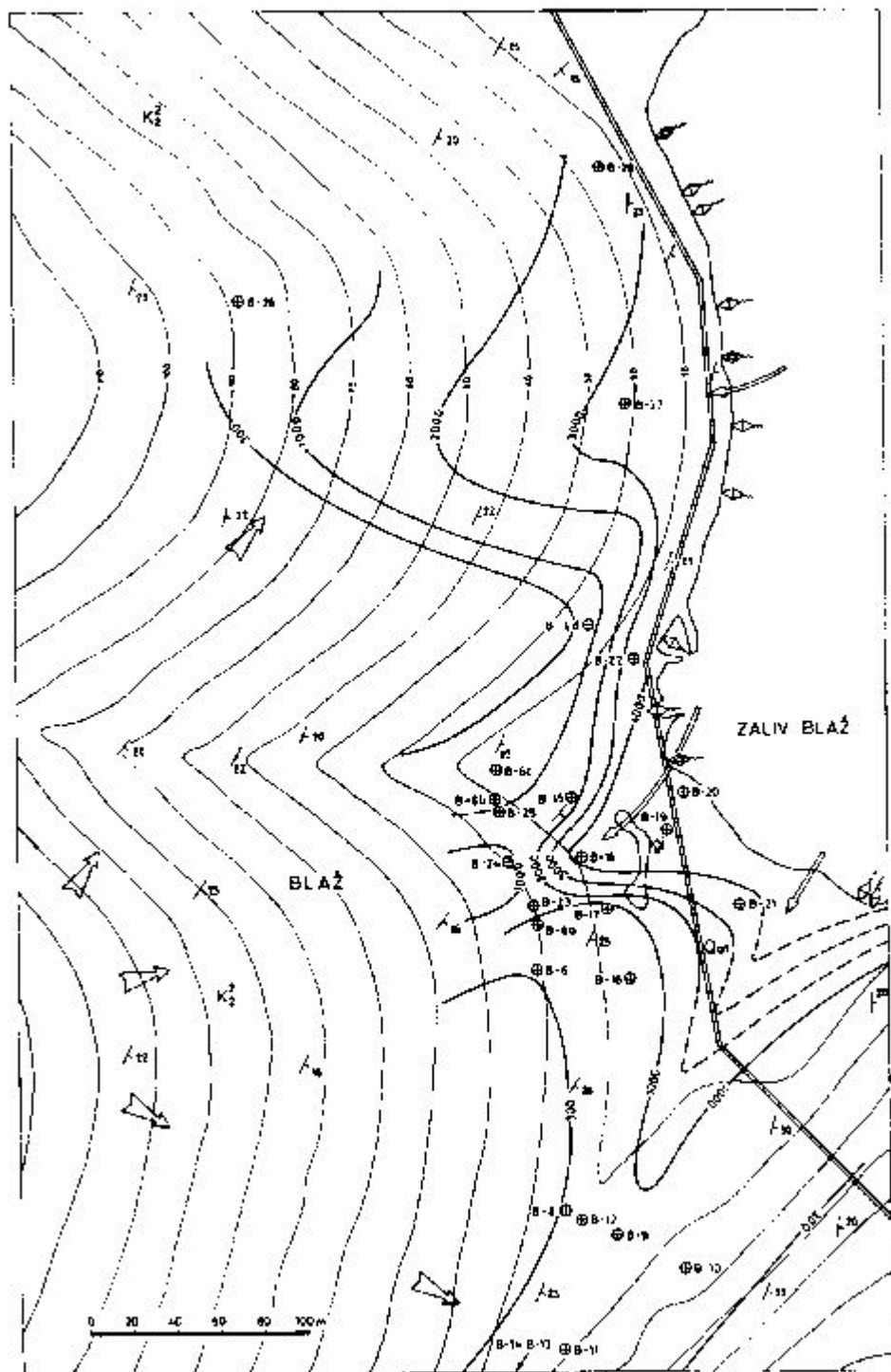
mo	Morje Sea	i	Izvir Spring
K	Kredni apnenec Cretaceous limestone	J	Jašek Shaft
P-E	Kozinski skledi Kozina beds	1. JVR	Prvi jugovzhodni revir First southeastern field
E ₁₋₂	Eocenski apnenec Eocene limestone	2. JVR	Drugi jugovzhodni revir Second southeastern field
E ₂	Eocenski fliš Eocene flysch	S7/2, V-5	Vrtine Bore holes
Q	Mlade napolavine Recent deposits		

drenirala v jamo, ker so takrat še kopali premog. Danes bi bilo možno navrtati to plast, ker je premogovnik opuščen.

Vrtanja v letu 1959 so pokazala, da bi bilo možno zajeti izvir Bužini, ki se mu je pretok poleti močno zmanjšal, v večji globini. V letih 1962 do 1965 je bil zajet izvir Bužini z vodnjakom, globokim 15 m, in s 4 vrtinami, globokimi 50 m. Izvorišče Gabrieli je bilo zajeto s 650 m dolgo drenažno cevjo, napeljeno v črpalni vodnjak, globok 5 m. Zmogljivost vodnjaka Bužini je bila 54 l/s pri depresiji 13 m, vodnjaka Gabrieli pa 37 l/s pri depresiji 2,75 m. Za oba vodnjaka so uredili čistilno napravo in ju obenem z vrtino V-5 priključili na vodovod Sečovlje—Portorož.

	Smer dotoka sladke vode Direction of fresh water flow
	Smer vdora morske vode Direction of sea water intrusion
	Predlagana injekcijska zavesa Proposed situation of the impervious screen
	Plastnica Elevation contour line
	Črta enake slanosti 11. do 31. okt. 1970 Line of equal salinity October 11–31, 1970
	Zasolenjen izvir Brackish spring
	Brojnica Submarine spring
	Glavni izvir z jezerom Main spring with pool
	Raziskovalna vrtina Exploration borehole
	Obalne naplavine Coastal deposits
	Zekrasel zgornjekredni apnenec Karstified Upper Cretaceous limestone
	Smer in vpad plasti Strike and dip of beds

Sl. 7. Izvir Blaž v Istri (po Krznar in Franič, 1970)
Fig. 7. The Blaž spring in Istria (after Krznar and Franič, 1970)



4.3. Izvir Blaž v Istri

Izvir Blaž leži na zahodni obali Raškega kanala pod vasjo Rakalj (Krznar, Franić, 1970).

V uvali Blaž je vzdolž obale na dolžini 500 m okrog 20 izvirov. Večina jih je na obali v nivoju morja, nekaj je brojnic, glavni izvir z majhnim jezerom pa je oddaljen od obale okrog 30 m (sl. 7). Nasip med morjem in tem izvirov je vsaj delno umeten, ker so vode Blaža nekdanj izkoriščali mlini, ki so mleli tudi za otoka Cres in Lošinj.

Po cenitvah je minimalni pretok glavnega izvorišča okrog 170 l/sek, ostalih izvirov 30 do 50 l/sek, kar znese skupno 200 do 220 l/sek. Srednji letni pretok je 1,6 do 1,8 m³/sek, maksimalni je bil 1970. leta 2,6 m³/sek. Glavni izvir Blaž je imel v času opazovanja 1969—1970 vse leto 1969 in do konca septembra 1970 slanost pod 100 mg/l Cl⁻. V začetku oktobra, ko je nivo pri odprtem bočnem prelivu padel na 0,54 m nad morjem, se je izvir nenadoma zaslani; voda je vsebovala 12000 mg/l Cl⁻ (sl. 8). Slanost ostalih izvirov je večja, kar je razumljivo, ker večina izvira v nivoju morja.

Naloga raziskav v letih 1968 do 1970 je bila, najti cone dotoka sladke vode na širšem in ožjem območju ter locirati kaptažni objekt tako, da bi zajel čim večji del voda tam, kjer še niso zaslanjene.

V prvem delu raziskav so skušali najti podzemeljski vodni tok v širšem zaledju. Po starejših podatkih naj bi se obarvana voda ponora Fojbe pri Pazinu pojavila na izvirih Blaž. Tudi geofizika je nakazovala sorazmerno ozko prepustno cono od Barbana prek Belovića proti Blažu. Če bi raziskave to potrdile, bi kopali kaptažni rov od morja proti podzemeljskemu toku. Vrtina B-1, ki je oddaljena od zaliva Blaž 7 km, je pokazala, da so razpoke in manjše kaverne v rudistnem apnencu zapolnjene s kalcitom in meljem. Ker je tudi barvanje vrtin B-1 in B-2 ter jame Rebići pokazalo, da je dotok vode pahljačast, kar potrjuje tudi množica izvirov ob vsej obali južnega dela Istre, so nadaljnje raziskave v tej smeri opustili.

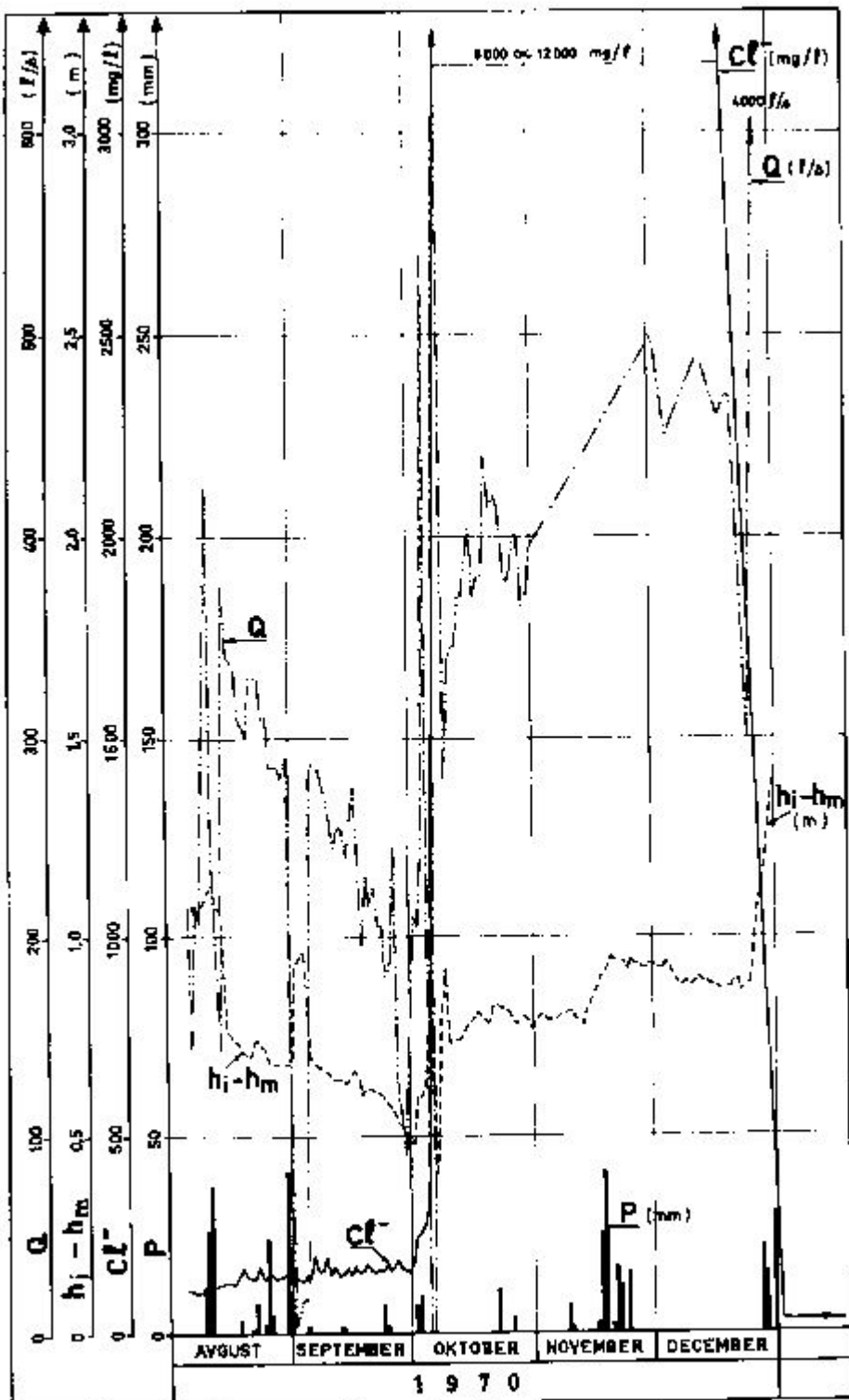
V drugem delu raziskav so izvrtali nad 20 vrtin v ožjem zaledju Blaža z namenom, da bi našli cone glavnega dotoka in vdora morja. V vseh vrtinah so merili prepustnost, slanost in temperaturo ter iskali smer toka z barvanjem.

Rezultat raziskav je bil, da teče voda h glavnemu izviru skozi 40 do 50 m širok pas med vrtinami B-8a—B-24 ter B-17—B-15. V neposredni bližini glavnega izvira je prepustnost v navpični in prečni smeri različna.

Sl. 8. Izvir Blaž. Padavine, gladina, pretok in slanost 1970 (po Krznar in Franić, 1970)

Fig. 8. Blaž spring. Precipitations, level, discharge, and salinity 1970 (after Krznar and Franić, 1970)

P	Dnevne padavine Daily precipitations	h_1-h_m	Gladina izvira v metrih nad morjem Spring level in metres above sea level
Q	Pretok izvira Discharge of spring		
		Cl ⁻	Slanost v mg/l Cl ⁻ Salinity in mg/l of Cl ⁻



Večina vrtin v tem delu je pokazala prepustne dele apnenca plitvo, v vrtinah B-12, B-16 in B-23 pa so ugotovili prepustne dele še v globini 40 m pod morjem in globlje. Barvanja v vseh teh vrtinah so pokazala zvezo z glavnim izvirom. Navidezne hitrosti gibanja barve so bile naslednje:

B-15	19 m/uro
B-16	134 m/uro
B-23	60 m/uro
B-25	40 m/uro

Raziskovalci mislijo, da niso našli glavne dovodne žile glavnega izvira, ker so navidezne hitrosti gibanja barve sorazmerno majhne in ker je pretok izvira mnogo večji kakor pretok iz smeri vrtin, ki so bile obarvane.

Umetno reguliranje gladine v glavnem izviru hitro vpliva na vrtine v zaledju izvira in le deloma ter počasi na vrtine v severnem in južnem območju. To nam dokazuje, da teče sladka voda h glavnemu izviru z območja vrtine B-6a—B-24, čeprav glavne dovodne žile tam še niso našli.

Med glavnim izvirom in morjem je v vrtini B-19 močno prepusten interval v globini 12 do 18 m pod morjem, v vrtini B-21 pa med 49 in 69 m. Ker je ostala ta vrtina ob močni zaslanitvi glavnega izvira malo slana tudi v globini, naj bi bila njena direktna zveza z morjem dvomljiva. Zato mislijo, da žile, po kateri morje doteka v glavni izvir, tudi še niso odkrili.

Zvezo glavnega izvira z morjem dokazuje plimovanje gladine in sprememba pretoka glavnega izvira. Amplituda nihanja gladine izvira je 22 ‰ amplitude plimovanja morja.

V severnem delu zaliva med vrtinama B-22 in B-28 so prepustne cone plitve, največ 10 m pod gladino morja. Vendar tudi tukaj prodira morje v notranjost vsaj lokalno. Podobno prodira morje tudi južno od glavnega izvira vzdolž prepustne cone med vrtinami B-8 do B-14.

V vseh vrtinah so merili tudi gladino in slanost v različnih globinah. Po spremembah slanosti ločimo dva tipa vrtin. V vrtinah v severnem in južnem območju ter v vrtinah med glavnim izvirom in morjem je slanost stalno naraščala v času meritve, to je od avgusta do oktobra 1970, ko je bila zaslanitev največja. V teh vrtinah je slanost tudi v globini večja kakor na površju. Vrtine imajo najnižje piezometrične nivoje in so blizu morja. Te vrtine se stalno zaslanjujejo v direktnem kontaktu z morjem. V ostalih vrtinah slanost do oktobra ni naraščala ali pa le malo. V oktobru pa je nenadoma narasla. Takrat se je zaslanil glavni izvir prej in močneje kot vrtina. Avtorja mislita, da je glavni izvir zaslanil tudi vrtine v zaledju in predlagata, da naj bi izkoristili sedanji glavni izvir kot glavno zajetje, zgradili drenažne rove proti severnemu in južnemu izvoršču ter celotno območje izolirali proti morju z injekcijsko zaveso dolgo 500 m (sl. 7). V prvi etapi bi zgradili le 300 m injekcijske zavese. Dalje mislita, da bi z drenažnim rovom v zaledju glavnega izvira zaradi razbitosti dotičnih žil zajeli lahko le del voda, njegova varnost proti zaslanitvi pa bi bila odvisna od oddaljenosti od morja.

Investitor se je leta 1971 na priporočilo prof. Baturića odločil za izkop drenažnega rova proti vrtini B-24 v zaledju glavnega izvira. Kov

je v razdalji 70 m od vhoda zadei na kaverno z večjim dotokom vode v zimskem času, ki pa se je poleti 1972 močno zmanjšal. Izkop ter meritve pretoka in slanosti se bodo nadaljevale v sušni dobi.

4.4. Izviri južno od Senja

Izvire in brojnice južno od Senja v dolžini 4 km so podrobno raziskali I. in D. Kuščer ter D. Leskovšek (Kuščer, 1950; I. in D. Kuščer, 1962). Najznačilnejši so morda »izviri pri žagi« 0,5 km južno od Jurjevega. Na obali dolgi 300 m je 70 studencev in 30 brojníc (sl. 9). Izviri so razdeljeni na 6 podskupin, katerih vsaka ima približno enako slanost. Brojnica KEa v Kolih je v globini 9 m in bruha do 1 m³/sek vode, ob suši pa požira več 100 l morske vode na sekundo. Izviri pri žagi so v medsebojni zvezi in odvisnosti. Na sliki 9 je I. Kuščer označil razvrstitev razcepov r₁ do r₄ in podal kvalitativen prikaz spodnjih žil A do Y, ki dovajajo morje ali somornico k posameznim skupinam izvirov.

V deževni dobi imajo vsi izviri neslano vodo. Ob koncu pomladi, ko se pretok zmanjšuje, usahne brojnica KF in vdere morje najprej po žili X v razcep r₄. Brojnica KE v Kolih se zaslaní do 700 mg/l Cl⁻ in studenci KC in KD podobno. Pozneje (navadno v pričetku julija) priteče morje še po žili Y in zaslaní izvire KA in KB ter za enako vrednost poviša slanost Kol in izvirov KC in KD. V suhih poletjih usahnejo še Kola in prično požirati morje, slanost izvirov KB naraste na 9000 mg/l Cl⁻. Brojnica pri Kolih se zelo hitro spremeni v požiralnike — v 1 do 2 dneh — in tudi slanost izvirov KB naraste hitro. Jeseni ob nastopu deževja se vsi izviri osladijo in ostanejo sladki vso zimo.

Končni dokaz o pretoku morja po spodnjih žilah je dalo barvanje s 300 g fluorescena, ki so ga izlili 30. 7. 1947 v najmočnejši požiralnik KEa. Po 5 urah se je prikazala barva v izvirov KB, dosegla največjo koncentracijo po 1 uri, nakar je koncentracija polagoma padala. Po 6 in pol urah so se obarvali tudi izviri KA, vendar z 2- do 3-krat slabšo koncentracijo.

Zanimiva so bila opazovanja v zalivu Zrnovnica dne 24. 8. 1940, ki jih je opisal I. Kuščer (1950): »Po morskem površju odteka cela reka somornice. Obratno smer ima morski tok na dnu zaliva. Studenčnica se meša z dotekajočim morjem, mešanica se dviga na površje in odteka. Ta pojav dobro ponazoruje delovanje morskih požiralnikov in zaslanjenih izvirov. Kar se dogaja tam v podzemeljskih žilah, se godi tu v morju samem in je opazovanju neposredno dostopno. V obeh primerih pogarja studenčnica krožni tok morske vode.«

4.5. Izviri v zalivu Poljice blizu Trogira

Kakor poroča Jevremović (1966), narašča slanost izvirov v zalivu Poljice z naraščanjem pretoka. Tako je bila v času suše septembra 1957 slanost 1500 do 1900 mg/l Cl⁻, v času visokih gladin podtalnice aprila 1962 pa 6620 do 6700 mg/l Cl⁻.

Pri gornjih podatkih moti petletni časovni interval med merjenjem. Mijatović (1969) navaja za izvire v zalivu Poljice samo minimalno in maksimalno slanost in ne omenja časa meritev.

4.6. Izvir Pantan pri Trogiru

Zakrasel apnenec Kozjaka je proti Kaštelanskemu zalivu zaprt z la-porjem in peščenjakom flišne sinklinale. V zahodnem delu zaliva, tam kjer se apnenec najbolj približa obali, je izvir Pantan. Izvir je tik pod Jadransko magistralo, oddaljen od morja 500 m, v katerega se izliva po 1 km dolgi rečici. V neposrednem zaledju izvira je eocenski apnenec, v oddaljenosti 300 m pa pas krednega apnenca širok 2 km in povezan z glavnim apnenim masivom. Apnenec je narinjen na flišne sedimente E_2-3 , ki so med izviro in morjem pod kvartarno preperino. Na izvirnem območju tik pod naravnim robom je več izvirov, ki so združeni v umetno jezerce za zidano pregrado, zgrajeno pred 200 leti zaradi izkoriščanja voda za mlin (Mijatović, 1972).

Gladina v jezercu niha med 2,5 in 4 m nad morjem, pretok doseže $10 \text{ m}^3/\text{s}$ in se znanjša poleti na 1,3 do $2 \text{ m}^3/\text{s}$. Pozimi je slanost 500 mg/l Cl^- , poleti pa se poveča do $10\,000 \text{ mg/l Cl}^-$. Počasno naraščanje slanosti ob upadanju pretoka (sl. 10) je analogno istemu pojavu pri izviru Almyros, tako da lahko tudi tukaj sklepamo na globok spodnji kanal in precej velik podzemeljski rezervoar nad razcepom.

Druga dva značilna pojava na tem območju sta izvir Slanac, ki je oddaljen od Pantana 1,5 km, in dve brojnici (Alfirevič, 1966, 1960) v Kaštelanskem zalivu, prva 800 m od Divulj in druga 800 m od Slatine. Brojnici sta od Pantana oddaljeni 900 oziroma 2500 m.

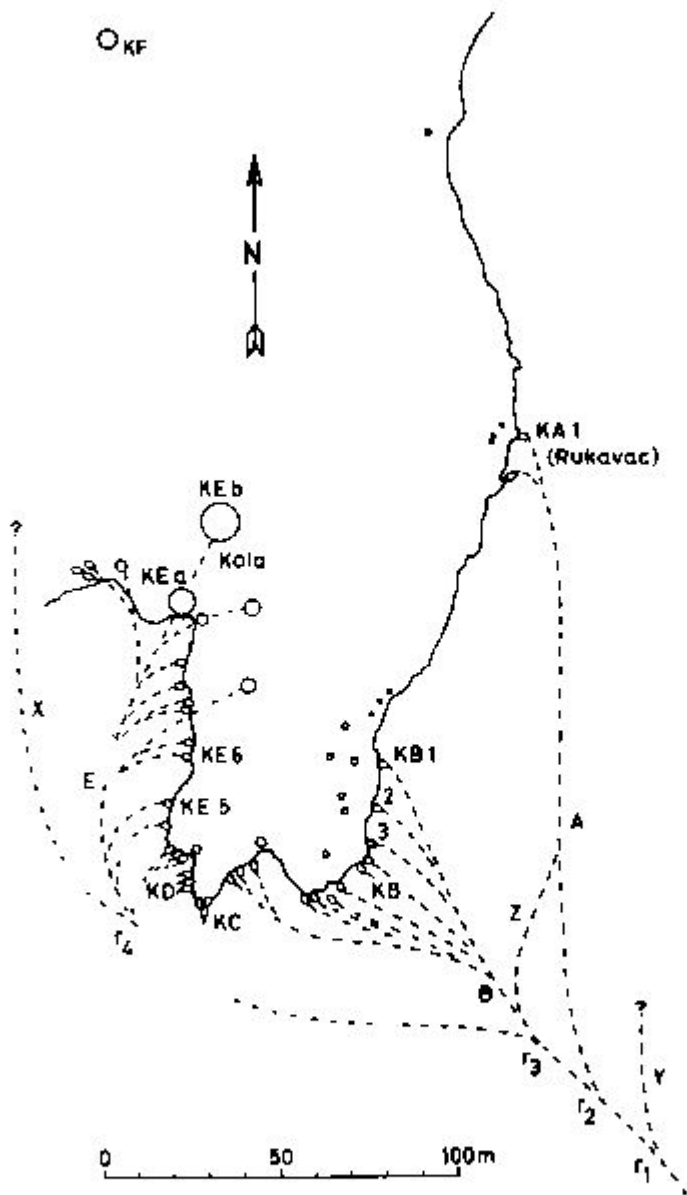
Slanac teče okrog 2 meseca ob času večjih padavin pozimi s pretokom okrog $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ in slanostjo 800 mg/l Cl^- . Preseneča višina izvira 27 m nad morjem.

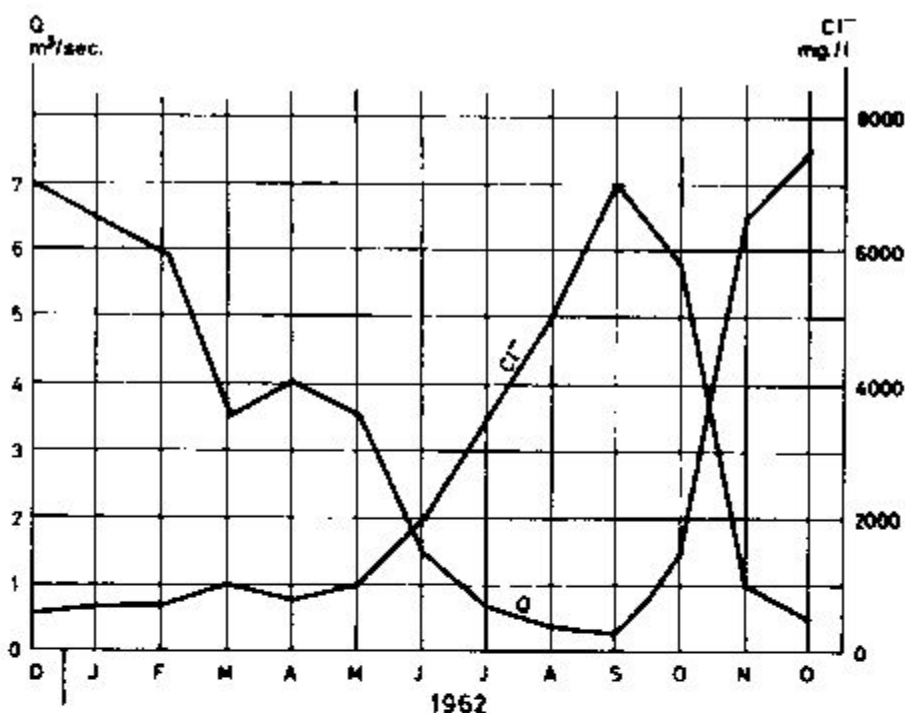
Brojnici bruhata v zimskih mesecih somornico, poleti pa mirujeta. Raziskave dna Kaštelanskega zaliva s sonarji in neposredne okolice brojnic s potapljači so pokazale, da sta brojnici lijaka v apnenecu z dnom na globini 39 oziroma 32 m, medtem ko je dno zaliva v globini 15 m. Po Alfireviču (1969) naj bi bili brojnici vrtači, ki sta nastali v kontinentalni fazi, ko je bilo dno Kaštelanskega zaliva kopno in sta bili potopljeni pri postpleistocenski transgresiji morja. Alfirevič misli, da

Sl. 9. Izviri pri žagi pri Jurjevem in njihove domnevne podzemeljske zveze (I. Kuščer, 1950, 1962)

Fig. 9. Springs of the saw-mill at Jurjevo and their supposed underground connections (after I. Kuščer, 1950, 1962)

☉	Zastavljen obalni izvir Brackish coastal spring
○ ○	Podmorski izviri Submarine springs
A—Y	Domnevna podzemeljska zveza Supposed underground connection
γ ₁ —γ ₂	Razcepi podzemeljaskih zvez Branchings of underground connections
KA—KD	Skupine izvirov s podobnimi lastnostmi Subgroups of springs with similar characteristics
KE	Podmorske estavele Submarine estavelles





Sl. 10. Slanost in pretok izvira Pantan pri Trogiru (po Mijatoviću, 1967)
 Fig. 10. Salinity and discharge of the Pantan spring near Troglir
 (after Mijatović, 1967)

Q Pretok
 Discharge
 Cl- Slanost
 Salinity

sta brojnici estaveli v zvezi z izvirov Pantan, vendar tega niso mogli dokazati, ker ob ponovnih poskusih z barvanjem brojnici nista požirali fluoresceina. Tudi po Mijatoviću sta izvira in brojnici v medsebojni zvezi.

Raziskovalna vrtanja v zaledju izvira Pantan (Mijatović, 1972) leta 1971 so imela nalogo poiskati dovodne cone k izvirov, da bi nato zajeli vodo z rovom. Sladko vodo so našli v vrtini B-1, oddaljeni 1,5 km od Pantana, dve vrtini sta zadeli na somornico, ena pa v apnencu ni dobila zveze z glavno kraško podtalnico.

4.7. Izvir Pištica pri Komiži na otoku Visu

Po Baturiču (1961) je bil izvir Pištica pozimi 1956. leta bolj slan kakor poleti tega leta, kar naj bi bilo odvisno od količine padavin. Maximalni pretok izvira je bil 12 l/s.

Leta 1953 so pričeli z izkopom kaptažnega rova, ki je zadeli na »kaverno« z vodo. Pozimi 1956 je bil pretok iz kaverne 60 l/s in slanost je narasla na 3600 mg/l. Decembra 1956 so zgradili v kaptažnem rovu čep z odvodno cevjo \varnothing 150 mm in zasunom, tako da so pretok lahko regulirali.

V letu 1958 ni slanost nikoli presegla 635 mg/l Cl⁻. Pri posebnem poskusu, ko so odprli ventile, je narasel skupni pretok na 37 l/s in slanost Pištica od 580 na 635 mg/l Cl⁻.

Podatke o slanosti in gladini kaže tabela 1 za suho (avgust 1957) in mokro (april 1958) obdobje.

Tabela 1.

Table 1.

Podatki o gladini in slanosti izvira Pištica (po Baturiću, 1959)
Data on the water level and salinity of the Pištica spring (after Baturić, 1959)

Kraj opazovanja Observation locality	Avgust 1957		April 1958	
	Gladina nad morjem v m Water level in meters above sea level	Slanost Salinity mg/l Cl ⁻	Gladina nad morjem v m Water level in meters above sea level	Slanost Salinity mg/l Cl ⁻
Vrtina K-1A	8,15	520	15,2	320
kaverna	4,0	580		524
Pištica	1,3	680 (?)	7,0	684

4.8. Postirska dolina na Braču

Otok Brač ima površino 100 km² in sestoji večidel iz gornjekrednega apnenca in dolomita v obliki antiklinale s smerjo vzhod—zahod. Temu antiklinale je bliže južnemu robu otoka. V sredini otoka je 90 km² velika planota na višini 300 m z letnimi padavinami 1450 mm. Površje otoka je zakraselo. Površinskih odtokov ni, razen nekaterih hudournikov, ki pa tečejo le ob neurjih. Na osrednji planoti je več ponorov, katerih brezna so bila raziskana do globine 300 m. Obalni in podmorski izviri kažejo, da se otok v glavnem drenira proti severu. V zalivu Prvija in Postire je več izvirov; zato so dolino Postire—Dol, ki je v zaledju, izbrali za kraj raziskav (Bakić, 1966 in Komatina, 1968).

S kartiranjem in vrtanjem so odkrili štiri vzporedne zdrobljene cone, ki so jih imeli za glavne kolektorje. To so potrjevali tudi stalni izviri ob obali. Od štirih vrtin sta dve zadelj kompakten, v glavnem neprepusten apnenec, po cna pa slano oziroma sladko vodo. Po geofizikalnih meritvah naj bi segal vpliv morja 600 do 700 m daleč v notranjost.

Zajetje K1, oddaljeno 800 m od morja, je presekalo samo kolektorsko cono II. V letih 1961 in 1962 je bil minimalni nivo 0,48 m in maksimalni 5,74 m nad gladino morja. Pri poskusnem črpanju se je voda hitro zaslaniła. Zato je eksploatacijska kapaciteta zajetja, omejena z dopustno slanostjo, pozimi okrog 20 l/sek in poleti največ 3,5 l/sek. Gladina vode v zajetju redno plimuje. Amplituda znaša okrog 0,1 m, kar je 30 do 40 % amplitude morja. Plimovanje v zajetju zaostaja za okrog 1 1/4 ure za plimovanjem morja.

Da bi se izognili neugodnemu vplivu morja, so zgradili zajetje K2, oddaljeno 1800 m od morja. Zajetje K2 ima 55 m globok jašek, katerega

dno je 2 m pod morjem, vendar je ta del jaška zabetoniran. Horizontalni rov z dnom na koti 5 m je 470 m dolg in je presekal 6 zdrobljenih con s kolektorji. V letih 1961 in 1962 je bila najnižja gladina 2,81 m, najvišja pa 12,14 m. Vpliva plimovanja ni opaziti. V coni IV/1 je bilo odkrito kraško brezno, globoko 75 m, z dnom 36 m pod gladino morja. Slanost vode pred črpanjem je bila 17,8 do 26,2 mg/l Cl^- na površini vode, 17,6 mg/l v coni IV/1 in 24,8 mg/l na dnu brezna. Črpalna poskusa sta bila izvedena v letih 1961 in 1962. Leta 1961 so črpali 21 178 m³ in leta 1962 4 512 m³, povprečna slanost je bila 437 oz. 415 mg/l Cl^- . Med posameznimi kolektorskimi conami so bile razlike v slanosti, zato avtorji sklepajo, da so med seboj slabo povezane.

Slanost je narasla takoj v začetku črpanja, čeprav se je znižala gladina samo za nekaj cm. Medsebojna odvisnost med količino črpanja in slanostjo obstaja, vendar je niso mogli izraziti z enačbo. Bakšić misli, da plava v zajetju K2 sveža voda na morski ali zaslanjeni vodi in da Ghyben-Herzbergov zakon pri pogojih tečenja ne velja.

Pri slanosti, ki naj bi bila v dopustnih mejah do 250 mg/l Cl^- , je bil določen dopusten pretok črpanja iz zajetja K2, in sicer pozimi 28,7, spomladi 16,8 in poleti 19,7 do 3,5 l/sek v odvisnosti od padavin.

Zmogljivost zajetja je pod pričakovano, zato so predlagali kot naslednjo fazo sanacije kopanje zajetja K3, oddaljenega od morja 2,7 km, ali zatesnitev kolektorskih con pod nivojem morja v zajetju K2 z namcnom, da bi zmanjšali izgube sladke vode, z dvigom gladine zmanjšali vpliv morja ali ga v najugodnejšem primeru povsem izolirali. Injiciranje od kote +5 do -70 m je bilo predlagano v kolektorski coni IV/2.

Posebno zanimiva so bila v Postirah opazovanja o pretakanju kraških voda. Površinska zakrasela cona sega do globine 20 m pod površjem hribine. V njej je mnogo razpok, manjših kanalov in dimnikov, manjših votlin itd. Vse te odprtine so med seboj povezane; zato je cirkulacija vode v vzdolžni, prečni in navpični smeri dobra. Ta tip zakrasovanja sledi reliefu pokrajine. Tam, kjer je ta cona v višjem položaju, je to prezračena cona s pronicanjem navzdol; ob morju, kjer je ta cona potopljena, se po njej podzemeljske vode izlivajo v morje. Poroznost in prevodnost te cone sta veliki.

V globino napreduje zakrasovanje vzdolž prelomov in tektonsko porušeni con. V zajetju K2 je bilo 6 takih con pri dolžini rova 470 m. V njih se podzemeljske vode pretakajo v vzdolžni smeri proti morju. Zveze v prečni smeri pa so slabe, kar dokazujeta različno reagiranje in različna slanost posameznih kolektorskih con ob črpanju.

4.9 Žrnovica pri Gradcu

Izvir Žrnovica (Komatina, 1968; Krznar in dr., 1970) leži na meji apnenca in dolomita le 1 km južno od flišnega pasu Makarskega primorja. Flišni pas ob morju je skupaj z dolomitom usmeril podzemeljske tokove, ki drenirajo Biokovo in Rilić planino proti severozahodu v izvire D. Brele in delno proti jugu na izvir Žrnovico ter izvire v Bačinskih jezerih.

Tabela 2.

Table 2.

Meritve slanosti in gladin izvira Zrnovica maja 1970
 (po Krznar in dr. 1970)
Salinity and piezometric surface of Zrnovica spring in May 1970
 (after Krznar a. ot. 1970)

Mesto meritve Observation locality	Slanost Salinity mg/l Cl ⁻	Gladina v metrih nad morjem Piezometric surface in meters above sea level
Glavni izvir Main spring	4800	0,84
Vrtina 2-2 Borehole	72	1,62
Vrtina 2-3 Borehole	32	2,89
Vrtina 2-8 Borehole	116	0,34
Vrtina 2-15 Borehole	16	1,81
Vrtina 2-16 Borehole	12	1,50
Vrtina 2-17 Borehole	124	1,54
Vrtina 2-18 Borehole	20	2,18
Vrtina 2-19 Borehole	60	1,53
Vrtina 2-20 Borehole	2720	1,41
Vrtina 2-21 Borehole	40	1,11
Vrtina 2-32 Borehole	48	1,98
Vrtina 2-34 Borehole	32	1,97
Vrtina 2-35 Borehole	24	1,26
Vrtina 2-42 Borehole	32	3,39
Vrtina 2-43 Borehole	16	2,41
Vrtina 2-44 Borehole	30	2,45
Vrtina 2-45 Borehole	28	2,88
Vrtina 2-46 Borehole	84	2,21
Vrtina 2-47 Borehole	28	2,15
Vrtina 2-48 Borehole	224	2,26

Izviri Žrnovica bi bili pomembni za vodno preskrbo južnega dela Makarske riviere. V raziskavo izvira so bila vložena že znatna sredstva.

Glavni izvir (sl. 11) na bregu, imenovan Mlinica, je ograjen z zidom. Njegova gladina je dvignjena za 1 m nad morje; vodni padec izkorišča mlin, ki je tik ob morju. Ostali izviri so na obeh straneh zaliva. V morju so še 3 brojnice, najmočnejša, ki teče samo ob deževju, je oddaljena od mlina 120 m.

Protok vseh izvirov je ocenjen na 0,5 do 1 m³/sek v suši in 2 do 3 m³/sek ob deževju. Izvir št. 1 na zahodni obali je stalno sladok, vsi ostali pa so ob suši slani s 3000 do 11 000 mg/l Cl⁻. Ob deževju se nekateri izviri oslade na okrog 50 mg/l, ostali pa na 3000 do 3500 mg/l Cl⁻.

Cilj raziskav v letih 1968 do 1970 (Krznar in dr., 1970) je bil, poiskati v neposrednem zaledju izvirov glavne dovodne kanale, po možnosti na krajih, kjer voda še ni zaslanjena. Geoelektrično sondiranje je pokazalo glavni vpliv morja v zaledje v ozkem pasu vzdolž preloma med dolomitom in apnencom, geoelektrično profiliranje pa anomalije v dolomitu. Prva vrtna je zadela na slabo prepusten dolomit. Nato so usmerili vrtnje v apnenec na vzhodni strani zaliva. Tudi v apnencu niso našli glavnih vodnih žil. Zato so v letu 1970 sistem raziskav spremenili in začeli iskati glavne vodne žile v neposrednem zaledju glavnega izvira z vrtnjem in barvanjem. Z nadaljnjimi vrtninami so se od izvira odmikali. Glavne žile so našli v kompaktnem dolomitu. Za prelom mislijo, da je zaglinjen. Podatke o barvanju kaže slika 11, o občasnih meritvah slanosti pa tabela 2.

Velike razlike v slanosti med skupinama vrtn Ž-47 in Ž-48 ter Ž-19, Ž-20 in Ž-21 s podobnimi piezometričnimi nivoji in majhno medsebojno oddaljenostjo nam kažejo, da se voda zaslanjuje vzdolž omejenih med seboj ločenih con. Rezultati govore tudi za to, da se voda zaslanjuje v malo oddaljenem zaledju.

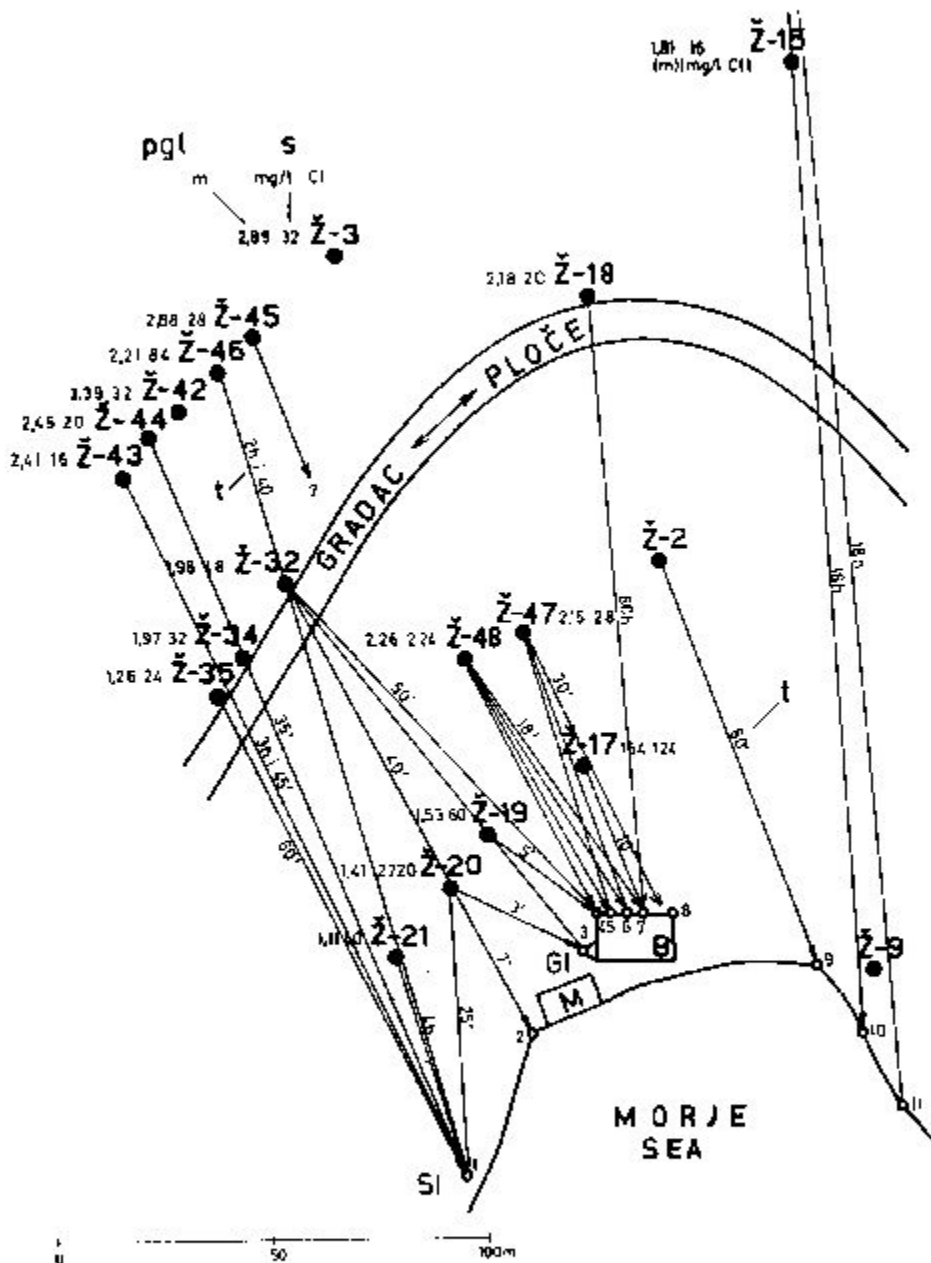
4.10. Izviri v Morinjskem zalivu v Boki Kotorski

Gore Orjen, Lederica in Lovćen v zaledju Boke Kotorske sestojte večidel iz zakraselega apnenca. Pripadajo coni Visokega krasa (Radulović, 1971), narinjeni proti morju na cono Cukali, ki je kot celota prečno na

Sl. 11. Barvanje raziskovalnih vrtn v zaledju izvira Žrnovica (po Krznarju in dr., 1970)

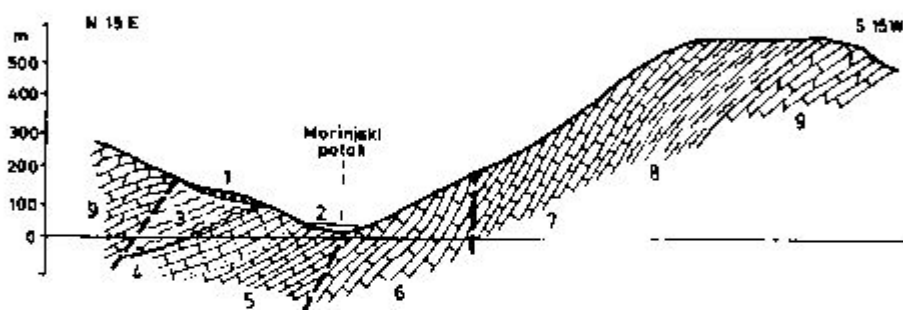
Fig. 11. Tracer experiments carried out in the hinterland of the Žrnovica spring (after Krznar and others, 1970)

Sf	Sladok izvir Fresh water spring	pp'	Piezometrična gladina podtalnic v vrtnah maja 1970 (v metrih nad morjem)
Gf	Glavni zaslanjen izvir Main brackish spring		Piezometric head of ground water in bore holes in May 1970 (in meters above sea level)
Z	Vrtina Bore hole	s	Slanost v maju 1970 Salinity in May 1970
Ž-11	Zaslanjeni izviri Brackish springs	t	Čas od barvanja vrtnice do pojava barve v izviru Time between introduction of the tracer into bore hole and its appearance in the spring
M	Mlin Water mill		
B	Bazen Pool		



smer plasti neprepustna. V Kotorskem in Risanskem zalivu so na meji teh tektonskih enot močni obmorski izviri. Nastali so zato, ker velike padavine (do 4000 mm) v gorovju napajajo apnenec, odprt proti morju. Morinjske in Kostanjiške izvire, ki imajo srednji letni pretok 5,5 m³/sek in srednji nizki pretok okrog 0,5 m³/sek, so raziskovali v letih 1968 do 1970 (Pavlin, Biondič, 1971).

Hidrogeološko kartiranje je pokazalo, da tečejo vode k izvirov od zahoda skozi turonsko-senonski apnenec z globotrunkanami K₂^{2,3}. Na južni strani apnenca sta slabo prepusten cenomansko-turonski ploščasti apnenec z roženci K₁^{1,2} in spodnjekredni silificirani apnenec in radiolariti K₁, na severni strani pa je slabo prepusten senonski ploščasti apnenec s tankimi vložki laporja in rožencev K₂². Slabo prepustne plasti so usmerile pretok skozi turonsko-senonski apnenec z globotrunkanami K₂^{2,3}, ki je zakrasel (sl. 12).



Sl. 12. Hidrogeološki profil Morinj (po Pavlinu in Biondiču, 1971a)

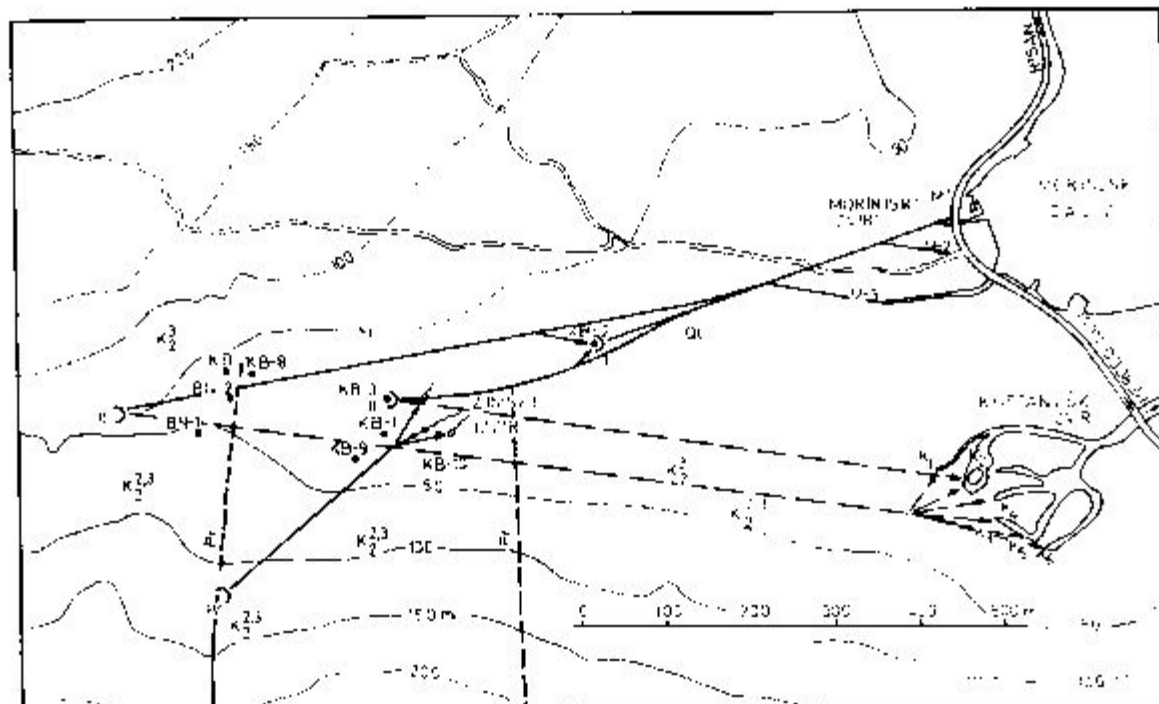
Fig. 12. Hydrogeological section Morinj (after Pavlin and Biondič, 1971a)

1	Pobočni gruč		Limestone with globotruncanas K ₂ ^{2,3} , highly permeable
	Scree		
2	Naplavina	7	Ploščasti apnenec z roženci K ₁ ^{1,2} , malo prepusten
	Alluvium		
3	Eocenski fliš, kot celota neprepusten		
	Eocene flysch, impervious		
4	Apnenec K ₂ ¹⁺² +Pc, dobro prepusten	8	Silificirani apnenec in radiolariti K ₁ , malo prepusten
	Limestone K ₂ ¹⁺² +Pc, highly permeable		
5	Ploščasti apnenec z roženci, malo prepusten	9	Apnenec in dolomit T+J, dobro prepustna
	Platy limestone with chert, poorly permeable		
6	Apnenec z globotrunkanami K ₂ ^{2,3} , dobro prepusten		Limestone and dolomite T+J, highly permeable

Morinjski in Kostanjiški izviri (sl. 13) tečejo vse leto, poleti so zaslanjeni s 1000 do 12 600 mg/l Cl⁻. Pozimi in poleti po močnem deževju so sladki. Pozimi tečejo »zimski izviri«, ki so oddaljeni od obale 700 m, poleti je imela voda v njih 1300 mg/l Cl⁻.

Izvtirali so 10 raziskovalnih vrtin in dva vodnjaka. Situacija je podana na sliki 13, slanost in gladina vode pa na tabeli 3.

Prva štiri barvanja v zaledju izvirov (tabela 4) so pokazala, da gravitirajo v tem delu podzemeljski tokovi proti Morinjskim izvirov. Glavni dovodi h Kostanjiškim izvirov, ki so močnejši, so nekoliko bolj južno.



Sli. 13. Situacija Morinjskih izvirov in raziskovalnih del (po Pavlinu in Biondiću, 1971b)
 Fig. 13. Situation of Morinj springs and exploration works (after Pavlin and Biondić, 1971b)

- | | | | |
|-------|-------------------------------|------|---------------------------------------|
| KB | Vrtina | Pr | Prelom |
| | Bore hole | | Fault |
| BN | Vodnjak | I-IV | Kraj barvanja |
| | Water well | | Site of tracer introduction |
| MI-M3 | Morinjski izviri | → | Močno obarvano |
| | Morinj springs | → | High concentration of the tracer |
| KI-K6 | Kostanjški izviri | → | Sledovi barvila |
| | Kostanjšica springs | | Very poor concentration of the tracer |
| | Zinski izviri | | |
| | Springs flowing during winter | | |

Tabela 3.

Slanost in drugi podatki o izvrih, vrtinah in vodnjakih v Morinjskem zalivu (po Pavlinu in Biondiću, 1971b)
Salinity and other data of springs, boreholes and wells in Morinj bay (after Pavlin and Biondić, 1971b)

Table 3.

Mesto meritve Observation locality	Razdalja od obale metrov Distance from sea shore in meters	Dno vrti- ne ali vodnjaka m pod morjem Bottom of borehole/ well in meters below sea level	Datum Date	Gladina vode Piezometric surface		Slanost Salinity	
				ob meri- tvi sla- nosti during salinity measure- ments	najnižja 1969-1970 the lowest	na po- vršju vode at wa- ter surface	v glo- biri 12 m at 12 meters depth
				m nad morjem in meters above sea level		mg/l Cl ⁻	
Izvir Spring							
M 1	25		26. 8. 69	1,07		2970	
M 1	25		29. 8. 69			120	
K 1	250		26. 8. 69	1,80		2960	
K 1	250		29. 8. 69			0	
K 3	270		26. 8. 69	1,14		3120	
K 3	270		29. 8. 69			0	
K 5	280		26. 8. 69	1,70		3070	
K 5	280		29. 8. 69			0	
K 6	300		26. 8. 69	0,5		12800	
K 6	300		29. 8. 69			880	

Vrtina
Borehole

KB 1	740	58	26. 8. 69	3,0		800	
KB 1	740	58	26. 8. 69			1520	
KB 1	740	58	14. 8. 70	3,33	3,33	660	1080
KB 2	450	16	28. 8. 69	1,93		2250	
KB 2	450	16	16. 8. 70	1,94	1,94	260	1170
KB 3	680	46	8. 69	1,30			1000
KB 3	680	46	16. 8. 70	3,14	3,14	—	810
KB 8	840	14	16. 6. 70	2,38	2,38	80	80
KB 9	800	23	14. 8. 70	3,71	2,51	80	80
KB 10	680	25	14. 8. 70	3,06	3,06	1350	1650

Vodnjak
Water well

BN 1	900	12	31. 8. 70	7,0	4,5	290	280
BN 1	900	12	30. 9. 70	4,5			
BN 2	680	18	19. 9. 70	-8,0	5	4090 ob črpanju during pumping	

Rezultati barvanja so podani v tabeli 4 in sliki 13.

Tabela 4.

Morinjaki izviri. Iskanje vodnih zvez z barvanjem
Morinj springs. Determination of ground water
connections by tracers

Stev. barvanja Number of tracer test	Kraj barvanja Site of tracer introduction	Kraj vzorčevanja Sampling site		Opomba Remark
		Intenzivno obarvano High concentration	Sledovi barvila Very poor concentration	
I	Vrtina KB-2 Bore hole KB-2	Izviri M-1, M-2, M-3 Springs		
II	Vrtina KB-3 Bore hole KB-3	M-1, M-2, M-3 KB-2		
III	Prepustne korito Suhlega potoka, nad vrtino KB-8 Pervious bed of Suhi potok creek above bore hole KB-8	M-1, M-2, M-3 KB-2	K-1—K-6	
IV	Pobočje nad Zimskimi izviri Slope above Zimski izviri	M-1, M-2, M-3 Zimski izviri		pri visoki vodi at high water
V	Uvala Mokrine nad Igalom Razdalja 11 km Uvala Mokrine above Igalo Distance 11 km	M-1, M-2, M-3 K-1—K-6		konec zime 1971 at the end of winter 1971

Table 4.

Pavlin in Biondić (1971b) mislita, da se voda zaslanjuje vzdolž kraških kanalov, ki vodijo k Morinjskim in Kostanjiškim izvirov. To naj bi dokazovalo zmanjševanje slanosti z oddaljevanjem od morja ter večja slanost v globljih delih vrtin.

Območje zimskih izvirov naj bi sanirali s kaptajznimi vodnjaki in z injekcijsko zaveso pod izviri. Zavesa, dolga 380 m in globoka 100 m, do kote — 85 m, naj bi presekala pas zakrasedlega apnenca z globotrunkanami in preprečila vtok morja. Zgradili naj bi jo iz raziskovalno kaptajznega rova.

4.11. Brojnice pri La Mortoli na italijansko francoski meji

Brojnice pri La Mortoli so raziskovali v letih 1960 do 1962. Calvino in Stefanon (1963) poročata, da so 600 m od obale 3 brojnice; največja, imenovana Rovereto, je v globini 39 m. Brojnice so ob podaljšku preloma, ki na bregu razmejuje zgornjekredni glinasti apnenec s plastmi laporja

in čisti kompaktni jurski apnenec. Raziskave s sonarjem in potapljači septembra 1961 so odkrile v peščenem dnu več lijakov. Na dnu treh lijakov so močni izviri sveže vode. Dva sta med seboj oddaljena 5 m ter imata odprtino $1,0 \times 0,25$ in $0,5 \times 0,1$ m. Pretok je bil ocenjen na $0,1 \text{ m}^3/\text{sek}$. slanost pa med 45 in 75 mg/l Cl^- .

Calvino in Stefanon (1969) sta predlagala italijanskemu Narodnemu odboru za raziskave (Consiglio Nazionale delle Ricerche), da bi izvire pokrili z valjem, ki bi bil z gibljivo cevjo zvezan z ladjo, kjer bi merili pretok vode in njeno slanost.

Raziskovalca menita, da bi s tem začasnim zajetjem v 3 letih zbrala dovolj podatkov za projektiranje stalnega zajetja.

4.12. Brojnice pri Tarantu v Italiji

O teh brojnicah poročata Cerruti (1948) in Stefanon (1971). Stefanon meni na podlagi raziskav, da se morje in sladka voda mešata v ustju podvodnega izvira. Da bi mešanje preprečili, so se odločili, da pokrijejo ustje izvira z zvonom, podaljšanim v sifon.

4.13. Brojnica Cadimare pri Speziji v Italiji

Znano brojnico Cadimare so zajeli v globini okrog 6 m in dvignili njeno gladino na $+ 3,5$ m. Vendar so valovi konstrukcijo kmalu porušili. Tudi brojnica ni več aktivna (Calvino, Stefanon, 1963), ker je pokopana pod ruševinami.

4.14. Izvir in brojnice Ayios Georgios pri Kiveriju v Grčiji

Sredina Peloponeškega polotoka sestoji iz apnencev in je povečini brez površinskega odtoka. Planota pri mestu Tripolis, dolga okrog 50 km in široka okrog 15 km, je lipično kraško polje s ponori ob pobočjih. Tritij, ki so ga zlili v ponor Nestani na vzhodnem robu polja Tripolis, se je pokazal po 8 dneh v največji koncentraciji v 27 km oddaljenem izviru Ayios Georgios.

Na morski obali pri izviru Ayios Georgios je bilo več izvirkov, ki so vsebovali 177 in 184 mg/l Cl^- . Glavni izvir pa je bil v globini 10 m in v razdalji 10 m od obale. Slanost brojnic je bila 3000 do 4000 mg/l Cl^- (Ständer, 1971). Načrt za izkoriščanje voda v letu 1964 je predvideval izgradnjo akumulacije v notranjosti polotoka in zajezitev teh vod pred ponornimi področji. Pripomniti je treba, da bi tako zajeli le del voda, ki povečini tečejo direktno proti izvirov ob morski obali in ne prek kraških polj.

Prof. W. Ständer je meril slanost, gladino in pretok na tem izviru in predlagal njegovo sanacijo z izgradnjo polkrožne pregrade.

4.15. Morski požiralniki na otoku Kefalonija

Morski požiralniki na otoku Kefalonija so znani v literaturi že 150 let pod imenom »morski miini pri Argostolionu«. Gladina v morskih požiralnikih je 0,75 do 1,25 m pod gladino morja, maksimalni pretok je v izko-

panem kanalu okrog $1,7 \text{ m}^3/\text{sek}$. Žitni mlin, ki je bil zgrajen leta 1834, je potres leta 1953 porušil.

Maurin in Zötl sta 1963 leta z barvanjem dokazala, da morje, ki ponira pri mlinih, zaslanjuje 15 km oddaljene izvire v zalivu Sami. Skupen pretok teh izvirov je okrog $10 \text{ m}^3/\text{sek}$., temperatura 15°C ., vsebujejo pa 10 do 12 % morske vode.

4.16. Izvir Almyros Irakliou v Grčiji

Almyros pomeni v novi grščini slan izvir. To ime so dali več izvirov in rečicam. Almyros Irakliou je na severni obali otoka Kreta, 8 km zahodno od glavnega mesta otoka Iraklion (Heraklion). Voda izvira na vznožju zakrasele planote Keri na skrajnem severovzhodnem delu gorstva Psiloritis. Od morja je izvir oddaljen 1 km in se vanj izliva kot rečica Almyros potamos, dolga 1,5 km. Ob izviru je jezero, široko 60 m, tipično kraško »oko«, ki je umetno povečano z nasipom. Na njem je bilo pet mlinov, vendar danes stoji le še eden. Glavni dotok v jezero je v globini 20 m po kraškem rovu s presekom okrog 5 m^2 . Pri pretokih nad $8 \text{ m}^3/\text{sek}$. deluje še zgornji izvir iz sifonskega jezera, dvignjenega za 1 m nad gladino jezera. Zgornji izvir je v manjši votlini na robu glavnega jezera. Srednji pretok je okrog $8 \text{ m}^3/\text{sek}$., minimalni 4 in maksimalni do $30 \text{ m}^3/\text{sek}$. Večino leta je voda zaslanjena do 5500 mg/l Cl^- , pozimi pa je sladka zaradi večjih pretokov (Burdon, Pappakis, 1964).

Padavinsko območje meri okrog 300 km^2 . Letna količina padavin je odvisna od nadmorske višine pokrajine in se povečuje od 600 mm pri izviru nad 1400 mm v višini nad 1500 m.

Padavinsko območje izvira je pogorje Psiloritis, zgrajeno v zahodnem delu iz ploščastega apnenca z roženci, verjetno permske starosti, in v vzhodnem iz apnenca serije Tripolitza, ki je jurske do eocenske starosti (Papadopoulos, Skanvic, 1968). Oba apnenca sta močno zakrasela. Psiloritis je omejen na vzhodu in jugu vzdolž preloma ob tektonskem jarku Iraklion-Festos z neprepustnim flišem in neogenskim laporjem. Odtok proti zahodu preprečuje neogenski lapornati apnenec, ki je transgresivno odložen prek vznožja Psiloritisa. Severni rob meji na slabo metamorfoziran skrilavec in delno na fliš. Najvišji vrh pogorja Psiloritis Timios Stavros, visok 2456 m je na zahodu. Pogorje se proti severovzhodu polagoma znižuje proti izviru Almyros. Skrajni severovzhodni izrastek Psiloritisa je planota Keri, visoka 300 m (sl. 14 in 15).

Zanimanje za ta izvir se je v zadnjem desetletju močno povečalo, ker so narasle potrebe po pitni in namakalni vodi. Vzrok zaslanitve so različno razlagali. Nekateri so napak domnevali, da je slanost posledica izluževanja sedimentov in da je v globini pod izvirov sladka voda. Kot dokaz so navajali vrtino Khavrohori, oddaljeno od izvira samo 160 m. Z njo so zadeli na manj slano vodo (600 mg/l Cl^-), ki jo uporabljajo za vodovod v vasi Gazi.

V letih 1968 do 1971 sem sodeloval pri raziskavah Almyrosa po projektu grške vlade in Združenih narodov o »Oceni in možnosti izkoriščanja podzemeljskih voda v vzhodnem delu Kreta« (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968—1971).

Leta 1968 so bili predlagani (Rê, Breznik, 1968) naslednji načini sanacije izvira:

a) dvigniti gladino izvira in s tem odriniti morsko vodo,

b) z injekcijsko zaveso presekatati spodnjo žilo, po kateri doteka morska voda,

c) zajeti vodo iz dovodne žile še preden se zmeša z morsko vodo.

Raziskave za varianti b in c so v glavnem končane. Poskus z dvigom gladine, ki je zelo drag, je prenesen v drugo fazo raziskav.

Mezozojski apnenec planote Keri je narinjen na metamorfni skrilaver na severu. Narivni rob je 500 m oddaljen od izvira. Na vzhodu in jugovzhodu je planota Keri omejena s subvertikalnim prelomom, ob katerem se je vzhodni in jugovzhodni del pogrznil za več kot 500 m. Tektonski jarek Heraklion-Festos, ki je pri tem nastal, so zapolnili slabo prepustni neogenski pesek, melj, lapor in apnenec organskega izvora.

Območje med izvirom in morjem, prekrito s hudourniškim vršajem, je bilo posebno zanimivo za raziskave, ki naj bi ugotovile smer prodora morja proti pogorju Psiloritis. Razdalja med morjem in zakrascelim apnenecem je samo 1 km. Poleg tega je blizu izvira izdanek apnenca. Raziskave so pokazale, da se ta pas apnenca, ki je okrog 300 m širok in 50 do 180 m globok, razteza 500 m daleč proti morju. Tam je odrezan z glavnim prelomom. Apnenec je močno zakrasel do globine 80 m pod morsko gladino, vendar ni znakov, da bi morje skozenj prodiralo proti glavnemu apnenemu pogorju. Morska voda verjetno prodira po nekaj kilometrov dolgi poti jugovzhodno od glavnega preloma.

Območje med izvirom in morjem leži nizko in drenira več podtalnic. Podzemeljski tok iz zakraselega mezozojskega apnenca, ki je večji del leta zaslanjen, ima glavni izliv v izviru Almyros. Majhen del voda se morda drenira v vršaj hudournika. Na novo je bil odkrit podzemeljski tok v neogenskih sedimentih, predvsem v organskem apnenecu, ki je malo zaslanjen zaradi izluževanja soli iz neogenskih sedimentov in bolj zaradi prodora morja. Slanost tega toka se ne spreminja, je pa manjša od poletne slanosti glavnega izvira.

Za razumevanje hidravličnega mehanizma izvira so posebno važne zavisnice med pretokom, gladino gornjega izvira in slanostjo, ki so podane za leto 1970/1971 na sliki 16 (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968 do 1971).

Za izvir je značilno, da slanost počasi in stalno narašča v času upadanja pretoka v sušni dobi, a se hitro zmanjša, kadar pretok močno naraste. Na sliki 16 je za fazo oslajevanja izvira označena prva meritev s količino klorida pod 50 oziroma 100 mg/l s »kon 50« oziroma »kon 100«. Analogno pomeni v fazi zaslanjevanja »zač 50« oziroma »zač 100« prvo meritev, ko je bila količina klorida nad 50 oziroma 100 mg/l. Količina klorida v vodi kraške podtalnice, ki ni pomešana z morjem, je okrog 35 mg/l. Količino 50 mg/l Cl⁻ smo privzeli za mejo, kadar ugotavljamo, ali se morje meša s podtalnico ali ne.

Ob zmanjševanju pretoka se začne zaslanjevanje (Cl⁻ več od 50 mg/l) ko se pretok zmanjša pod 13 do 14 m³/sek. Pri pretoku okrog 12 m³/sek. naraste slanost nad 100 mg/l in pri pretoku pod 11 m³/sek. prek 300 mg/l

Tabela 5.

Table 5.

Pretok in slanost v času zaslanjevanja izvira Almyros Iraklion (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968—1971)
 Discharge and salinity of the Almyros Iraklion spring during increase of the salt content (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968—1971)

Prejšnje stanje Previous conditions				Slanost prek 50 mg/l Cl ⁻ Salinity above			Slanost prek 100 mg/l Cl ⁻ Salinity above			Slanost prek 200 mg/l Cl ⁻ Salinity above					
Datum Date	Q m ³ /s	$h_t - h_m$ m	Cl ⁻ mg/l	Datum Date	Q m ³ /s	$h_t - h_m$ m	Cl ⁻ mg/l	Datum Date	Q m ³ /s	$h_t - h_m$ m	Cl ⁻ mg/l	Datum Date	Q m ³ /s	$h_t - h_m$ m	Cl ⁻ mg/l
9. 3. 68	16,48	4,48*		14. 3.	14,42	4,38*	89	15. 3.	13,56	4,26*	248	16. 3.	12,89	4,21*	355
14. 12. 68	12,99	4,21*		16. 12.	14,42	4,38*	55	17. 12.	10,80	3,93*	140	18. 12.	10,67	3,91*	370
11. 2. 69	13,84	4,32	35	12. 2.	15,43	4,46	53	14. 2.	13,27	4,28	142	19. 2.	11,89	4,10	302
12. 3. 70	18,60	4,73	35	13. 2.	13,27	4,27	70	14. 3.	11,34	4,05	142	16. 3.	9,51	3,66	500
22. 1. 71	12,71	3,71	35	23. 1.	12,15	3,64	78	25. 1.	14,42	3,88*		29. 1.	11,48	3,58*	497
9. 2. 71	17,38	4,06	33	11. 2.	12,43	3,72	88	12. 1.	11,74	3,49	195	13. 2.	11,07	3,54	355
2. 3. 71	15,00	4,05	38	3. 3.	13,56	3,82	59	7. 3.	10,80	3,53	106	8. 3.	10,28	3,42	639

* Ocenjeno po merjeni gladini v jezercu.
 Estimated according to level measurements in the pool.



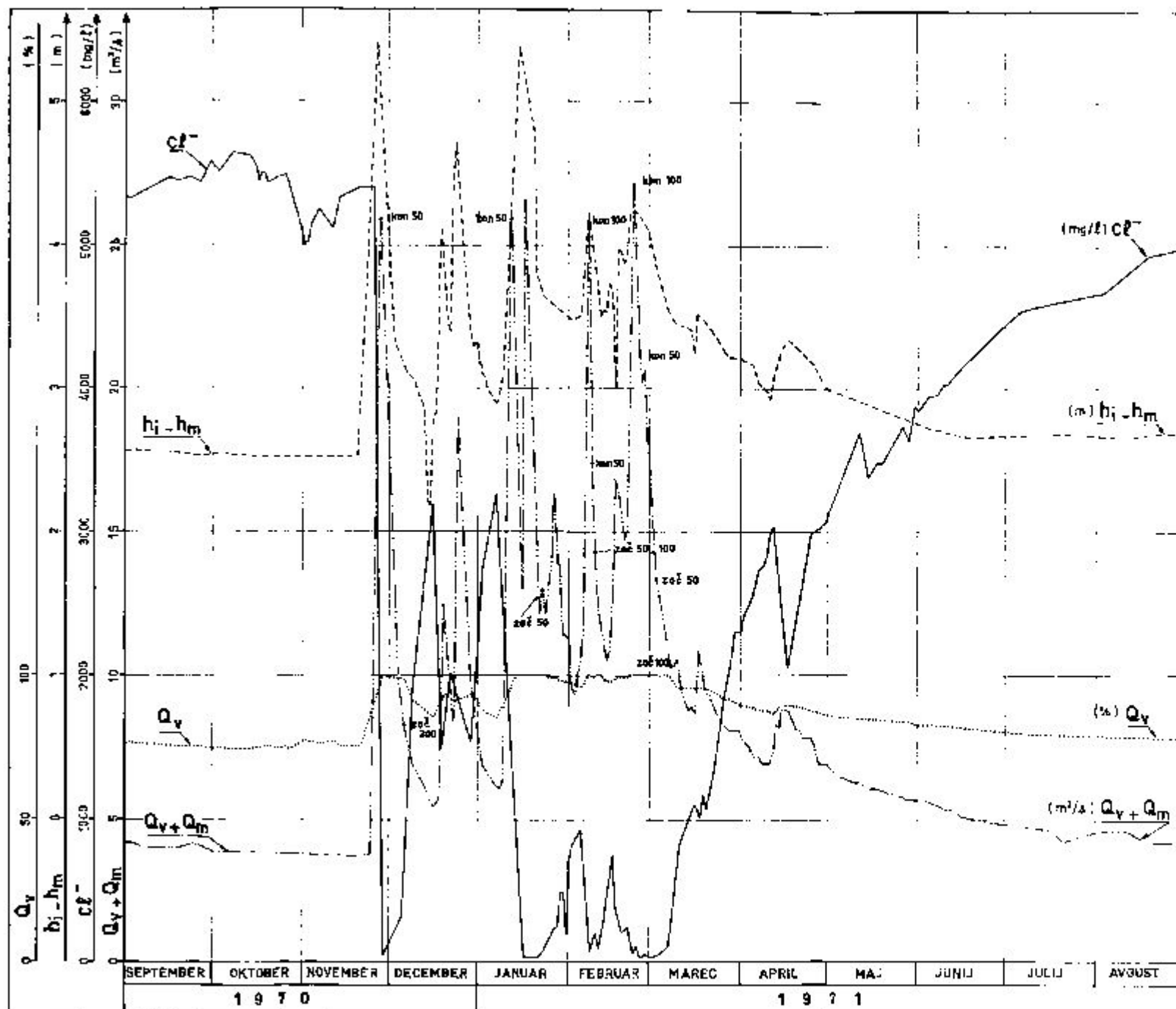
Sl. 14. Pogled od izvira Almyros proti morju. Levo od jezua je viden izdanek mezozojskega apnenca, ki se vleče proti morju

Fig. 14. View from the Almyros spring towards the sea. Mesozoic limestone crops out on the left side of the weir and extends seawards



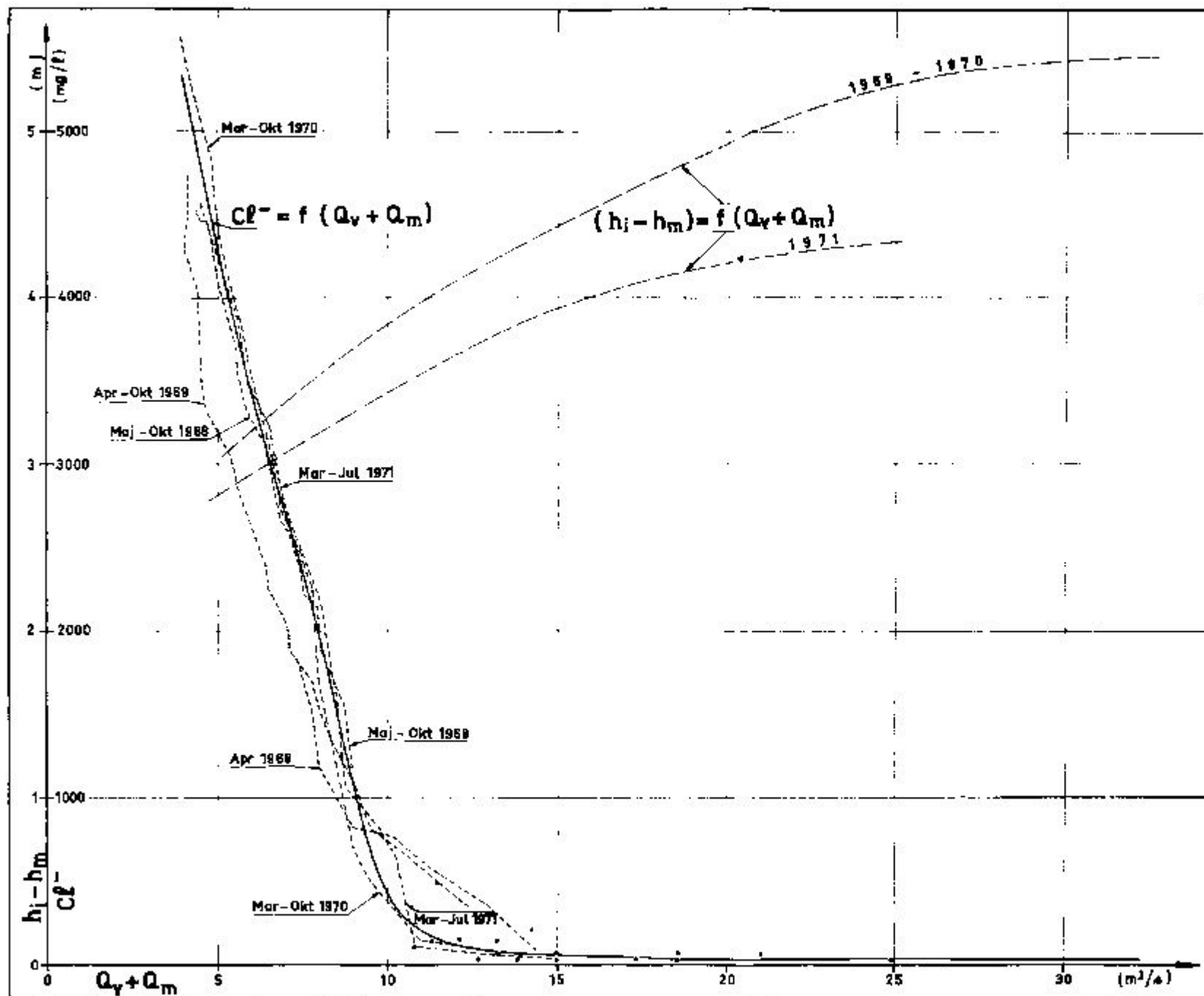
Sl. 15. Pogled z morja proti planoti Keri in izviru Almyros pod njo. Desno od izvira je soteska Keri in nad njo hrib Stroumboulas. Hribovje na desni četrtini slike sestoji iz metamorfnih skrilavcev

Fig. 15. View from the sea towards the Keri plateau and the Almyros spring below it. On the right side of the spring Keri gorge and Stroumboulas hill can be seen. Metamorphic schists build the hills in the right



- $h_i - h_m$ Gladina gornjega izvira, v metrih nad morjem
Water level of the upper spring, in meters above sea level
- Q_v Pretok sladke vode v % od celotnega pretoka
Discharge of fresh water in percents of total discharge
- $Q_v + Q_m$ Celotni pretok
Total discharge
- Cl^- Slanost izvira v mg/l Cl^-
Salinity of spring in mg/l Cl^-
- zaš 50 Prva meritev izvira s slanostjo nad 50 mg/l Cl^-
The first measurement of the spring with salinity above 50 mg/l Cl^-
- kop 50 Prva meritev izvira s slanostjo pod 50 mg/l Cl^-
The first measurement of the spring with salinity below 50 mg/l Cl^-

Sl. 16. Pretok, gladina in slanost izvira Almyros 1970—1971 (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968—1971)
Fig 16. Water level, discharge and salinity of Almyros spring 1970—1971 (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968—1971)



$Q_y + Q_m$ Celotni pretok
 Total discharge
 Cl^- Slanost v mg/l Cl^-
 Salinity in mg/l Cl^-
 $h_j - h_m$ Gladina gornjega izvira, v metrih
 nad morjem
 Water level of the upper spring,
 in meters above sea level

Sl. 17. Sovisanice med gladino, pretokom in slanostjo izvira Almyros (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968-1971)
 Fig. 17. Relation between discharge, water level and salinity of Almyros spring (Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968-1971)

Cl⁻. Podatki so zbrani v tabeli 5 in na sliki 17. Na sliki vidimo, da se prične vtok morja pri pretoku okrog 13,5 m³/sek. Slanost se nato neenakomerno povečuje do pretoka okrog 9,5 m³/sek. in se pri nadaljnjem zmanjšanju pretoka enakomerno povečuje. Krivulja Cl⁻ = f(Q_v - Q_m) nakazuje domnevo, da mehanizem, ki regulira dotok pri pretokih med 13,5 in 9,5 m³/sek., postopoma odpira več spodnjih žil v različnih globinah. Vsi ti kanali verjetno skupno dovajajo morje pri pretokih pod 9,5 m³/sek.

Pri naraščanju pretoka se zmanjša slanost pod 50 mg/l Cl⁻ šele pri pretokih nad 20 m³/sek. Velika razlika v pretokih za enako slanost (50 mg/l Cl⁻) ni nastala zaradi različnega delovanja mehanizma, ki regulira dotok morja, ampak zaradi somornice, akumulirane v zgornji žili že takrat, ko se je dotok morja ustavil. To somornico mora sladka voda najprej izplakniti iz podzemeljske akumulacije, šele nato se lahko izvir osladi.

5. ZASLANJEVANJE KRAŠKIH IZVIROV IN NJIH KLASIFIKACIJA

5.1. Zaslanjevanje zaradi večje gostote morske vode

Ako sta v določeni globini v stiku sladka in morska voda in imata enak piezometrični nivo, tedaj morska izpodriva sladko zaradi večjega tlaka, ki je posledica večje gostote morske vode.

5.1.1. Brojnice z zaslanitvijo v ustju izvira

To so brojnice, pri katerih je voda v zgornji žili še sladka, se pa zaslanja v ustju izvira, ki je bolj ali manj globoko v morju. Morska voda zaradi večjega tlaka vdira v tok sladke vode. Pri mešanju nastane somornica, ki je lažja od morske vode in se dviga proti površju. Pojav je podoben konvekcijskemu toku zraka nad segretim telesom. Tok somornice ima obliko stožca, ki se proti površju širi in je pod morsko gladino dobro viden, ker je zaradi migotic bolj ali manj moten. Migotice so posledica neenakomernega lomljenja svetlobe v vrtincih, nastalih pri mešanju morja s sladko vodo.

Primeri takih izvirov so Brojnica (Sorgenti d'Aurisina) pri Trstu, Cadimare pri Speziji, La Mortola in Mar Piccolo pri Tarantu v Italiji ter Ayios Georgios v Grčiji.

Brojnica, Cadimare in Ayios Georgios so v plitvem morju, 1 do 2, 6 in 10 metrov globoko. Pri La Mortoli je globina morja 39 m, v Mar Piccolo pa 19 m. Brojnice pri La Mortoli, Cadimare in v Mar Piccolo imajo po en glaven izvir, v Brojnici in Ayios Georgios pa je na precejšnji površini več izvirov podobne jakosti.

Izvire, ki se zaslanjujejo v ustju, identificiramo na ta način, da čim globlje v ustju izmerimo slanost, ki mora biti manjša od približno 100 g/l Cl⁻. Najlažje določimo slanost z merjenjem električne prevodnosti. Utripanje kazalca amperometra, ki je posledica vrtincev sladke in morske vode, pove, da je elektroda aparata še v coni mešanja in da je treba izmeriti slanost globlje. Indikacija za izvorišče takšnega tipa je to, da je eden izmed več izvirkov sladke.

5.12. Zaslanjeni izviri v izotropno prepustnem kraškem vodonosniku

Za izotropno prepusten kraški vodonosnik je značilno, da so razpoke in votlinice enakomerno porazdeljene v vseh smereh, tako da je poroznost podobna poroznosti zrnatih sedimentov. Sladka voda se torej zaslanjuje v celotni porozni masi in ne samo v posameznih kraških kanalih ali žilah. V porozni masi obstojita sladkovodna in morska cona. Med njima je cona mešanja, v kateri se voda zaslanjuje. Sladka voda se zaslanjuje delno zaradi difuzije morske in sladke vode, v glavnem pa zaradi mehaničnega mešanja pod vplivom plimovanja, sezonskega nihanja gladine in razlike v hitrosti sladke vode, ki teče proti morju, ter morske vode, ki miruje ali teče proti celini. Debelina cone mešanja je odvisna predvsem od gradienta podtalnice. Pri majhnih gradientih znaša le nekaj metrov, pri večjih gradientih in predvsem ob obali pa naraste na prek 50 % višine vodonosne plasti. Delce morja, ki se mešajo z vodo v coni mešanja, odnaša tok vode in somornice proti izvirov. Zato nastane majhna razlika v gostoti in nadomestitev odnesenih delcev povzroči počasen tok morja proti celini. Tak tok je bil dokazan na Floridi (C h o w , 1964), opazoval pa ga je tudi K u š č e r (1950).

Ravnotežje med vodo in morjem se vzdržuje zaradi različnih gostot. V primerih, kjer je cona mešanja tanka, bi bilo možno računati globino mejne ploskve po Ghyben-Herzbergovi enačbi ali po Hubbertovi enačbi, pri debelejši coni mešanja pa po enačbi L u s c z y n s k e g a (glej pogl. 3.2).

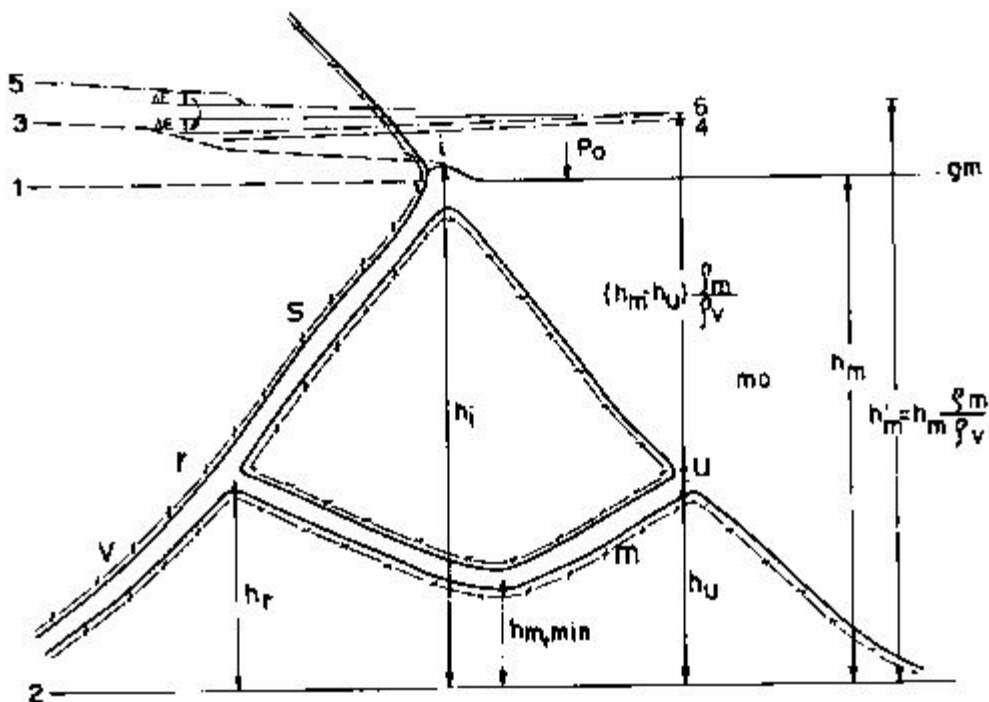
Takšen tip izvirov identificiramo z vrsto izvirov vzdolž obale, ki niso mnogo dvignjeni nad morsk gladino. V več vrtnah merjene slanosti, piezometrične gladine in globine morske vode ali somornice je možno povezati v ploskve bolj ali manj pravilne oblike.

Na ta način se zaslanjuje podvodni tok v Postirski dolini na Braču in v dolini Marina-Stupin ter obalni vodonosnik Izraela.

5.13. Zaslanjeni izviri v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku

V anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku se vodni tokovi združujejo. Dokaz za to je centralno dinarski kras, kjer je na površini 17 500 km² samo 55 večjih izvirov. To pomeni, da se na vsakem izvirov srednje izdatnosti 7 do 8 m³/sek. praznijo podzemeljske vode kraškega terena površine 320 km² (K o m a l i n a , 1988). Podobno je na otoku Kreti, kjer tri ločena pogorja Dikti, Psiloritis in Lefka Ori sestojijo iz apnenca. Zakrasele površine teh pogorij znašajo 150, 300 in 400 km². Njihove podzemeljske vode se v glavnem praznijo v posamezne zaslanjene kraške izvire s srednjim pretokom 2, 6 in 8 m³/sek.

Tudi kaptažni rovi Postire, Dubrava, Zaton, Gustirna in Blaž kažejo, da se voda pretaka po posameznih privilegiranih poteh. To so lahko razpokane cone, splet majhnih votlinic, lahko pa tudi pravi kraški kanali. Zaradi enostavnosti jih bomo imenovali s skupnim imenom žila. Takšen pretok pa seveda v glavnem ni več podoben laminarnemu pretoku skozi več ali manj homogene sedimente enakomerno poroznega krasa ampak se približuje pretoku po ceveh. Tudi način zaslanjevanja ne more biti enak zaslanjevanju v zrnatih sedimentih in v izotropno prepustnem kraškem



Sl. 18. Shema kraških žil v bližini obale
Fig. 18. Scheme of karstic veins near the coast

m_0	Morje Sea	1	Srednja gladina morja Mean sea level
g_m	Gladina morja Sea level	2	Primerjalni nivo Reference level
i	Zastlanjen izvir Brackish spring	3	Tlačna linija dovodne in zgornje žile Piezometric head line of the primary and upper veins
v	Dovodna žila s sladko vodo Primary vein with fresh water	4	Tlačna linija spodnje žile, izražena s stebrom sladke vode Piezometric head line of the lower vein expressed through the head of fresh water
r	Razcep žil Vein branching	5	Linija energije dovodne in zgornje žile Energy head line of the primary and upper veins
m	Spodnja žila z morsko vodo Lower vein with sea water	6	Linija energije spodnje žile Energy head line of the lower vein
s	Zgornja žila s somorjavo Upper vein with brackish water		
u	Ustje spodnje žile Mouth of the lower vein		
h	Višina nad določenim začetnim nivojem Height above some reference level		

vodonosniku z laminarnim tokom vode s kolikor toliko regularnimi strujnicami in kontinuirano cono mešanja velike vzdolžne in prečne razsežnosti.

V anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku se voda zaslanjuje v razcepu dovodne žile, kjer se mešata sladka in morska voda (Gjurashi in, 1943; I. Kušcer, 1950). Najenostavnejši sistem kraških kanalov v bližini obale je shematično podan na sliki 18. Na desni strani razcepa ob priključku spodnje žile je pritisk

$$p' = p_0 + \left(h_m - h_r - \frac{v_m^2}{2g} - T_m \right) \rho_m \quad (1)$$

$$T_m = f(Q_m)$$

in na levi strani razcepa na dnu zgornje žile je pritisk

$$p'' = p_0 + \left(h_i - h_r - \frac{v_s^2}{2g} + \bar{T}_s \right) \rho_s \quad (2)$$

$$\bar{T}_s = f(Q_s)$$

\bar{T}_m in \bar{T}_s sta poprečni tlačnih izgub v spodnji in zgornji žili, ρ_m je gostota morske vode v spodnji žili in ρ_s gostota somornice v zgornji žili. Razlika pritiskov v razcepu

$$p' - p'' = \left[(\rho_m - \rho_s) (h_i - h_r) - \rho_m (h_i - h_m) - (\rho_m \bar{T}_m + \rho_s \bar{T}_s) + \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g} \right] \rho \quad (3)$$

Morje teče v razcep, če je pritisk v spodnji žili večji kakor v zgornji, torej če je zgornji izraz pozitiven. Pogoji za tak primer izraža neenačba 4:

$$h_i - h_r > \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i - h_m) + \frac{\rho_m \bar{T}_m + \rho_s \bar{T}_s}{\rho_m - \rho_s} - \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g (\rho_m - \rho_s)} \quad (4)$$

V gornji neenačbi pomenijo imenovalci desnih členov razliko gostot vode v spodnji in zgornji žili, števec prvega člena višino izvira nad morsk gladino, števec drugega vsoto tlačnih izgub v spodnji in zgornji žili ter števec tretjega razliko hitrostnih višin v obeh žilah.

Mnogi zaslanjeni izviri postanejo sladki ob visokih vodah, ko se poveča višina izvira nad morsk gladino. Ko pa pretok pojema in se višina izvira zniža, se zopet zaslanijo.

Imenujmo pretok sladkega izvira tik pred njegovo zaslanitvijo ravnotežni pretok Q_{eq} . Tedaj je spodnja žila že napolnjena z morsk vodo, ki pa še ne teče v razcep. Sladka voda se ne izgublja v spodnjo žilo. Pritiska spodnje in zgornje žile sta v razcepu v ravnotežju. Skozi gornjo žilo teče samo sladka voda. Tedaj je:

$$Q_{m1} = 0 \quad T_m = 0 \quad \frac{v_m^2 \rho_m}{2g} = 0 \quad \rho_s = \rho_c = 1,0 \quad \rho_m = 1,028$$

$$h_t - h_r = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_t - h_m) = \frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_s} \left(T_s - \frac{v_s^2}{2g} \right) \quad (5)$$

$$T_s = f(Q_{rv}) \frac{v_s^2}{2g} - f(Q_{r0})$$

Na terenu je možno meriti pretok, gostoto vode in višino izvira. Meritev povprečnih tlačnih izgub in hitrostne višine v zgornji žili pa bi bila možna le izjemoma, če bi prodrli do razcepa potapljači ali če bi zadeli razcep z vrtino. Predstavo o globini razcepa bo dal račun z ocenjenim T_s in v_s^2

2 g

V naravi lahko pričakujemo, da ima posamezni izvir po več dovodnih žil in več razcepov. Postopno zaslanjevanje izvira Almyros (glej sl. 17), ko se pretok zmanjšuje od 13 na 9,5 m³/sek., kaže na več razcepov v različnih globinah. Obratno pa kaže nenadna zaslanitev izvira Blaž na en razcep (glej sl. 8). Glede na globino razcepa žil delimo te izvire na dve skupini.

5.131. Zaslanjeni izviri v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku s plitvim razcepom

Razcepe do 100 m globine pod gladino morja označujemo kot plitve. Pri tej globini je še možna sanacija izvira s tesnenjem spodnje žile, pri globljih pa večinoma ne.

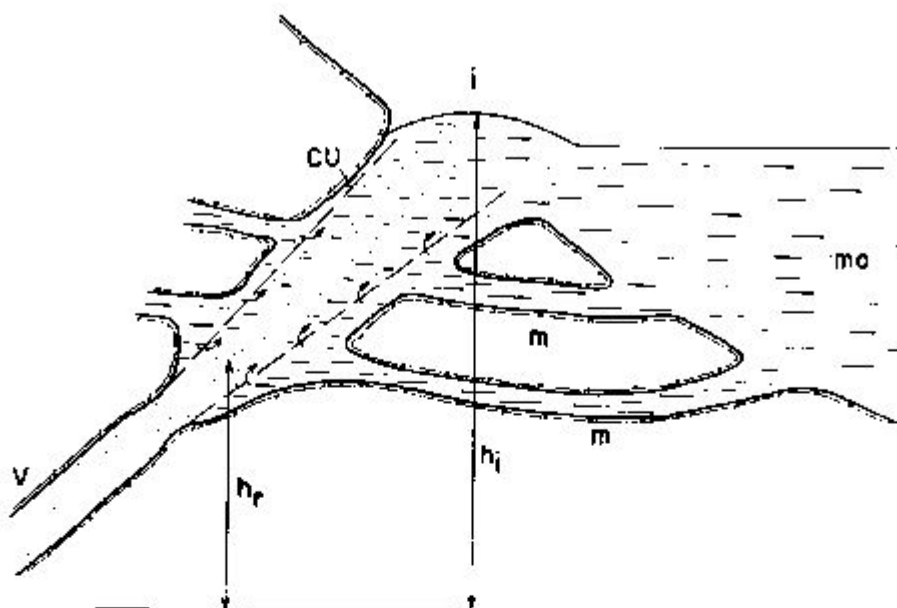
Izvire v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku s plitvim razcepom spoznamo po tem, da so to posamezni koncentrirani izviri, katerih gladina je lahko do 2,5 m dvignjena nad morsko gladino takrat, ko so zaslanjeni. Podatki o slanosti in o globini morske vode ali somornice iz več vrtin v zaledju izvira se medsebojno razlikujejo, kar je razumljivo, če pomislimo na sterilne cone in privilegirane cone pretoka.

S pojemanjem pretoka se slanost povečuje. Možno je tudi, da se slanost nenadoma poveča, kadar vleče spodnja žila morsk vodo kot natega, ko se primerno zniža pritisk v zgornji žili zaradi zmanjšanja dotoka sladke vode. Tak pojav so opazovali na izviru Blaž v Istri v oktobru 1970. Podoben pojav je hitra sprememba brojnice v morski požiralnik, kar so opazovali v brojnica Kola pri Jurjevem in Gurdič pri Kotoru.

Če bi gladino izvira dvignili naravno ali z zaježitvijo na ustrezno koto, bi se morala slanost močno zmanjšati.

5.132. Zaslanjeni izviri v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku z globokim razcepom

Voda se zaslanjuje v razcepih, ki so nad 100 m globoko pod gladino morja. Izvire z globokim razcepom žil spoznamo po tem, da so koncentrirani in zaslanjeni še pri gladini izvira nad 2,5 m. Zaježitev ali dvig gla-



Sl. 19. Zaslanjevanje curka sladke vode, potopljenega v morju
 Fig.19. Contamination of a fresh water jet submerged in sea water

- | | | | |
|----|--|----|----------------------------|
| v | Dovodna žila s sladko vodo | m | Spodnja žila z morsko vodo |
| | Primary vein with fresh water | | Lower vein with sea water |
| i | Zaslanjen izvir | mo | Morje |
| | Brackish spring | | Sea |
| cu | Hipotetična meja curka | | |
| | Supposed boundary of the fresh water jet | | |

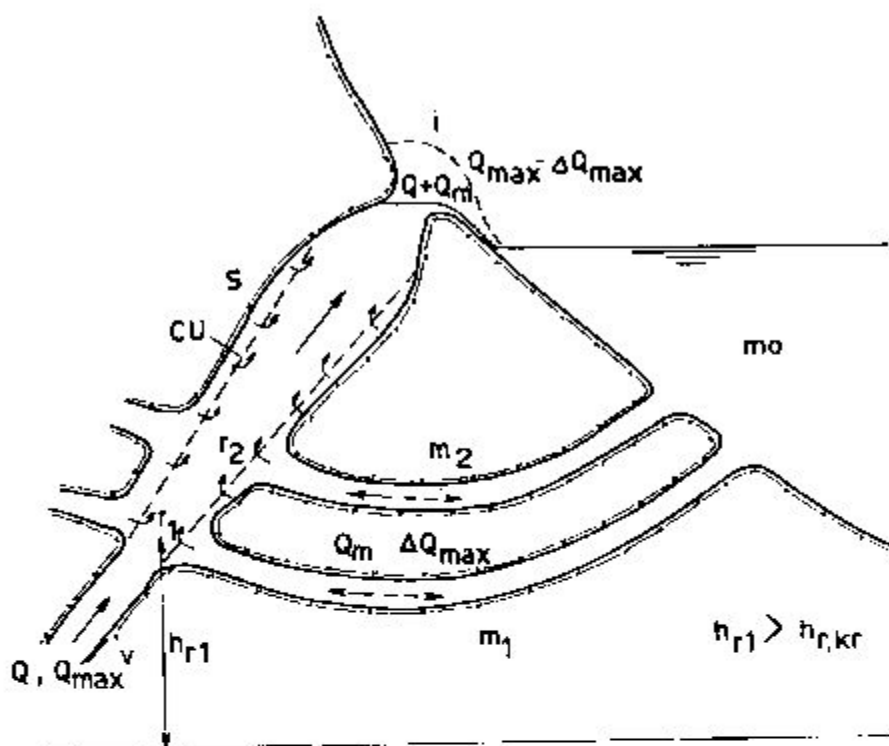
dine do kote 2,5 m nad morjem samo malo vpliva na zmanjšanje slanosti pri enakem pretoku. Ob visokih vodah se izviri povečini osladijo.

Ob zmanjševanju pretoka se povečuje slanost, vendar bolj enakomerno kakor pri izvirih s plitvim razcepom žil zaradi večje podzemeljske akumulacije, ki je posledica večje oddaljenosti in globine razcepa. Takí izviri so Pantan pri Trogiru, Pištica na Visu, Almyros Irakliou in Almyros Yeoryoupolis na Kreti, Nahal Hatanninim in Na'aman v Izraelu.

5.2. Zaslanjevanje s srkanjem morja zaradi hidrodinamičnega učinka

Izviri zaslanjeni zaradi hidrodinamičnega učinka nastanejo lahko samo v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku, ker je pogoj za nastanek izvira take vrste pretok po kraških kanalih.

Srkanje morja zaradi močne zožitve dovodne žile na kraju, kjer je priključena spodnja žila z morsko vodo, torej po principu Venturijeve cevi, je sicer možno, vendar so fizikalni pogoji zelo komplicirani in je malo verjetno, da bi bili izpolnjeni v naravi. Na ta način so razlagali hidrodinamični način zaslanjevanja starejši avtorji. Zaradi velike hitrosti pretoka skozi zožitev je velika verjetnost, da bi voda ožji del kanala razširila tako, da bi se učinek srkanja uničil. Zato trdi Gjurašin, da tak način zaslanjevanja ni možen.



Sl. 20. Zaslanjen izvir z zoženim ustjem zgornje žile

Fig. 20. Brackish spring with a narrowed mouth of the upper vein

m_0	Morje Sea	v	Prvovodna žila s sladko vodo Primary vein with fresh water
i	Izvir Spring	m_1, m_2	Spodnja žila z morsko vodo ali iztokom sladke vode pri visokih vodah Lower vein with either sea water or fresh water outflow during high discharge
cu	Hipotetična meja curka Supposed jet boundary	s	Zgornja žila s somornico ali sladko vodo pri visokih vodah Upper vein with either brackish water or fresh water during high discharge
r_1, r_2	Razcep žil Vein branching		

Mnogo enostavnejša je razlaga hidrodinamičnega učinka s curkom vode, ki potegne s seboj del somornice ali morja, v katerega je potopljen (sl. 19). Razcep žil naj bo v taki globini, da zaradi različne prostorninske teže ne bi moglo priti do zaslanitve. Ako je curek hitro tekoče tekočine potopljen v mirujočo ali počasi tekočo tekočino, se zmanjša njegova hitrost. Zmanjšanje hitrosti pa pomeni redukcijo kinetične energije. Zato se mora v skladu z zakonom o ohranitvi energije povečati presek curka, če se zmanjša njegova hitrost. Po Newtonovem principu o akciji in reakciji se tekočina curka zavira samo z istočasnim pospeševanjem okoljne tekočine. Na ta način se celotni pretok curka v resnici povečuje z oddaljenostjo od ustja na račun okoljne tekočine, ki jo vsrkava (Albertson in dr., 1950; Rouse, 1950).

Pri laminarnem gibanju imamo samo difuzijo, pri turbulentnem pretoku pa nastanejo vrtinci v mejni coni, tako da prevladuje mešanje vodnih mas. S poskusi so ugotovili, da je naklon obodne cone mešanja 12 do 14° napram središčnici.

Mešanje pa ne nastaja samo pri izrazitem curku, ampak pri vsaki nenadni razširitvi profila.

Gori razložen hidrodinamični način zaslanjevanja je torej možen tudi pri majhni hitrosti protokov v kraških kanalih in ne samo pri veliki, kakor so domnevali prejšnji raziskovalci.

Na sliki 20 je prikazan sistem kraških kanalov s tako visoko ležečim razcepom, da bi bilo možno samo hidrodinamično zaslanjevanje s curkom vode. Ustje izvira naj bo nekoliko ožje od zgornje žile. Pri močnem povečanju pretoka naj bi pritisk ob ustju toliko naraste, da bi se začela sladka voda izlivati tudi skozi spodnje žile. Zato morska voda sploh ne bi prišla v stik s curkom sladke vode, ki naj bi jo vsrkal. Izvir bi se torej osladil, če je bil prej slan. Prejšnji raziskovalci so menili, da se lahko osladijo ob visokih vodah samo izviri, zaslanjeni po principu različnih gostot, pri katerih se mejna ploskev takrat zniža.

Identifikacija teh izvirov je težka. Njihova slanost se poveča s povečanjem pretoka. Dalje velja, da se po hidrodinamičnem principu zaslanjujejo tisti izviri, ki so na tako visoki koti, da bi bila globina razcepa za zaslanjevanje na principu različnih gostot tako velika, da dvomimo v tako globoko kraško cirkulacijo.

Tak primer je izvir Slanac pri splitskem letališču. Izvir teče samo pozimi, po največjih deževjih, njegova slanost je okrog 800 mg/l Cl⁻, kota izvira pa 27 m. Pri ocenjeni gostoti somornice $\rho_m = 1,001$ in privzetih izgubah 3 m bi moral biti razcep v globini okrog 1000 m, da bi se izvir lahko zaslanjeval po principu različnih gostot. Globlina morja v Kaštelanskem zalivu je 16 m (Alfirevič, 1966); zato je malo verjetno, da bi se spuстила spodnja žila do globine 1000 m pod morjem.

Zaslanjena izvira z visoko gladino sta tudi Jezero Kournas s 17 m in izvir Anavaloussa pri Perama z okrog 12 m, oba na otoku Kreta.

Pri nas je opazoval večjo zimsko slanost izvirov v zalivu Poljice Jevremović (1966). Zaslanjeni izviri s srkanjem morja se sicer lahko v izjemnih primerih oslade pri povečanju pretoka v splošnem pa postanejo takrat bolj slani. Ne morejo pa se postopoma zaslanjevati pri upadanju pretoka. Ti kriteriji veljajo za identifikacijo takih izvirov.

5.3. Kombiniran način zaslanjevanja

Obstajajo tudi izviri, kjer je zaslanjevanje posledica seštevanja vpliva večje gostote morske vode in hidrodinamičnega vpliva. Kombinacija raznih vplivov je možna v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku, manj verjetna pa je v izotropno prepustnem kraškem vodonosniku. Takšen je izvir Bilan (Oplovi) pri Orebiću na polotoku Pelješcu. Po močnem deževju novembra 1971 je slanost izvira močno narasla (Mijatović, 1972).



Sl. 21. Polkrožna pregrada pri Kiveriju v Grčiji
Fig. 21. Semicircular dam at Kiveri in Greece

6. SANACIJA ZASLANJENIH IZVIROV

6.1. Sanacija izvirov, ki se zaslanjujejo zaradi večje gostote morske vode

6.1.1. Sanacija brojnice, ki se zaslanjujejo v ustju izvira

Princip sanacije je preprost. Morje je treba izolirati od izvira in običajno črpati nekoliko manj kakor je dotok sladke vode. Pri zelo dobri izolaciji ta omejitev ni potrebna.

Ce je izvir blizu obale, je možno izvorno območje izolirati s pregrado, priključeno na breg. Na ta način sta bila sanirana Brojnica pri Trstu leta 1901 (sl. 5) in Ayios Georgios pri Kiveriju na Peloponezu v Grčiji leta 1970 (sl. 21).

V Brojnici so zgradili vzporedno z obalo 7 metrov visoko in okrog 100 m dolgo pregrado, temeljeno na flišu. Pregrada je bila 10 m oddaljena od obale in na obeh krajih vzdana v breg.

Podatki o črpalnem poskusu:

Čas: 24 ur 21. in 22. 9. 1902.

Gladina pred črpanjem: 1,4 m nad morjem.

Najnižja gladina med črpanjem: 0,45 m pod morjem (črpano približno
0,4 m³/sek.)

Gladina ob koncu črpanja: 0,05 m pod morjem (črpano približno
0,25 m³/sek.)

Povprečni pretok črpanja: 0,36 m³/sek.

Podatkov o slanosti ni; ker jih B o e g a n ne podaja, sklepamo, da se izvir ni zaslanil. B o e g a n ceni naravni dotok izvira na 0,3 m³/sek.

Zajetje je bilo pozneje priključeno na tržaški vodovod.

Okoli brojnice Ayios Georgios pri Kiveriju so zgradili polkrožno pregrado, dolgo 180 m, temeljeno okrog 10 m pod morsko gladino in s krono 4 m nad njo. Stroški gradnje so znašali okrog 2 milijona dolarjev. Noveembra 1970 je bila gladina v jezercu na notranji strani pregrade 0,3 m nad gladino morja ter voda po okusu sladka. Slanost ni bila izmerjena, vendar je morala biti manjša od 300 mg/l Cl⁻, ker se večjo slanost zazna že po okusu. Voda v jezercu se je po svoji zelenkasti barvi jasno razlikovala od morja (glej sl. 21). Skozi odprtine v pregradi se je izlivala cela reka sladke vode v morje.

Izvir bi bil uporaben že pri slanosti, ki jo je imel po izgradnji pregrade; naša stroga norma dovoljuje za pitno vodo največjo slanost 250 mg/l Cl⁻. Uspeh so torej dosegli že s tem, da so ustja izvirov, kjer se je voda v glavnem zaslanjevala, izolirali od morja. To je bilo pričakovati po malo slanih izvirih na obali že pred sanacijskimi deli.

Razen v ustju izvirov pa se je to izvorišče zaslanjevalo tudi v plitvem razcepu v notranjosti krasa. Vtekalo je okrog 100 l/sek. morske vode in prinašalo v izvir 200 mg/l Cl⁻. Pretok izvira je bil 12 m³/sek.

Nato so dvignili gladino izvira v bazenu od 0,3 na 3 m in vodni pritisk je preprečil vtok morja, ki naj bi bil po mišljenju prof. Ständera

v globini 90 m. Po pismencem sporočilu prof. Ständera (1971) se je voda v bazenu povsem osladila (verjetno je vsebovala okrog 30 mg/l Cl⁻, op. avtorja).

Vodo rabijo za namakanje rodovitne argoške ravnice, ki je začela propadati, ker se je podtalnica zaradi prekomernega črpanja zaslanila.

Stalno zajetje brojnice pri La Mortoli naj bi uredili samo na dveh glavnih izviri. V ta namen bi ju pokrili z jeklenim poklopcem 8 × 5 m, vgrajenim v beton. Do obale bi speljali plastično cev, ki bi lahko prevajala tudi srednje visoke vode. Slanost in pretok bi merili na obali.

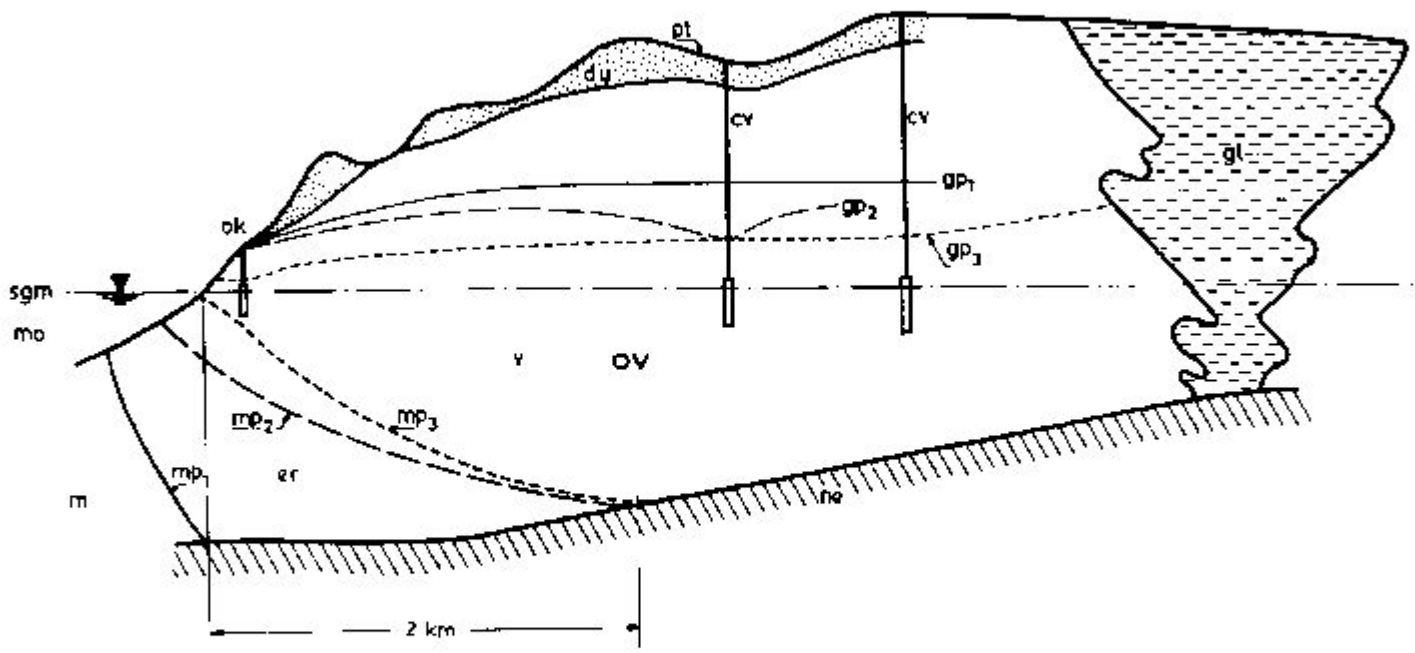
Ustje brojnice v Mar Piccolo pri Tarantu so pokrili v globini 19 m z zvonom iz vlaknatega stekla. Črpalke bodo priključene na zvon, količina črpane vode pa naj bi bila enaka dotoku sladke vode. Večje črpanje bi vrskavalo morje, manjše pa bi pomenilo izgubo. Podatke o pretoku in slanosti bodo beležili na magnetni trak in jih obdelali z računalnikom. Pri eksploatacijskem črpanju bodo pozneje merilniki slanosti, vgrajeni v zvon, elektronsko uravnavali količino črpanja. Upajo, da bodo za več obmorskih krajev rešili problem preskrbe z vodo.

Okoli brojnice Cadimare, ki je v 6 m globokem morju, so zgradili zidan valj do višine 3,5 m nad gladino morja, vendar so ga valovi kmalu porušili in pokopali tudi brojnico.

Raziskave. Glavni cilj raziskav je, da ugotovimo, ali se izvir res zaslanjuje v ustju. Potrebne so dolgotrajnejše meritve slanosti čim globlje v ustju izvira. Priporočljive so tudi električne meritve pretokov s kontinuirano daljinsko registracijo podatkov. Druga faza raziskav mora razjasniti, kolikšen je dovoljeni pretok črpanja, da s prekomernim črpanjem ne bi zaslanili izvira. Odgovor na to vprašanje lahko dá daljši črpalni poskus z meritvami slanosti.

Sl. 22. Zajet vodni tok obalnega vodonosnika v Izraelu (po Kahana, 1964)
Fig. 22. Intercepted seawards flow of the Israeli coastal aquifer (after Kahana, 1964)

mo	Murje Sea	sm	Srednja gladina morja Mean sea level
mi	Morska cona Sea water zone	ok	Obalni kolektor Coastal collector
u	Sladkovodna cona Fresh water zone	cu	Vodnjaki v notranjosti Water wells situated inland
ov	Obalni vodonosnik Coastal aquifer	er	Enkratna rezerva One time reserve
gl	Glina Clay	gp, mp	Začetni položaj gladine podtalnice (gp) in meina ploške (mp) pred črpanjem Initial position of water table (gp) and interface (mp)
nv	Neprepustna podlaga Impervious basement		
du	Sipine Dunes	gp, mp	Položaj po črpanju iz notranjih vodnjakov Position after pumping out of inland wells
pt	Površje terena Ground surface	gp, mp	Položaj po črpanju iz notranjih vodnjakov in obalnega vodonosnika Position after pumping out of inland wells and coastal aquifer



6.12. Sanacija zaslanjenih izvirov v izotropno prepustnem kraškem vodonosniku

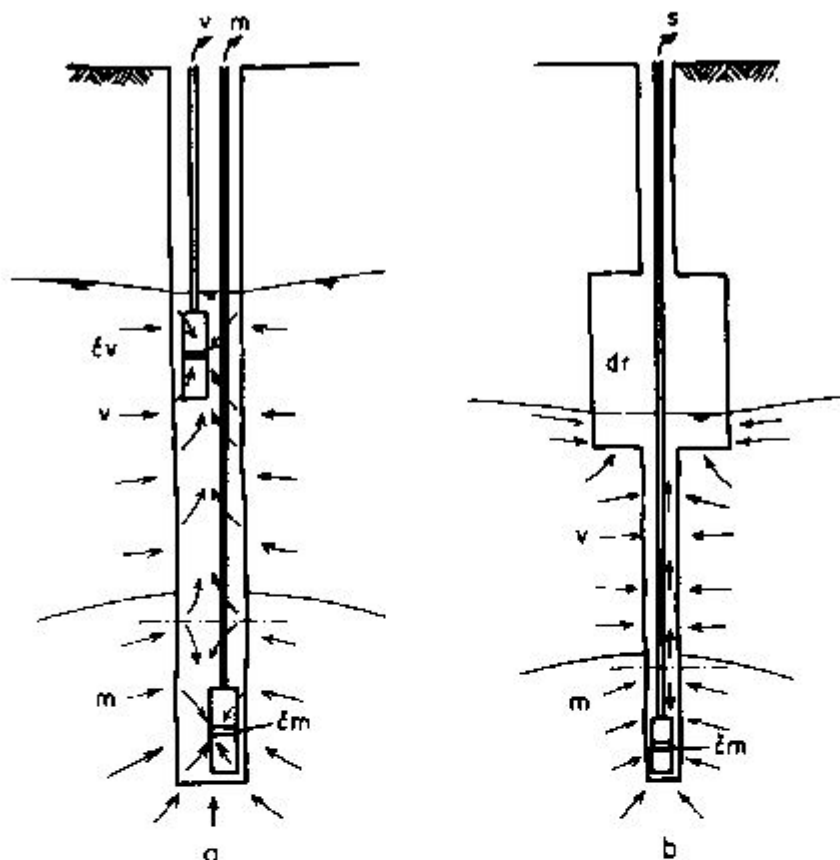
Poroznost izotropno prepustnega kraškega vodonosnika je dokaj velika in enakomerno razdeljena. Zato so njegove hidrološke lastnosti podobne kot v zrnatih sedimentih in je možno tudi na enak način sanirati njegove izvire. V neposredni notranjosti izotropno prepustnega krasa plava leča sladke vode na morski vodi. Ta leča se proti obali tanjša, ker se proti izvirovni gladini podtalnice in dviga mejna ploskev med sladko in morsko vodo. Izgube vode v morje je možno preprečiti s tem, da prestrčemo tok sladke vode še preden se približa morju. V ta namen zgradimo več črpalnih vodnjakov ali drenažni rov, ki naj bodo vzporedni z obalo in pomanknjeni nekoliko v notranjost. Pri tem mora biti skupen pretok črpanja manjši od naravnega dotoka sveže vode, ker bi se drugače pričela leča sladke vode tanjšati, vodnjaki pa bi se zaslanili.

Na ta način so sanirali obalni vodonosnik Izraela, dolg prek 100 km, širok okrog 15 km in debel 90 do 130 m. Podtalnica se napaja samo s padavinami z letno infiltracijo okrog 250 mm.

Vodonosna plast sestoji iz pliocenškega in pleistocenskega zakraselega apnenega peščnjaka in peska (Bear in Dagan, 1964). Letno se je izgubljalo v morje okrog 300 milijonov m³ sladke vode. S črpanjem iz številnih vodnjakov v notranjem delu vodonosnika so zmanjšali izgube sladke vode na polovico. Peta mejne ploskve, ki je bila na morski strani obale, se je postopoma premaknila za 2 km proti celini. Da bi izgube še nadalje zmanjšali, so zgradili obalni kolektor, ki sestoji iz vrste plitvih vodnjakov, oddaljenih od obale 200 do 600 m (sl. 22). Ta kolektor prestrže še polovico preostalih izgub sveže vode. S črpanjem iz vseh vodnjakov v notranjosti in iz vodnjakov obalnega kolektorja zajamejo 75 do 80 % prejšnjega toka sveže vode, ki se je izgubljala v morje (Kahana, 1964). Slanost, gladino podtalnice in položaj mejne ploskve stalno opazujejo in ustrezno prilagajajo količino črpanja (Schmoraik, 1967).

O vplivu črpanja iz drenaže v sladki vodi na mejno ploskev med sladko in slano vodo je račun pokazal, da obstajata kritični pretok in kritična oblika mejne ploskve, ko se mejna ploskev stožčasto dvigne proti drenaži. Majhno zmanjšanje črpanja pod kritični pretok povzroči relativno veliko znižanje stožčastega dviga mejne ploskve.

Po drugem načinu sanacije (Edelman, 1966) so eksploatacijski vodnjaki tako globoki, da lahko vgradimo dve črpalni in črpano ločeno sladko in morsko vodo. S tem dosežemo, da potekajo strujnice proti črpalkam v vsaki coni in stabiliziramo mejno ploskev (sl. 23). Tako preprečimo, da bi strujnica, potekajoča iz morske cone, zaslanila črpanje iz sladke cone. Takšen črpalni vodnjak, zgrajen v zrnatih sedimentih, dobro deluje v Holandiji. To metodo so nameravali uporabiti tudi v zakraselem apnencu na otoku Malti, vendar vodnjak ni bil zgrajen, ker so dodatne raziskave pokazale, da ima apnenc na izbrani lokaciji v notranjosti otoka zelo dobro zvezo z morjem vzdolž glavne prelomnice in da niso izpolnjeni hidrogeološki pogoji, v katerih bi gornji način črpanja lahko uspel.



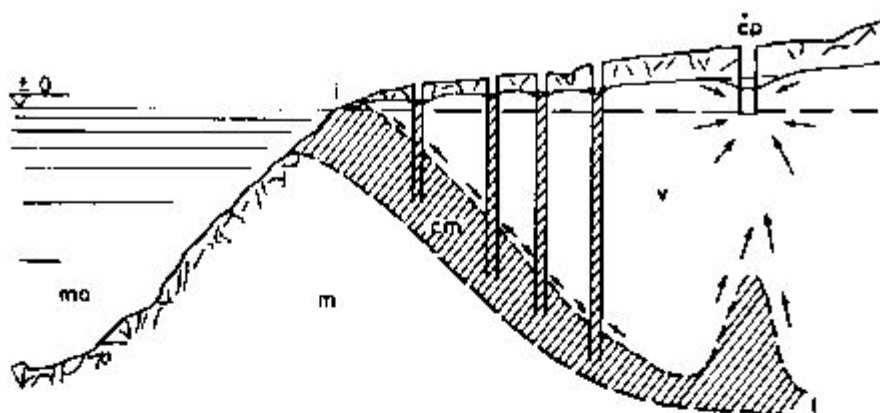
Sl. 23. Ločeno črpanje v sladkovodni in morski coni (po Edelmanu, 1966)
 Fig. 23. Separate pumping out of fresh water and sea water zones (after Edelman, 1966)

v	Sladkovodna cona in sladka voda Fresh water zone and fresh water	zm	Črpalna v morski coni Pump in the sea water zone
m	Morska cona in morska voda Sea water zone and sea water	zv	Črpalna v sladkovodni coni Pump in the fresh water zone
s	Somornica Brackish water	dr	Drenazni rov v sladkovodni coni Water collecting gallery in fresh water zone

Podoben način sanacije s črpanjem iz cone mešanja med izvirov in morjem predlaga tudi Mijatović (1967) (sl. 24).

V dolini Marina-Stupin sega leča sladke vode v močno zakraselem apnencu do globine 37 m pod morskó gladino. Pri črpanju se je že pri majhnem pretoku povečala slanost; zato je dovoljena izdatnost zajetja samo 3 do 4 l/sek. Na tej lokaciji bi bilo možno poskusiti črpanje z dvema črpalkama, da bi povečali dopustno zmogljivost zajetja.

Zaslanjenih izvirov v izotropno prepustnem kraškem vodonosniku ne moremo sanirati z izgradnjo injekcijske zavese, ker je apnenc na obali



Sl. 24. Ločeno črpanje iz cone mešanja in sladkovodne cone (po Mijatoviću, 1967)

Fig. 24 Separate pumping out of zone-of-mixing and fresh water zone (after Mijatović, 1967)

mo	Morje Sea	i	Stožast dvig sumornice Upheaving of brackish water
m	Morska cone Sea water zone	l	Zaslanjeni izviri Brackish spring
v	Sladkovodna cone Fresh water zone	cp	Črpalni vodnjak Pumping well
cm	Cone mešanja Zone-of-mixing		

zakrasel in odprt proti morju na veliki dolžini. Poleg tega imajo izviri, ki so razporejeni vzdolž celotne obale, majhno zmogljivost.

Tudi sanacija z vodno zaporo ni primerna za kraške terene. Obratovanje vodne zapore s ponikovalnimi vodnjaki povzroča izgube sladke vode proti morju. Takšen sistem borbe proti zaslanjevanju pride v poštev samo izjemoma, ker sladke vode za ponikovanje ob obali običajno ni.

Na območju Tel Aviva so zgradili 8 km dolgo vodno zaporo, ki jo napajajo iz glavnega izraelskega vodnega sistema, vezanega na Tiberijsko jezero. To zaporo so zgradili potem, ko so pred izgradnjo glavnega sistema podtalnico prekomerno izkoriščali in z depresijo povzročili vdor morja. Z napajanjem in zmanjšanim črpanjem so dvignili gladino podtalnice na zaželeni nivo in s tem ustavili zaslanjevanje.

6.13. Sanacija zaslanjenih izvirov v anizotropno prepustnem kraškem vodonosniku

6.13.1. Sanacija z dvigom gladine izvira

Bistvo rešitve (Kuščer, 1950; Šegvič, 1955) je v tem, da umetno dvignemo gladino izvira in s tem zvišamo v razcepu pritisk v zgornji žili nad pritisk v spodnji žili. Na ta način preprečimo vtok morja. Šegvič je v letih 1951—1953 v Postirji na Braču z dviganjem gladine dosegel delne uspehe.

Pogoji vtoka morja so bili obravnavani v poglavju 5.13. Dodatno k sliki 18 je Δh_i umetni dvig gladine izvira. Morje ne more vtekati v razcep, vendar se sladka voda še ne izgublja, če velja enačba 6, ki je analogna enačbi 5 (str. 125).

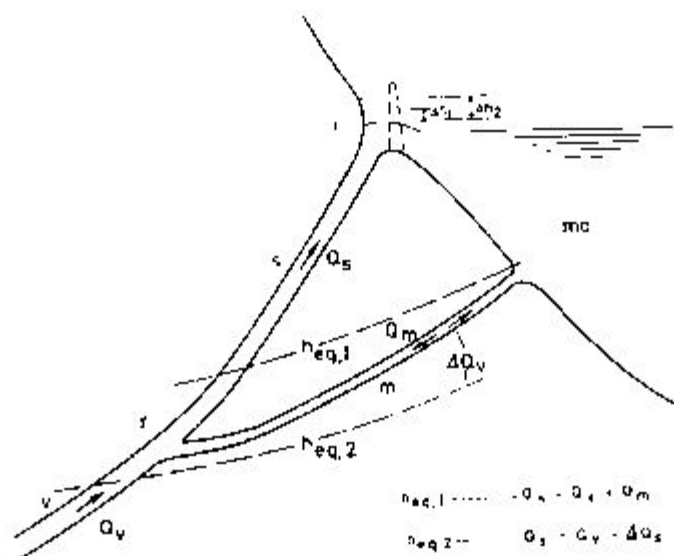
$$h_i + \Delta h_i - h_r = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) + \frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_s} \left(\bar{T}_s - \frac{v_s^2}{2g} \right) \quad (6)$$

Da bi lahko voda tekla po spodnji žili v morje, mora premagati pritisek morja v najgloblji točki spodnje žile, ki je označena z $h_{m, min}$.

Voda se izgublja po spodnji žili proti morju če je

$$h_i + \Delta h_i - h_{m, min} < \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) + \frac{\rho_s \bar{T}_s - \rho_m \bar{T}_m}{\rho_m - \rho_s} - \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g(\rho_m - \rho_s)} \quad (7)$$

V primeru, da je izraz na levi strani večji, iztok sladke vode ni možen.



Sl. 25. Zaslanjen kraški izvir z dvigajočo se spodnjo žilo
Fig. 25. Brackish karstic spring with the rising lower vein

u	Dovodna žila Primary vein	Q_v	Pretok sladke vode Discharge of fresh water
s	Zgornja žila Upper vein	Q_s	Pretok somornice Discharge of brackish water
m	Spodnja žila Lower vein	$h_{eq,1,2}$	Ravnotežni ploskvi Equilibrium planes
r	Razcep žile Vein branching	i	Izvir Spring
Q_m	Pretok morske vode Discharge of sea water	mo	Morje Sea

Kakor vidimo, je oblika spodnje žile, to je višina razcepa in višina najgloblje točke, zelo važna za uspeh sanacije z umetnim dvigom gladine izvira.

Pri umetnem dviganju gladine zaslanjenega izvira, ki ima najnižjo točko spodnje žile globlje kakor je razcep, nastopijo naslednje faze:

a) Ko pritisk zgornje žile v razcepu preseže pritisk spodnje žile, vtok morja preneha. Izvir se osladi, pretok se zmanjša za delež morske vode. sladka voda se ne izgublja; velja enačba 6.

b) Ko v najgloblji točki spodnje žile pritisk na notranji strani preseže pritisk z morske strani (enačba 7), prične sladka voda iztekati tudi po spodnji žili. Izvir je sladek, pretok sladke vode se zmanjša.

c) Z nadaljnjim zviševanjem gladine izvira bi se pretok sladkega izvira še nadalje zmanjševal v odvisnosti od gladine, razmerja uporov zgornje in spodnje žile ter globine ustja spodnje žile. Pri visokem dvigu gladine bi izvir lahko presahnil, ker bi se ves pretok usmeril skozi spodnjo žilo.

V najugodnejšem primeru bi lahko torej gladino toliko zvišali, da morje ne bi več vtekalo v razcep in se sladka voda še ne bi izgubljala po spodnji žili proti morju. To bi bilo takrat, kadar pritisk v zgornji žili pri izpolnjenem kriteriju pod a) še ne bi dosegel kriterija b).

Pri zaslanjenem izvira, kjer žila nima globlje točke kakor je razcep, bi odpadla faza b. Istočasno z zmanjševanjem slanosti bi se pričela sladka voda izgubljati skozi spodnjo žilo. Izgube bi naraščale z dviganjem gladine (sl. 25).

Po gori opisanem načinu bi mogli z dvigovanjem gladine osladiti vsak izvir, ki bi pri tem izgubljal več ali manj vode. Vendar v praksi žal ni tako. Prvič moramo računati s tem, da so posamezni izviri redki, da so bolj pogosta izvorna območja, kar pomeni, da bo dvig gladine enega izvira preusmeril del voda na druge izvire. Voda se bo izgubljala v neposrednem zaledju izvira in bo le del zvišanega pritiska dosegel razcep. Drugič so posamezni razcepi redki. Navadno ima vsak izvir ali skupina izvirov po več dovodnih in spodnjih žil ter več razcepov, ki so v različnih globinah. Drenažni rov v Postirah je presekala več vzporednih zgornjih žil. Pri črpanju in enakomernem znižanju gladine v vseh žilah je slanost nenakomerno narasla, kar dokazuje obstoj več razcepov v različnih globinah. Hidravlične razmere ob dvigovanju gladine bodo bolj komplicirane in manj pregledne. Zvišanje pritiska bo na eni strani vplivalo na vsak posamezen razcep, na drugi strani pa se bodo ti vplivi prekrivali. Vpliv bo odvisen od globine posameznih razcepov, globine najnižjih točk spodnjih žil, prevodnosti spodnjih in zgornjih žil ter globine ustja spodnjih žil. Razmere postanejo tako komplicirane, da jih analitično ne moremo več obravnavati. Da bi jim sledili vsaj kvalitativno, smo vpeljali pojma ravnotežne globine in ravnotežne ploskve.

Ravnotežna globina je tista globina razcepa, pri kateri sta v poljubni žili, pri izbranem pretoku in izbrani naravni ali umetno dvignjeni gladini izvira pritiska z notranje in morske strani razcepa v ravnotežju. Pri tem upoštevamo tlačne izgube in hitrostno višino v zgornji in spodnji žili ter gostoto tekočine v posameznih žilah. Posamezne ravnotežne globine si mogoče povežemo v ravnotežne ploskve, ki so nepravilne oblike. Ravnotežna

globina nam pomaga ugotoviti smer toka v posamezni točki žile. Če je določena točka posamezne žile pod ravnotežno globino, so tlačne razmere v tej točki takšne, da bi morje teklo proti notranjosti, in obratno, če je točka nad ravnotežno globino, naj bi sladka voda tekla proti morju. Seveda pa se v naravi ne more spreminjati smer pretoka od ene do druge točke v isti žili. V posamezni žili je smer enotna. V katero smer bo obrnjen pretok, je odvisno od višinskega položaja najvažnejših točk te žile, razcepa, najvišje in najnižje točke ter ustja glede na ravnotežno ploskev, ki se dviga in spušča v odvisnosti od pretoka in gladine izvira ter morja. Ravnotežna ploskev ima podobne lastnosti kakor mejna ploskev med svežo in slano vodo v zrnatih sedimentih. Razlikuje pa se v tem, da je mejna ploskev resnična bolj ali manj ostra meja sladke in slane vode, ki jo lahko ugotovimo v globini pod vsako točko, ravnotežna ploskev pa je namišljena ploskev, ki naj povezuje v redkih podzemeljskih kanalih še bolj redke razcepe. Če bi vrtali v globino v poljubni točki anizotropno prepustnega krasa in zaledju zaslanjenega izvira, bi redko zadeli na podzemeljske kanale in še redkeje na razcepe.

Ravnotežno globino podaja splošna enačba 8, izpeljana iz enačbe 4 (str. 124).

$$h_{eq} = (h_i + \Delta h_i) - \frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) - \frac{\rho_m \bar{T}_m + \rho_s T_s}{\rho_m - \rho_s} + \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g(\rho_m - \rho_s)} \quad (8)$$

$$\bar{T}_s = f(Q_s) \quad \bar{T}_m = f(Q_m) \quad v_m = f(Q_m) \quad v_s = f(Q_s)$$

Pri ravnotežju pritiskov v razcepu ni pretoka v spodnji žili. Zato je

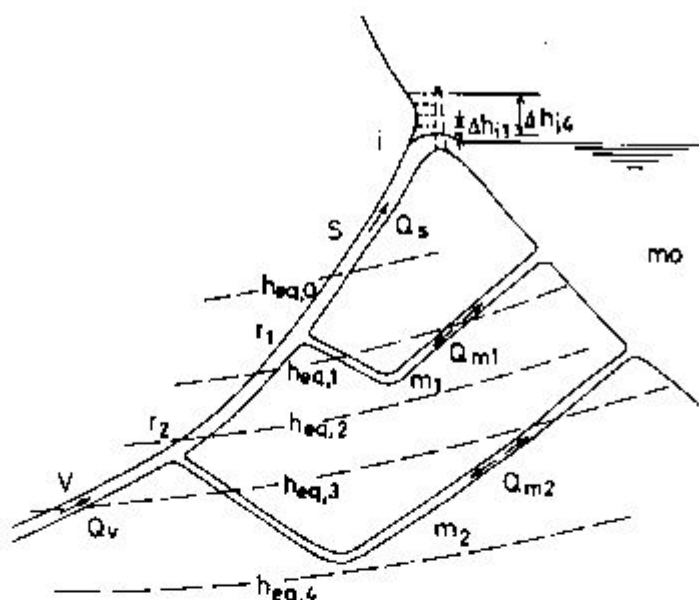
$$Q_m = 0 \quad v_m = 0 \quad T_m = 0$$

in dobi gornja enačba enostavnejšo obliko

$$h_{eq} = (h_i + \Delta h_i) - \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) - \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} \left(\bar{T}_s - \frac{v_s^2}{2g} \right)$$

Na sliki 26 je podan sistem kraških kanalov z dvema spodnjima žilama in na tabeli 6 delovanje tega sistema, če bi postopoma umetno dvigali gladino izvira. Vsak dvig gladine Δh_i ima ustrezno ravnotežno ploskev h_{eq} . Izvir se zaslani, kadar sta razcep in najnižja točka spodnje žile pod ravnotežno globino.

Kakor vidimo iz tabele, se pri postopnem umetnem dvigovanju gladine zmanjšujeta slanost in pretok. Sanacija bo uspela takrat, kadar se bo slanost znižala na predpisano mejo, če se pretok pri tem ne bo preveč zmanjšal. Razpon uspeha sanacije je zelo širok. Ekstremne možnosti pa so naslednje. Popoln uspeh z oslajenim izvirom in brez izgub sveže vode bi bil možen takrat, kadar višinska razlika razcepov ni velika in kadar je najnižja točka spodnje žile $h_{m1, min}$ nižja od razcepa. Praktičen neuspeh, z ne dovolj oslajeno vodo ali z izgubo oziroma močnim zmanjšanjem



Sl. 26. Umetno dviganje gladine zaslanjenega izvira z dvema spodnjima žilama
 Fig. 26. Artificial raising of the brackish spring level showing two lower veins

s	Dovodna žila Primary vein	heq 0, 1, 2, 3, 4	Ravnotežne ploskve Equilibrium planes
s	Zgorajša žila Upper vein	Δh_1	Umetno dvig gladine izvira Artificial rise in the spring level
m_1, m_2	Spodnji žili Lower veins	Q_m	Pretok morske vode Discharge of sea water
r_1, r_2	Razcepa Veic branchings	Q_v	Pretok sladke vode Discharge of fresh water
i	Izvir Spring	Q_s	Pretok somornice Discharge of brackish water
mo	Morje Sea		

protoka, bi nastopil takrat, kadar je višinska razlika med razcepoma tako velika, da bi pri pritisku, ki bi bil potreben, da bi preprečil vtok morja v razcep r_2 , že izgubili ves ali večji del protoka sladke vode skozi razcep r_1 in spodnjo žilo m_1 . Vse vmesne možnosti pomenijo delni uspeh sanacije.

Izkušnje o sanacijah z dvigom gladine so dokaj skromne. V letih 1951 do 1953 je prof. Šegvič v Postiri na Braču preizkušal svojo napravo na podvodnem izviru s pretokom 5 do 7 l/s. Izvir je bil v globini 2 m in oddaljen 20 m od obale. Ustje izvira je bilo pokrito s teleskopsko povezanimi plastičnimi cevmi. Najvišja cev je s pomočjo plavača vzdrževala gladino izvira okrog 0,3 m nad gladino morja. V suši se je slanost znižala od 1200 na 440 mg/l Cl^- (Šegvič, 1955). Uspeh je bil zaradi premajhnih sredstev in hidrogeoloških razmer le skromen, ker ni bilo možno dovolj dvigniti gladine v izviru.

Izvir Pištica na otoku Visu se je leta 1956 zaslanil na 3600 mg/l Cl^- , potem ko so s kaptažnim rovom začeli na kaverno in znižali gladino. Po

Tabela 6.

Delovanje zaslanjenega izvira z dvema spodajma žilama pri postopnem dviganju gladine izvira

Table 6.

Brackish spring with two lower veins during a gradual artificial rise in spring level

Umetni dvig gladine Artificial rise in spring level Δh_i	Ravno-težna ploskev Equilibrium plane	Razcep 1 Vein branching 1		Razcep 2 Vein branching 2		Izvir Spring	
		Vtok morja Inflow of sea water	Izgube sladke vode Losses of fresh water	Vtok morja Inflow of sea water	Izgube sladke vode Losses of fresh water	Slanost Salinity S	Pretok Discharge Q
0	$h_{eq} 0$	da yes	ne no	da yes	ne no	S_0	Q_0
$\Delta h_i 1$	$h_{eq} 1$	ne no	ne no	da yes	ne no	$S_1 < S_0$	$Q_1 < Q_0$
$\Delta h_i 2$	$h_{eq} 2$	ne no	da yes	da yes	ne no	$S_2 < S_1$	$Q_2 < Q_1$
$\Delta h_i 3$	$h_{eq} 3$	ne no	da yes	ne no	ne no	$S_3 = 0$	$Q_3 < Q_2$
$\Delta h_i 4$	$h_{eq} 4$	ne no	da yes	ne no	da yes	$S_4 = 0$	$Q_4 < Q_3$

končani sanaciji, ko so kaptazni rov zaprli z vodnimi vrati, ga zatesnili in dvignili piezometrični pritisk zopet na koto okrog 7 m, se je znižala slanost na 680 mg/l Cl⁻ (Baturić, 1959).

Izvir Ayios Georgios pri Kiveriju je bil uspešno saniran s kombiniranim načinom izolacije izvornega področja od morja in dvigom gladine izvira. Voda izvira se je povsem osladila, koliko sladke vode pa se izgublja skozi spodnjo žilo, ni možno ugotoviti, ker se ne dá dovolj natančno meriti pretok izvira. Izgube so verjetno majhne, ker tudi spodnja žila ne more biti velika, kar nam dokazuje količina vtoka morske vode.

Pri izviru Blaž v Istri je bila ugotovljena jasna zveza med višino gladine izvira, slanostjo in pretokom. Ko se je gladina zniževala od 1,0 na 0,54 m, se je slanost zvišala od 100 na 190 mg/l Cl⁻ in pretok od 30 na 160 l/sek. Pri nadaljnjem znižanju gladine na 0,48 m je slanost nenadoma narasla na okrog 10 000 mg/l Cl⁻.

Pri nekaterih zaslanjenih izvirih se slanost spreminja v odvisnosti od plimovanja morja. Sprememba relativne višine izvira nad gladino morja, povzročena s plimovanjem, vpliva na slanost. Ker je ta sprememba majhna, sklepamo, da je razcep žil pri takih izvirih plitev.

Ko je bila v sušni dobi pri pretoku okrog 4 m³/sek pri enomesečnem poizkusu dvignjena gladina izvira Almyros od 2,6 na 3,5 m (merjeno v jezeru gornjega izvira), ni to vplivalo niti na slanost niti na pretok. Dvig gladine ni bil dovolj velik, da bi vplival na vtok morja v globokem razcepu. To potrjuje podatek, da se prične izvir spomladi zaslanjevati, ko pade gladina pod 3,8 m (Breznik, 1971).

Hidrogeološke razmere. Sanacija z dvigom gladine je privlačna, ker je na videz enostavna in poceni. V resnici pa lahko uspe le v posebno ugodnih hidrogeoloških razmerah.

Prvi pogoj za uspešno sanacijo z dvigom gladine je koncentracija izvira. Če bi na velikem izvornem območju dvignili gladine le nekaterim izvirom, bi preusmerili tok vode proti izvirom, katerih gladine ne bi bile dvignjene. Celotnemu izvornemu območju pa ne moremo dvigniti gladine iz ekonomskih razlogov. Drugič morajo biti geološke in morfološke razmere tako ugodne, da bo možen dvig gladine z gradbenimi deli, katerih cena bo v sorazmerju s koristmi sanacije. Tretji pogoj je dovolj velik pretok izvira, da se bo draga sanacija splačala, poleg tega pa moramo računati z izgubami vode skozi spodnjo žilo in pod pregrado. Izgube so odvisne od dolžine in višine pregrade in od geoloških razmer. Pri slabotnih izvirih je nevarno, da bi izgubili vso vodo. Četrti pogoj je, da slanost izvira ob velikih pretokih izgine ali se vsaj močno zmanjša; to dokazuje, da povišan pritisk vpliva na vtok morja.

Raziskave. Poleg raziskav za razjasnitve gornjih štirih pogojev moramo odgovoriti na vprašanje, za koliko je treba dvigniti gladino. Prve podatke dobimo iz opazovanj pretoka in gladine v času, ko se zmanjšuje pretok in se izvir začne zaslanjevati. Enaka opazovanja so manj uspešna takrat, ko se izvir osladi, ker se navadno pretok hitro poveča in ker težko ugotovimo, pri kateri gladini je izvir nehal požirati morje. Iz podzemeljske akumulacije mora namreč prej izteči somornica, ki je bila v njej ujeta v času prekinitve dotoka morja.

H gladini, pri kateri se izvir začne zaslanjevati, moramo prišteti še razliki tlačnih izgub in hitrostnih višin v spodnji in zgornji žili za velike in majhne pretoke. To razliko lahko samo ocenimo, ker ne vemo niti kako daleč je razcep niti kolikšni so upori in hitrost pretoka v žilah. Tlačne izgube in hitrostne višine nam tudi onemogočajo, da bi potrebno višino dviga gladine izračunali analitično iz enačbe 6 (str. 135). Zelo važne orientacijske preiskave so opazovanja slanosti in pretoka pri umetnem dvigu gladine izvira, kar nam večkrat omogočijo jezovi, zgrajeni za raline ali zage.

Poudariti pa moramo, da nam gornje preiskave ne morejo dati končnega odgovora in da bo samo poskusni dvig gladine na potrebno višino pokazal, ali je sanacija uspela ali ne. Odločitev o gradnji pregrade, ki naj omogoči dvig gladine, je težka, ker je gradnja draga, uspeh pa negotov. Gradnjo pregrade in poskusno zajezitev moramo šteti še k raziskavam.

6.132. Sanacija s tesnitvijo spodnje žile

Če zatesnimo spodnjo žilo v notranjosti krasa, s tem preprečimo vtok morja in izvir osladimo. Sama tesnitev po izkušnjah pri gradnji akumulacijskih pregrad na krasu ne bi delala večjih težav. Najtežji problem pa je, kako ugotoviti položaj spodnje žile, oziroma žil. Redkokdaj bo možno najti morske požiralnike in z barvanjem ugotoviti zvezo z izviri.

Barvanje morske estavele KEa na zahodni strani zaliva Kola pri Jurjevem (Kuščer, 1950) je pokazalo, da so se obarvali vsi izviri, tudi tisti na vzhodni obali (glej sl. 9). Četudi je razdalja med estavelo in izviri na

vzhodni obali 70 do 100 m, je dolžina poti barvila in tudi morja, ki zaslanjuje te izvire, dolga nekaj sto metrov.

Ustje spodnje žile izvirov v zalivu Sami je na drugi strani otoka Kefalonija v 15 km oddaljenih morskih požiralnikih pri argostolionskih mlinih. Obsežne preiskave apnenca med izvirov Almyros in 1 km oddaljenim morjem niso dale nikakih znakov, da bi potekala spodnja žila po najkrajši poti od morja proti izvirov. Zelo verjetno prihaja zaslanjevanje po nekaj km daljši poti južno od glavnega preloma.

Obsežna vrtnja v okolici izvirov Zrnovica, Blaž in Morinj (Krznar in Franič, 1970; Krznar, Škaberna, Franič, 1970; Pavlin-Biondič, 1971a) tudi niso odkrila položaja spodnje žile. Na prvih dveh lokacijah predvidevajo gradnjo injekcijske zavese med glavnim izvirov in morjem, na tretji pa v zaledju glavnih izvirov.

Višinski položaj spodnje žile je tudi težko ugotoviti, razen v primerih, kjer bi našli ustja spodnjih žil — morske požiralnike. Višina razcepa, ki jo lahko včasih ocenimo po gladini, pri kateri se izvir zaslani, je slab indikator za višinski položaj spodnje žile, ker se lahko ta spušča ali dviga proti razcepu. Globino tesnitve je treba določiti na podlagi preiskav prepustnosti kamenine.

Tesnitev naj se izvede prvenstveno z injekcijsko zaveso. Tehnika izvedbe injiciranja naj bo enaka kot pri gradnji pregrad na Dinarskem krasu, npr. pregrade Kruščica. Zavesa naj bo enoredna in dvoredna, postopek injiciranja »od zgoraj navzdol«, uporabi naj se cement z dodatkom bentonita. Kaverne je treba napolniti s prodrom in ga naknadno inicirati (sistem precast betona), možna je tudi uporaba bitumenskih injekcij.

V izjemnih primerih, če so neprepustne kamenine plitvo pod površjem, bi lahko izgradili betonsko tesnilno steno.

Iskanje morskih požiralnikov in njihovo mašenje bi bil podoben ukrep kakor mašenje ponorov na kraških poljih, ki je doživelo neuspeh zaradi odpiranja novih požiralnikov na Nikšičkem in Cerknjskem polju. Vsak poskus sanacije morskih požiralnikov odpade, ker ima kras razvejan sistem kanalov in torej tudi več spodnjih žil in več požiralnikov; zato ni verjetno, da bi našli in zatesnili vse.

Praktičnih primerov sanacije s tesnitvijo spodnje žile, kot kaže, še ni. Za izvire Blaž, Zrnovica in Morinj je bila predlagana sanacija z injekcijsko zaveso. Na Blažu so pozneje načrt spremenili in zgradili kaptažni rov. V Morinju bodo verjetno zgradili injekcijsko zaveso. V Almyrosu je predlog za gradnjo zavese odpadel, ker raziskave niso potrdile domneve, da bi morje prodiralo v notranjost skozi blok apnenca med izvirov in morjem, ki bi ga bilo možno zatesniti z injekcijsko zaveso sprejemljive velikosti.

Gradnjo zavese je treba vedno kombinirati z manjšim dvigom gladine izvira, tako da preprečimo prodiranje morja skozi netesne dele zavese.

Hidrogeološke razmere. V kakšnih naravnih razmerah bi se odločili za sanacijo z injekcijsko zaveso in kakšne raziskave so potrebne, da bi zagotovili čim lepši uspeh sanacije?

Kakor smo videli, je glavni pogoj za uspeh pravilna lokacija injekcijske zavese. V večini primerov je spodnja žila kraški kanal omejene velikosti. Do sedaj geofizikalne metode še niso dosegle uspeha v odkrivanju kraških

kanalov, napolnjenih s sladko ali slano vodo. Možnosti, da bi tak kanal odkrili, so slej ko prej majhne.

Izviri z globokim razcepom so navadno nekoliko oddaljeni od obale; zato je spodnja žila bolj globoko in v takih primerih še teže ugotovimo njeno smer in globino (primeri Almyros, Nahal Hatanninim, Pantan in dr.). Izviri z globokim razcepom so manj primerni za sanacijo z injekcijsko zaveso, prvič zaradi težav pri ugotovitvi smeri vtoka morja in drugič zaradi globlje zavese. Tudi pri izvirih s plitvim razcepom bomo spodnjo žilo direktno našli le v izjemnih primerih. Pri nekaterih izvirih bo pa možno posredno ugotoviti, da se voda zaslanjuje v neposrednem zaledju izvira in da prihaja slanost po najkrajši poti z morske strani. V teh primerih bi sanacija z injekcijsko zaveso, morda kombinirana z manjšim dvigom gladine, imela možnost za uspeh. Prednost injekcijske zavese je, da so pri tem načinu sanacije izgube sladke vode najmanjše.

Znak, da se voda zaslanjuje blizu izvirnega območja, je različna slanost izvirov, oziroma to, da je eden izmed izvirov sladke (Žrnovica pri Gradacu). Tudi zmanjševanje slanosti od izvira proti notranjosti, ugotovljeno v vrtinah, kaže na zaslanjevanje v neposrednem zaledju izvornega območja.

Tesnitev spodnje žile z injekcijsko zaveso ni umestna tam, kjer ne bi vsaj posredno ugotovili smeri dotoka morja proti razcepom.

Raziskave. Kjer je možno ugotoviti morske požiralnike, moramo z barvanjem poiskati njihovo zvezo z zaslanjenim izvirov. Nadalje bi bilo treba meriti količino morske vode, ki jo požirajo požiralniki, in vode, ki izteka iz izvira. Na ta način ugotovimo, ali prihaja slanost še iz druge smeri, iz drugih požiralnikov. Če bi ugotovili smer toka obarvanega morja še v vrtini med požiralnikom in izvirov, bi bil to že eden od dokazov za lociranje injekcijske zavese.

V večini primerov morskih požiralnikov ne bomo našli; zato bi morali vsaj z barvanjem vrtin v trasi zavese dokazati, da teče tamkaj morska voda v notranjost proti razcepom in potem v izvir. Kjer bi posredno ugotovili, da se voda zaslanjuje v neposredni bližini izvira, bi morali v številnih vrtinah v zaledju izvira ugotoviti, da se slanost proti notranjosti močno zmanjšuje in končno izgine.

Tehnične parametre za gradnjo injekcijske zavese zbiramo na enak način kot pred gradnjo injekcijskih zavese v kraških terenih. Predvsem moramo meriti vodne prepustnosti, da najdemo bolj prepustne cone ter določimo gostoto vrtin in globino zavese. Gradnja poskusnega injekcijskega polja ni nujna, ker je dovolj izkušenj z deli na Dinarskem krasu.

6.133. Sanacija z zajetjem sladke vode v notranjosti krasa

Sanacijo izvedemo tako, da tok kraške podtalnice proti zaslanjenemu izviru zajamemo v notranjosti krasa, kjer je še sladke.

Ta način sanacije se je uveljavil v zadnjih 10 letih na naši obali. Tabela 7 kaže podatke o velikosti gradbenih del in stroških, tabela 8 hidrološke podatke o bližnjem zaslanjenem izviru in kaptajznem rovu ter tabela 9 uspeh sanacije.

V Sečoveljski dolini so v sušni dobi 1969 črpali iz vodnjakov Bužini in Gabrieli 85 l/sek. in nekaj l/sek. iz vrtine V-5. Dotok v I. jugovzhodni revir rudnika je bil v letih 1954—1956 večji, okrog 120 l/sek. (sl. 6). Ker je sedaj rudnik opuščen, bi bilo možno ves ta dotok izkoriščati. Negativno eksploatacijsko vrtino iz leta 1958, ki je bila globoka 190 m, bi bilo treba poglobiti do opuščenega I. jugovzhodnega revirja v globini 225 m in tako dobiti zvezo z vodonosnikom. Analize vode iz leta 1955 so pokazale, da je bil vtok morske vode le malenkosten, saj je bila slanost z 80 mg/l Cl⁻ daleč pod dopustno normo.

Podzemeljska akumulacija v zakraselem apnencu, ki je bila v letu 1958 ocenjena na 140 000 m³, nudi zanimive možnosti eksploatacije. Celotni dnevni dotok, okrog 10 500 m³, bi bilo možno črpali samo v nekaj kritičnih urah. Možno bi bilo izkoriščati tedensko izravnavo pretoka. Podzemeljska akumulacija naj bi rabila tudi kot rezerva za primer okvare na drugih črpališčih. Za tako povečane zmogljivosti bi bilo treba izvrtati še dodatno vrtino.

Ker morajo biti kaptazni rovi pod piezometrično gladino, je možnost izkoriščanja podzemeljske akumulacije ena izmed prednosti sanacije z zajetjem v notranjosti krasa. Pogoj za takšen način črpanja je seveda to, da je v območju kaptaznega rova zveza vodonosnika z morjem že prekinjena in da je tudi povečana depresija ob izkoriščanju akumulacije ne bo aktivirala.

Pri oceni uspeha sanacije moramo najprej ugotoviti ali so vsi rovi našli ustrezno količino vode. V objektih Pištica, Marina, Zuljana, Orebič, Postire I, II in Trpanj (glej tabelo 8) je hidravlična zmogljivost rogov nekajkrat večja kakor tista, ki je podana v tabeli 9. Eksploatacijski pretok iz tabele 9 je tisti namerno zmanjšan pretok, pri katerem slanost ni presegla dovoljene vrednosti.

Uspeh zajetja pri zgornjih objektih ne sme ustvariti napačnega mnenja, da je kraško podtalnico z rovi lahko zajeti. Vsi gornji objekti so bili locirani na podlagi podrobnih študij, poleg tega pa je bil produktiven le kratek del rogov v globokem krasu. V celotnem 540 m dolgem kaptaznem rovu Kovča—Zaton so samo 3 kolektorske cone na 40 m dolgem odseku s skupno dolžino nekaj več kot 1 % dolžine rova. Rov Postire II, dolg 470 m, ima 6 kolektorskih con v skupni dolžini okrog 10 % dolžine rova. V rovih Pištica, Postire II, Gustirna in Koromačno so zadeli na vodno kaverne, ki dajejo glavni dotok v rov.

Pri objektih Pištica, Marina in Zuljana z delno uspešno sanacijo ter v objektih Postire I in II, Trpanj in Koromačno z neuspešno sanacijo se je podtalnica, ki je bila večidel sladka, zaslaniła v času črpanja. Zaslaničev kraške podtalnice ob črpanju je bil torej glavni vzrok za le delno uspešno ali neuspešno sanacijo. V večini primerov plava sladka voda na težji morski vodi ali somornici. Velika občutljivost gornjih objektov na zaslaničenje nam pove, da je tak položaj sladke, mešane in morske vode potencialna nevarnost za neuspeh sanacije. Težiti moramo torej za takšno lokacijo raziskovalno kaptaznih rogov, kjer je razvila samo sladkovodna cona na neprepustni podlagi in kjer v globini pod rovom ni morske vode oziroma somornice.

Tabela 7.

Table 7.

Podatki o velikosti in stroških raziskovalno-kapitažnih del
Data of dimension and costs of investigation and construction works

Objekt Structure	Leto Year	Globina Jaska Depth of shaft m	Dolžina kaptažnega rova Length of water collecting gallery		Višina dna rova nad/pod gladino morja Gallery elevation in meters above/ below sea level m	Stroški gradnje Con- struc- tion costs 1000 din	Stanje decembra 1971 Condition in De- cembre 1971
			Izkopano Excava- ted m	Se pred- videno Planned additio- nally m			
Korita (Vis)	1952— 1954						2 vodnja- ka v eks- ploataciji 2 explo- itation wells
Pištica (Vis)	1956		60	0	3		eksploa- tacija exploita- tion
Jelsa (Hvar)	1956		104	0	-0,34		eksploa- tacija exploita- tion
Postire I (Brač)	1960	30		0	0		opuščen abando- ned
Postire II (Brač)	1961	55	470	0	1		opuščen abando- ned
Dubrava I (Vodice)	1960— 1962	30	110	0	0,2		eksploa- tacija od 1964 exploita- tion since 1964
Dubrava II (Vodice)	1970— 1971	40	230	0	-0,3		priprav- ljen za eksploa- tacija ready for exploita- tion

Objekt Structure	Leto Year	Globna jaška Depth of shaft m	Dolžina kaptaznega rova Length of water collecting gallery		Višina dna rova nad pod gladino morja Gallery elevation in meters above /below sea level m	Stroški gradnje Con- struc- tion costs 1000 din	Stanje decembra 1971 Condition in De- cembre 1971
			Izkopano Excava- ted m	Se pred- videno Planned additio- nally m			
Kovča Zaton (Vodice)	1964— 1968	70	540	0	0,9 —3		v eksplo- ataciji od 1968/69 exploita- tion since 1968/69
Marina (Trogir)	1958	26	20	0	0,5		v explo- ataciji exploita- tion
Gustirna I (Trogir)	1970	80	50	280	1,5	600	priprav- ljen za eksplo- atacijo ready for exploita- tion
Gustirna II (Trogir)	1972			280		1050*	predlog pogodbe contract bid
Trpanj (Pelješac)	1970	90	130	160		1500*	dela pre- kinjena works in- terrupted
Orebič (Pelješac)	1971	40 + vstopni rov 92 access gallery	15	300	1	2400*	dela pre- kinjena works in- terrupted
Blaž (Istra)	1971		80	100	0,6	500	v gradnji under con- struc- tion
Koromačno (Istra)	1971	500 vpadnik incline	200	0	0,5	1500	opuščen abandoned
Žuljana (Pelješac)	1970						dela pre- kinjena works in- terrupted
Mojdež (Hercegova)	1972			800	220	6000+	predlog pogodbe contract bid

* Po predlogu pogodbe
After contract bid

Tabela 8.

Table 8.

Hidrološki podatki o raziskovalno-kaptažnih rovih in o bližnjih zaslanjenih izvirih
 Hydrological data of investigation, water collecting galleries and of the nearest brackish springs

Objekt Structure	Bližnji zaslanjen izvir na obali Nearest brackish spring on the sea shore						Raziskovalno kaptažni rov Water collecting gallery				
	Ime Name	Oddaljenost Distance km	Pretok Discharge		Slanost Salinity		Pretok črpanja Pumping discharge l/sec	Gladina Piezometric surface		Slanost Salinity	
			od from	do to	od from	do to		prej before	ob črpanju during pumping	prej before	ob črpanju during pumping
	l/sec		mg/l Cl		m nad/pod morjem meters above/ below sea level		mg/l Cl				
Korita		2,5				16	10				
Pištica		0,2				7				200	
Jelsa	Slatina					25	0,8	0,2		50	75
Postire I		0,8				28-3	0,5			20	250*
Postire II		1,8				40	2,55	2,50		20	430
Dubrava I	Vrilo (Pirovac)	3,3	35		1500	10000	37	1,8	0,2	26	28
Dubrava II	Vrilo	4,0	35		1500	10000	15	4,57	-2	26	50
Kovča — Zaton	Litnoga (Zaton)	4,2	500	6500	200	5000	30	1,65	-2,0	99	27
Marina		3					5	2,5		20	100*

Gustirna	Poljice	2	120	2000	1600	15600	60	3,79	2,33	74	180
Trpanj		0,8					7	0,95	0,95	380	1400
Zužjana		0,97					5				300— 350
Orebič**	Bilan	2	30	80	5000	14000	7	2,05	2,00	230	290
Blaž	Blaž	0,2	200	2000	40	10000					~500
Koromačno		1	50		9000	17000	~1000	0,10		700	3000
Mojdež	Morinj	10	500	2000	20	12600		250			
Vrtina	Pantan	1,6	1900	15000	80	10000		4,48—		26	
B-1***								10,40			

* Pretok črpanja je bil namenoma zmanjšan, da bi ostala slanost v dopustnih mejah.

Discharge had to be intentionally decreased in order to keep the salinity within standards of water quality.

** Podatki za kaptažni rov veljajo za poletno obdobje nizkih vod.

Data of the water collecting gallery are valid for summer period of low water.

*** Podatki za julij—september 1971 (po Mijatoviću, 1971).

Data for July—September 1971 (after Mijatović, 1971).

Tabela 9

Table 9.

Uspeh sanacij z raziskovalno-kaptažnimi rovi
Success of development with investigation and water-collecting galleries

Objekt Structure	Lokacija Locality	Leto gradnje Year of construc- tion	Razdalja od morja Distance from sea km	Eksploa- tacijski pretok Exploi- tation discharge l/sec	Podatki med črpanjem Data during pumping		
					Kota gladine Eleva- tion of piezom. surface m	Znižanje gladine Draw- down m	Slanost Salinity mg/l Cl
Uspešna sanacija — Successful development							
Korita	(Vis)	1952—54	2,5	18			
Jelsa	(Hvar)	1956		25	+ 0,2	0,6	75
Dubrava I	(Vodice)	1960—62	3,3	37	+ 0,2	1,4	26
Dubrava II	(Vodice)	1970—71	4,0	15	— 2	6,57	50
Kovča- Zaton	(Vodice)	1964—68	4,2	30	— 2	3,65	27
Gustirna	(Trogir)	1970	2	60	— 2,33	1,46	180
Delno uspešna sanacija — Semi-successful development							
Pištica	(Vis)	1956	0,2	7*	+ 4,0		524*
Marina	(Trogir)	1965	3	3—4*	+ 2,5		100*
Žuljana	(Pelješac)	1970	0,97	5*		0,05	300—350*
Orebič**	(Pelješac)	1971	2	7	+ 2,0	0,05	290
Neuspešna sanacija — Unsuccessful development							
Postire I	(Brač)	1960	0,8	1*	— 1	0,02	250*
Postire II	(Brač)	1961	1,8	3,5*	+ 2,7	0,05	250*
Trpanj	(Pelješac)	1970	0,8	7	+ 0,85	0,0	1400
Koromačno	(Istra)	1971—72	1	~1000			3000

* Pretok črpanja je bil namenoma zmanjšan, da slanost ne bi preveč narasla.
 Pumping discharge had to be intentionally decreased in order to keep the salinity within acceptable limits.

** Podatki so za poletne nizke vode.
 Data for summer low water.

V redkih primerih bo v bližnjem zaledju izvirov neprepustna podlaga plitvo pod gladino podtalnice, večina izvirov prihaja iz globine zakrasedlega apnenca. Vendar je aktivna poroznost v globino omejena in ne sega do dna apnenca, kakor so misliti nekateri raziskovalci (Roglič, 1961).

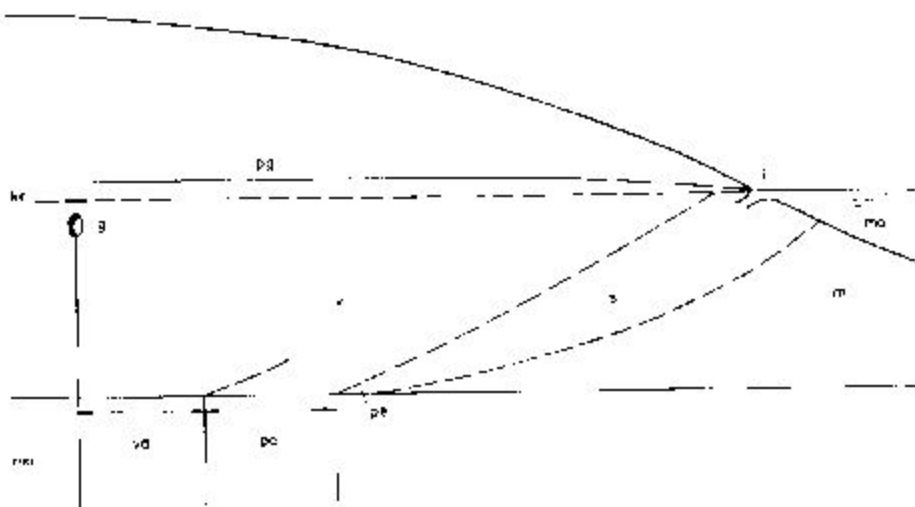
Z oddaljevanjem od izvira se piezometrična gladina podtalnice dviga. v odvisnosti od nje se spušča ravnotežna ploskev (glej enačbo 8). Peto rav-

notežne ploskve imenujemo mesto, kjer se ta ploskev spusti do dna cone aktivne poroznosti. Do semkaj sega vpliv morske vode. V naravi meja med sladko in morskó vódo ni ostra, med njima je cona mešanja s somornico. Ravnotežna ploskev poteka po sredi cone mešanja; zato sta pomaknjeni mejna ploskev in peta cone mešanja še nekoliko bolj v notranjost.

Pri naravnem pretoku leži sladka voda na neprepustni podlagi nezakraselega apnenca ali apnenca z zaglinjenimi porami navznoter od Pete ravnotežne ploskve cone mešanja. Ker se bo ob črpanju v kaptažnem rovu premaknila peta ravnotežne ploskve v notranjost, mora biti lokacija za kaptažni rov pomaknjena še bolj v notranjost gorskega masiva (sl. 27).

Analiza sanacije objektov iz tabele 9 nam pove, da je na Jelsi plilvo pod apnencem kredni dolomit, ki je le malo zakrasel. Korita, Dubrava I in II ter Kovča so toliko oddaljeni od obale, da so že zunaj območja vdora morja. Sečovlje in Gustirna sta sicer oddaljena od obale, vendar sta še pod malenkostnim vplivom morja.

Hidrogeološke razmere. Pri kakšnih hidrogeoloških razmerah je najprimernejša sanacija z zajetjem toka v notranjosti krása?



Sl. 27. Pravilna lokacija raziskovalne kaptažnega rova

Fig. 27. Proper position of the exploration-development gallery

mo	Morje Sea	kr	Zakrasela kamenina Karstified rock
i	Zaslanjen izvir Brackish spring	g	Rov Gallery
pg	Piezometrična gladina Piezometric surface	va	Varnostna razdalja Safety distance
n	Sladkovodna cona Fresh water zone	po	Pomik cone mešanja v notranjost zaradi črpanja Inland movement of zone-of-mixing due to pumping
a	Cona mešanja Zone-of-mixing	pe	Peta cone mešanja Toe of the zone-of-mixing
m	Morska cona Sea water zone		
nkr	Nezakrasela kamenina Not karstified rock		

Za tako sanacijo se bomo odločili takrat, ko bodo raziskave pokazale, da je tok vode v bližnjem zaledju zaslanjenega izvira še sladek in da bi bila dela na samem izviru (dvig gladine, ali tesnitev spodnje žile) bolj komplicirana. Izvir Žrnovica pri Gradacu nakazuje možnost takšne sanacije po meritvah v maju 1970; meriti pa bi bilo treba še v sušni dobi v začetku jeseni. Drugič pride takšna sanacija v poštev takrat, kadar je malo možnosti za uspeh drugih načinov sanacije: izolacije izvira, dviga gladine ali tesnenja spodnje žile. Lahko rečemo, da je možno ta način sanacije uporabiti skoro povsod. Vedeti pa moramo, da zahteva tudi ta način mnogo raziskav, da uspeh ni naprej zagotovljen in da je možno prestreči le manjši del voda, ki tečejo v zaslanjen izvir. Kaptazni rov naj bo toliko oddaljen od morja, da sladka voda, ki jo nameravamo zajeti, ne plava na somornici ali morski vodi.

Raziskave. Najprej je treba ugotoviti, kod teče sladka voda proti izviru in kako daleč v notranjost sega vpliv zaslanitve. V ta namen moramo raziskati zaledje večjega izvira, katerega dotok bi bilo ekonomično zajeti. Korist od zajetja mora biti dovolj velika, da opraviči ta draga dela. Po pregledni hidrogeološki študiji celotnega padavinskega območja in detajlnem preučevanju zaledja izvira določimo generalno smer dotoka. Ožja lokacija podzemeljskega toka je dokaj nezanesljiva. Merjenje navideznega električnega upora lahko nakaže posamezne zdrobljene cone, vendar je praksa pokazala (Dubrava, Zaton), da so to sicer bile cone pretoka, ki so pa danes povsem zglinjene in sterilne, ker se je tok premaknil. Izkušnje kažejo (Gustirna), da so bile najuspešnejše lokacije raziskovalnih rovoev pravokotne na daljše prelome, ki so vzporedni s predvideno smerjo pretoka. Prelome je bilo možno slediti na fotogrametričnih posnetkih. V bližnjem zaledju izvira je bilo uspešno tudi barvanje več vrtin s primerjavo hitrosti pretokov (Žrnovica).

Kako daleč v notranjost obale gre vpliv zaslanitve, je možno v ugodnih razmerah ugotoviti z električnimi geofizikalnimi metodami (Poljice). Rezultate geofizikalnih raziskav je treba dopolniti z meritvami gladine in slanosti v vrtinah in po možnosti še s črpalnimi poskusi v vrtinah, obvezno pa naj bo vsaj žličkanje vrtin.

Nihanje gladine podtalnice, ki je vsiljeno zaradi plimovanja morja, nam pove, da je sladka voda na tem kraju še v dobrem stiku z morjem ali somornico in da je treba rov odmakniti še dlje od morja. Opazovanje nihanja v vrtinah je važen del raziskav.

Sanacija bo resnično uspela samo v primeru, če bo raziskovalno kaptazni rov zunaj območja morske vode oziroma somornice, kar nam narekuje čim večji odmik od morja. To nam pa na drugi strani zmanjšuje možnost, da bi zajeli večji del kraške podtalnice, ki teče proti bližnjemu zaslanjenemu izviru.

6.2. Sanacija izvirov, zaslanjenih s srkanjem morja zaradi hidrodinamičnega vpliva

V splošnem so takšni izviri redki. Sanacija z dvigom gladine izvira ne pride v poštev, ker izvir ne deluje na principu različnih gostot in bi se verjetno zvišan pritisk v zgornji žili kompenziral z zvišanjem pritiska

v dovodni žili. Dvig gladine bi povzročil najprej določeno zajezitev v podzemlju. S polnjenjem tako nastale akumulacije bi se pritisk v dovodni žili zvišal in pretok zopet uravnovesil.

Pri sanaciji s tesnenjem spodnje žile z injiciranjem so težave iste kakor so bile opisane v poglavju 6.132; problem je namreč, kako ugotoviti položaj spodnje žile. Raziskave bi bile še težje, ker deluje ta tip izvirov predvsem pri visokih vodah.

Preostane še sanacija s prestrecanjem toka sveže podtalnice, ki je vsekakor možna. Raziskave so enake kakor je opisano v prejšnjem poglavju 6.133. Opozoriti pa je treba, da ne zadostujejo raziskave o globini vdora morja samo v času nizkih voda, ampak moramo opazovati v času visokih vod, ker je takrat ta tip izvirov najbolj slan.

6.3. Sanacija izvirov, zaslanjenih s kombinacijo vplivov večje gostote morske vode in hidrodinamičnega učinka

Tudi ti izviri so redki. Možnosti sanacije so majhne in so podobne kakor so opisane v prejšnjem poglavju.

Teoretično je možna sanacija s prestrecanjem sladke podtalnice. Raziskave so opisane v poglavju 6.13. Izvesti jih je treba ob nizkih vodah, ko je vpliv različnih gostot vode največji, in ob visokih vodah, ko je največji hidrodinamični učinek. To nam poučno prikazuje primer objekta Orebič. Po skrbnih raziskavah, vrtanju, črpanju ter merjenju slanosti in gladine podtalnice je bila izbrana lokacija za raziskovalno kaptazni rov, oddaljen 2 km od izvira Bilan. Po izkopu 92 m vstopnega rova skozi neprepustni flišni lapcr so takoj, ko so prišli v apnenec, naleteli na vodo. Ko so prodrli 15 m v apnenec, so naredili črpalni poskus in dobili ugodne rezultate; pretok 7 l/sek., majhna depresija, ugodna gladina podtalnice na 2,0 m in sprejemljiva slanost z 290 mg/l Cl⁻. Treba je bilo še povečati pretok. V ta namen so sklenili nadaljevati izkop v apnencu še za 200 m, v času močnega deževja v novembru 1971 pa je slanost izvira Bilan narasla od 5000 na 14 000 mg/l Cl⁻, gladina v rovu od 2,0 na 4,0 m in slanost v rovu na 1800 mg/l Cl⁻ (Mijatović, 1972). Očitno je torej, da ima ta izvir kombiniran način zaslanjevanja. Podtalnica se stalno zaslanjuje po principu različnih gostot in v času velikih pretokov še po principu srkanja zaradi hidrodinamičnega vpliva. Tega nihče od številnih raziskovalcev v zadnjih 15 letih ni opazil, ker je ta tip zaslanjenih izvirov zelo redek in ker so vsi raziskovali le ob majhnih pretokih.

7. GOSPODARNOST SANACIJ ZASLANJENIH KRASKIH IZVIROV

7.1. Cena vode saniranih izvirov

V tabeli 10 je podan približen račun cene vode zaslanjenih izvirov, ki so že bili sanirani, ali je zanje že pripravljen projekt sanacije. Stroški raziskav in sanacij so računani po cenah iz leta 1971.

Stroški gradnje kaptaze Almyros II so računani za 3 km dolg dostopni rov in 1,5 km dolg kaptazni rov po ponudbi OGP »Učeka« Labin. Almyros I

Tabela 10.

Table 10.

Cena vode saniranih zaslanjenih izvirov
Cost of fresh-water from developed brackish springs

Objekt Structure	Način sanacije Development method	Stroški raziskav in sa- nacije milj. din	Letni stroški kapitala milj. din	Letni stroški vzdržev milj. din	Pretok m ³ /sek Dischar- ge cu.m sec.	Letni pretok milj. m ³ Annual flow in million cu. meters	Cena vode din/m ³ Water costs din/cu.m.
		Investi- gation and develop- ment costs million din	Yearly capital cost million din	Yearly mainte- nance costs million din			
Gotovi objekti — Completed structures							
Marina	rov gallery	0,300	0,0218	0,0015	0,0035	0,11	0,285
Dubrava I	rov gallery	0,600	0,0435	0,003	0,037	1,17	0,050
Kovča- Zaton	rov gallery	2,600	0,1887	0,013	0,030	0,95	0,286
Dubrava II	rov gallery	1,000	0,0726	0,005	0,015	0,47	0,206
Gustirna I	rov gallery	0,600	0,0435	0,003	0,060	1,89	0,0302
A. Georgios Kiveri	izolacija isolation	34,000	2,178	0,150	12,0	378,4	0,0076
Izdatan projekt sanacije — Design of development completed							
Mojdež	izolacija isolation	6,000*	0,435	0,030	0,2**	6,30	0,0925
Almyros II	izolacija isolation	33,600*	2,440	0,160	0,3**	9,45	0,345
Almyros I	dvig gladine raise in spring level	8,500*	0,616	0,043	1,0**	31,54	0,0261

* Stroški ocenjeni po ponudbah izvajalcev.

Costs estimated according to preliminary constructor bids.

** Pretok je ocenjen kot % pretoka izvira.

The discharge estimated as percent of brackish spring discharge.

je gradnja 150 m dolge in 10 m visoke zemeljske pregrade s prelivom in zapornico, s katero bo možno dvigniti gladino izvira na koto 10 m.

Letni stroški kapitala in odplačila so računani pri 6-odstotnih obrestih in odplačilni dobi 30 let. Letni stroški vzdrževanja so ocenjeni kot 0,5% investicije. Za nedograjene objekte je bil pretok ocenjen kot odstotek pretoka nesaniiranega izvira.

V ceni vode so stroški kapitala in vzdrževanja računani na 80% izkoriščanje letnega pretoka. Stroški eventualnega črpanja in napeljave voda do potrošnika niso upoštevani. Cena vode velja za odvzem iz kapažnega rova ali zajezitvenega jezera.

7.2. Cena sladke vode, pridobljene iz morja ali somornice

Osnovni podatki objektov in cena vode so zbrani v tabeli 11.

Tabela 11.

Cena vode, pridobljene iz morja ali somornice
Cost of desalted water

Table 11.

Stev. Number	Objekt Structure	Način desalinizacije Method of desalination	Leto gradnje Year of construc- tion	Letna zmogljivi- vost milj. m ³ /leto Annual capacity million cu. me- ters	Cena vode Water cost din/m ³ din/cu. m.
1	Shuwaik C + D Kuwait	destilacija distillation	1957	0,87	4,76
2	Shuwaik E Kuwait	destilacija distillation	1960	1,66	2,97
3	Buckeye Arizona	elektrodializa electrodialysis	1962	0,90	3,10
4	Curacao Cuba	destilacija distillation	1963	2,21	4,81
5	Atomska elektrarna Izrael Nuclear power station Israel	destilacija distillation	projekt design	120,0	1,7—2,25
6	Benghazi Libija	elektrodializa* electrodialysis*	1969— 1971	6,9—16,4	1,71**

Elektrarna na pogon z jedrskim reaktorjem v Izraelu naj bi imela moč 200.000 kW, del toplote bi porabili za destilacijo vode.

Podatki za objekte št. 1—4 po United Nations 1969, in št. 6 po Water and Water Engineering 1969.

* Iz somornice z 6500 mg/l Cl⁻.

From the brackish water with 6500 mg/l Cl⁻

** Cena velja za večjo zmogljivost naprave.

The cost valid for a big plant capacity.

7.3. Primerjava načinov preskrbe s sladko vodo

Voda sladkih izvirov, prečiščena rečna ali jezerska voda in sladka podtalnica so gotovo najcenejši viri preskrbe s sladko vodo. Poprečne cene te vode ni možno podati, ker se spreminja v odvisnosti od morfoloških, hidroloških in geoloških razmer. Kjer obstajajo naravne možnosti, se je treba usmeriti na preskrbo s sladko vodo s kopenskega.

Na drugem mestu je sanacija zaslanjenih kraških izvirov. Voda iz saniranih izvirov je mnogo cenejša kakor voda, pridobljena iz morja ali somornice.

Za umetno desalinizacijo bi se odločili samo tam, kjer ni drugih možnosti. Cena take vode je že zelo visoka. Z intenzivnimi raziskovanji poskušajo odkriti cenejše postopke.

8. SKLEP

Zaslanjeni izviri so pogost in v splošnem dovolj pojasnjen pojav na kraških obalah. Vedeti pa moramo, da ima vsak izvir svoje posebnosti, ki otežujejo raziskave in sanacijo. Vsakega zaslanjenega izvira ni možno sanirati, zato je treba izbirati tiste, kjer so orientacijske raziskave nakazale največ možnosti za uspeh.

V detajlne raziskave moramo vključiti tudi večji del sanacijskih ukrepov: izolacijo, dvig gladine, tesnitev spodnje žile in kopanje raziskovalno-kaptažnega rova. Samo poizkus s sanacijskimi ukrepi lahko popolnoma razjasni način zaslanitve in nakazuje uspeh sanacije. Največja težava sanacije zaslanjenih izvirov je v tem, da je treba vložiti v raziskave z vključnimi sanacijskimi poskusi mnogo truda in denarja.

Druga težava je dolga doba raziskav in sanacijskih del ter negotovost, da bodo dela uspešna. Razmere so podobne kakor pri iskanju novih rudnikov ali mineralnih surovin. Zato lahko prevzamejo financiranje raziskovalnih in sanacijskih del večje teritorialne enote, ki so sposobne prevzeti stroške in tveganje, sicer večje sanacije ne bodo izvedljive. V nekaterih delih Dalmacije so prešli na gradnjo dragih regionalnih vodovodov ravno zaradi tega, ker je bil pri teh delih končni uspeh zagotovljen že vnaprej.

Zaradi dragih raziskav in sanacij in izgub sladke vode, s katerimi moramo računati, se je treba usmeriti na velike izvire, od majhnih pa le na tiste, katerih uspešna sanacija bi bila zelo pomembna.

S pravilnim planiranjem potreb po vodi bo možno pričeti z raziskavami in sanacijami pravočasno. Računati moramo, da trajajo raziskave in sanacija tri do pet let.

Cena vode saniranih zaslanjenih izvirov je sicer višja od cene sladke vode, zajete na kopenskem v bližini potrošnje, je pa mnogo nižja od cene sladke vode, pridobljene iz morja ali somornice.

Dosežani uspehi sanacij zaslanjenih kraških izvirov opravičujejo in spodbujajo k nadaljevanju teh del.

9. ZAHVALA

Prof. dr. J. Baturič, ing. V. Čule, ing. D. Franič, ing. J. Krznar, dr. B. Mijatović, ing. B. Pavlin, Prof. Dr. W. Ständer in Dr. A. Stefanon so mi dali na razpolago neobjavljene podatke o najnovejših sanacijskih delih.

Vladi Grčije in Malte, Organizacija Združenih narodov za kmetijstvo in prehrano — Rim, Geološki zavod — Ljubljana, Geotehnika — Zagreb, in Zavod za geološka i geofizička istraživanja — Beograd so mi dovolili uporabo njihovih neobjavljenih poročil.

Sklad Borisa Kidriča — Ljubljana je financiral raziskavo in Laboratorij za mehaniko tal FAGG Univerze v Ljubljani mi je nudil vso pomoč pri izdelavi študije.

Vsem se najlepše zahvaljujem

The Origin of Brackish Karstic Springs and Their Development

Marko Breznik

Contents

Abstract	157
1. INTRODUCTION	158
2. GLOSSARY OF THE TERMS USED IN THE PAPER	158
3. EXPLANATIONS OF THE COASTAL SPRINGS CONTAMINATION	160
3.1. Review of references	160
3.2. Sea water intrusion into karstic aquifers	160
4. DESCRIPTION OF SOME BRACKISH SPRINGS	163
4.1. Brojnica springs near Trieste	163
4.2. Springs in the Sečovelje valley in Slovene littoral	163
4.3. Blaž spring in Istria	163
4.4. Springs to the south of Senj in Croatian littoral	164
4.5. Springs in the Poljice bay near Trogir	165
4.6. Pantan spring near Trogir	165
4.7. Pištica spring on the Vis island	166
4.8. Springs near Postire on the Brač island	166
4.9. Žrnovica spring near Gradac	167
4.10. Springs in Morinj bay of Boka Kotorska	167
4.11. Submarine springs near La Mortola on the Italian French border	168
4.12. Submarine spring at Mar Piccolo near Taranto in Italy	168
4.13. Submarine spring Cadimare at Spezia in Italy	168
4.14. Ayios Georgios spring near Kiveri in Greece	168
4.15. Sea swallow holes on the Kephallinia island in Greece	169
4.16. Almyras Irakliou spring in Greece	169
5. THE ORIGIN AND CLASSIFICATION OF BRACKISH KARSTIC SPRINGS	170
5.1. Springs contaminated due to the greater density of sea water	170
5.1.1. Submarine springs contaminated in their mouths	170
5.1.2. Springs in the karst aquifer showing isotropic permeability	171
5.1.3. Springs in the karst aquifer showing anisotropic permeability	171
5.2. Springs contaminated by sucking of sea water due to hydrodynamic effect	173
5.3. Springs contaminated by the combination of greater density and hydrodynamic effect	174

6. THE POSSIBILITIES FOR THE DEVELOPMENT OF BRACKISH KARSTIC SPRINGS	174
6.1. The development of springs contaminated on the density principle	174
6.11. Submarine springs contaminated in their mouths	174
6.12. The development of brackish springs of the karst showing isotropic permeability	175
6.13. The development of brackish springs in the karst showing anisotropic permeability	176
6.131. Development by raising in the spring level	176
6.132. Development by sealing the lower vein	179
6.133. Development by the interception of fresh water before the contamination	180
6.2. The development of brackish springs contaminated due to the hydrodynamic effect	181
6.3. The development of brackish springs contaminated by the combination of density and hydrodynamic principles	181
7. ECONOMICAL ASPECTS OF BRACKISH SPRINGS DEVELOPMENT	181
8. CONCLUSION	182
9. ACKNOWLEDGMENTS	183
10. References	183

Abstract

Brackish karstic springs are a regular phenomenon of every sea shore made of limestone. They are known in almost all Mediterranean countries but are especially frequent on the coasts of Yugoslavia and Greece. Development of karstic springs contaminated by sea water would be of great human and economic importance for these areas short of fresh water.

Field investigations of many brackish springs in Yugoslavia, and of the Almyros and other springs in Greece and the elaboration of data concerning about thirty springs in the Mediterranean Sea were the basis for the dissertation.

The explanation of sea water intrusion is discussed briefly. One important conclusion of the study is that there are some different ways of contamination. Consequently the brackish karstic springs are classified as follows:

- a) Springs contaminated due to the greater density of sea water.
 1. Submarine springs contaminated at the mouth of the spring.
 2. Springs in the karst aquifer of isotropic permeability.
 3. Springs in the karst aquifer of anisotropic permeability with either shallow or deep vein branching.
- b) Springs contaminated due to the hydrodynamic effect.
- c) Springs contaminated by a combination of greater density and hydrodynamic effect.

The way in which springs could be developed, the chance to remove the salt from brackish water and to prevent the karstic fresh water from mixing with sea water are discussed for each group.

The economical aspect of development is also discussed. The price of the water of developed springs is higher than the price of fresh ground water but much lower than the price of the water produced from brackish or sea water in desalinisation plants.

The successes already achieved justify and stimulate the development of brackish springs.

1. INTRODUCTION

Brackish karstic springs are a regular phenomenon of every sea shore consisting of limestone or dolomite. Fresh water from the calcareous karstic aquifer is contaminated by the intrusion of sea water which renders the spring water useless. Development of brackish springs would be of great human and economic importance for these areas short of fresh water.

Kohout (1966) pointed out that only a few scientific investigations of these phenomena had been made and that the development technique had not improved much since the time of the Phoenicians who covered the submarine springs with lead funnels and fed fresh water into the leather bags.

The greater part of the Yugoslav coast and a large belt of the hinterland are made of carbonate sediments. The first systematic investigation of brackish karstic springs started in the late thirties (Kuščer, 1946/1947), the mechanism of the springs was explained in the forties (Gjurašin, 1942, 1943; Kuščer, 1950). Intensive investigations and development on the Adriatic coast are a result of the last 15 years (Fig. 1). At the same time some investigations were carried out in Lebanon, Libya, Malta, France, and Italy, and large ones in Israel and Greece. The author participated in part of the investigations in Greece and Yugoslavia.

A review of the possibilities for development, of the favorable natural conditions and of the investigations necessary was the main aim of the study. The investigation and development costs and the price of water of developed springs were discussed either.

2. GLOSSARY OF THE TERMS USED IN THE PAPER

Karst aquifer of isotropic permeability. Karst region with many solution fissures, small channels which are well connected in all directions. Movement of water is possible in all directions and is analogous to the ground water movement in granular sediments.

Karst aquifer of anisotropic permeability. Karst region with isolated karstified zones and not karstified blocks between them. Ground water moves along veins that means along well karstified zones. The aquifer is highly permeable in the direction of veins whereas poorly permeable or impermeable in the transverse direction. Ground water movement is similar to the movement of water in a system of pipes which are not densely disposed.

Aquifer. A formation, group of formations or part of a formation that bears water which is not bound chemically or physically to the rock.

Karstic ground water. Water which fills karstic pores and veins in the drowned zone and is not bound physically or chemically to the rock.

Aerated zone. Zone above ground water surface in which karstic pores are filled partially with air and partially with water.

Drowned zone. Zone below ground water surface in which karstic pores are saturated with water.

Fresh water zone. Part of aquifer saturated with fresh water.

Brackish water zone (also called zone-of-mixing or transition zone). Part of aquifer saturated with brackish water.

Sea water zone. Part of aquifer saturated with sea water.

Interface. The surface bordering the fresh water and sea water in an aquifer of isotropic permeability. This border could be sharply defined but is usually a transition zone.

Toe of the interface is the place where the interface reaches the impermeable layers below the aquifer.

Equilibrium plane. Nominal plane connecting in the karst of anisotropic permeability those points of veins and branchings where the water pressures from the fresh water and sea water sides are equal.

Toe of the equilibrium plane is the place where the equilibrium plane reaches the impermeable layers below the aquifer.

Storage coefficient of the Karst is the volume of water which a karstic aquifer release from storage or takes into storage.

Brackish spring. General term which means a spring with brackish water but also the vein and place of such a spring.

Submarine spring. A spring with either fresh or brackish water rising from the sea bottom.

Sea swallow hole. Hole in the sea bottom or seashore which swallows sea water.

Sea estavelle. A submarine spring which stops to flow in every dry season and starts to swallow sea water.

Vein. General term for a zone which is highly pervious in the flow direction and poorly permeable or impervious in the transverse direction. Ground water moves through veins in the karst of anisotropic permeability. The form of the vein is undefined, it could be a solution channel, a pervious fissured zone, a system of small connected cavities etc.

Vein branching or shortly **branching.** The place where the primary vein branches off into a lower vein connected with the sea and an upper vein leading to the spring.

Sea means the sea water too.

Fresh water. Sweet fresh ground water unmixed with sea water.

Brackish water. A mixture of fresh and sea waters.

Salinity. Quantity of salts in water. In this paper expressed as content of chlorine ions (Cl^-) in mg/l. The salinity of the Mediterranean Sea is about 21 000 mg/l of Cl^- .

Admissible salinity. The quantity of salts in drinking or irrigation water which is harmless to people, animals or vegetation. Yugoslav

standard for drinking water is 250 mg/l of Cl^- . In dry areas a drinking water with 500 mg/l of Cl^- is considered as harmless. Many villages in the Mediterranean use water with more than 500 mg/l of Cl^- , the Bedouins of Sahara up to 2000 mg/l of Cl^- .

3. EXPLANATIONS OF THE COASTAL SPRINGS CONTAMINATION

3.1. Review of references

The Almyros spring with fresh water in winter and brackish water in summer was explained in a surprisingly clear way by Laurentis de Monacis from Venice in the year 1364 (According to Patakis, 1968): *Anno Domini 1364, sexti Mai. Et spelunca vero, quae est penes radicem dicti Strumbuli* (mountain above the spring, author's remark) *a dicta parte Orientali exit cum impetu magnus globus salsorem aquarum, quae vementes a mari per subterraneos anfractus emittuntur per ora dictae speluncae; a salsedine vero locus ille dicitur Almiro. Inhieme vero non sunt ita salsae; nam a pluviis de contiguis montibus in valles defluentibus et penes illam speluncam cadentibus aliquantulum dulciorantur.*

Many speculations have been established during the last 150 years in order to explain the phenomenon of the sea mills near Argostolion on Kephallinia island in Greece. The speculations of Brown (1835), Strickland (1835), Dawy (1836), Püeckler (1841), Mousson (1858), Unger and Ansted (Glanz, 1965) are not physically acceptable. According to the first well explained theory originated from Fouqué (1867) the swallowing of sea water flowing towards the Livadi springs is due to the greater density of sea water which mixes with fresh water in the deep vein branching. The Wiebel's explanation suggesting the flow of swallowed sea water towards the Sami springs and aspiration of sea water due to hydrodynamic effects is acceptable too.

The brackish springs from grained sediments were interpreted by Badon-Ghyben (1888), Herzberg (1901), Hubbert (1940), Cooper (1959) and Lusczynski (1961).

The brackish springs in karst were explained by Fouqué (1867), Wiebel (1874), Lehmann (1932), Gjurašin (1942, 1943), I. Kušđer (1947, 1950), I. and D. Kušđer (1962), Mandel (1971), Edelman (1966) and Stefanon (1971).

3.2. Sea water intrusion into karstifer aquifers

Lehmann (1932) explained the Wiebel's theory (1874) by a Venturi tube effect due to the natural contraction of a karstic channel.

Fouqué (1867) first expressed the opinion that the greater density of sea water generates the inland flow of sea water towards the brackish springs.

Gjurašin's (1943) theory is based on a good knowledge of the underground morphology of the karst. The intrusion of sea water occurs in veins branchings due to its greater density. The seasonal changes of the spring salinity could be explained by the change in the pressure of fresh and sea waters in the branching.

A more general form of this theory was given by I. Kušćer (1950). Figure 2 will help to show some quantitative relations. Let us suppose that the lower vein is closed near the branching by two plugs and the space between them connected with the spring outlet by an imaginary auxiliary tube. The behaviour of the system is determined by the pressure differences P and S upon both plugs:

$$P = p' - p'' = [p_0 + \rho_m g (h_m - h_r)] - [p_0 + \rho_v g (h_i - h_r)] \quad (a)$$

$$P = (\rho_m - \rho_v) g (h_i - h_r) - \rho_m g (h_i - h_m)$$

Hydrostatic overpressure from the sea side P is positive only if the branching is situated sufficiently deep, i. e. if

$$h_i - h_r > \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_v} (h_i - h_m) = 36.4 \cdot (h_i - h_m) \quad (b)$$

$$S = p'' - p''' = \left[\frac{\rho_v}{2 q_v^2} (1 - k) - \frac{\rho_v}{2 q_i^2} - w_s \right] \cdot Q_v^2 = c Q_v^2 \quad (c)$$

where it means:

p — hydrostatic pressure, p_0 — atmospheric pressure, ρ — density (g/cm^3), g — gravity acceleration, h — height above some reference level, q — cross-section of a vein, Q — flux of water, $\bar{v} = Q/q$ mean velocity. The notations $p, \rho, h, q, Q, \bar{v}$ are more closely determined by the adjoined indices i, r, v, s, m . These refer as follows: i to the upper opening, r to the branching, v to fresh water or to the primary vein, m to sea water or to the lower vein, s to brackish water or to the upper vein.

The equation c is only an approximation for high Reynolds' numbers.

The constant k ($-1 < k \leq 1$) depends on the configuration of the branching. The coefficient c , which may be called the sucking coefficient is positive only if the vein is narrowed just at the branching.

Let us again close the auxiliary tube and remove the plugs A and B . The overpressure $p' - p''' = P + S$ determines whether or not sea water will flow in. According to the signs of P and S four cases are possible which I. Kušćer denotes as types PS, P, S and N .

Type PS : The branching is situated sufficiently deep and is narrow enough, so that both P and S are positive. At any discharge the spring remains brackish.

Type P : The branching is situated deep enough ($P > 0$), but is not narrow enough so that S is negative. The spring is brackish only at low flux, and its salinity disappears when the flux of fresh water reaches the

value $Q_0 = \sqrt{-\frac{P}{c}}$, at which $P - S = 0$. When this limit is surpassed,

fresh water will penetrate into the lower vein.

Type S : At $P < 0$, but $S > 0$, the behavior of the spring is just inverse. It becomes brackish only at high flux, after the limit Q_0 has been surpassed.

Type N: A spring with $P < 0$ and $S < 0$, can never become brackish. Gjurasić gives for the type P formulae and diagrams representing the dependence of the salinity upon the flux.

The limit value of the salinity at a very weak current is:

$$\sigma_s - 1 = \frac{\rho_m (h_i - h_m)}{(\rho_m - \rho_s) (h_i - h_s)} = \frac{P}{(\rho_w - \rho_s) g (h_i - h_s)} \quad (d)$$

The springs actually observed have more veins and more branchings and are more complicated than those represented by Fig. 2. The general conclusions expressed by Gjurasić and I. Kušćer are as follows: The fact that springs are brackish only in dry season proves that they are all of type P. They become brackish only because of the greater density of the sea water. It is highly improbable that narrow branchings (with $S > 0$) should exist, as the two rushing currents would soon erode and widen the narrow passage.

Mandel (1971) states that the solution process has enlarged the hydraulic conductivity in the flow direction and rendered the aquifer strongly anisotropic. The pattern of potential distribution is changed in a way which induces an upwards and inland displacement of the interface. Under the prevailing conditions of anisotropy sea water penetrates into the aquifer and mixes with fresh water.

Glanz (1965) studied the hydraulic mechanism of the sea-mills of Argostolion after the connection with Sami springs at a distance of 15 km had been proved. The inflow of sea water (1.7 m³/sec) is too big for only one Venturi tube, but it is nearly impossible to synchronize a simultaneous action of many parallel Venturi tubes.

A jet of fresh water reaching a vein of sea water will produce a movement of sea water in the direction of the fresh water impulse. The addition of the effects of many impulses is possible.

Edelman (1966) treated the influence of pumping out of a lense of fresh water floating on sea water. The flowlines of the ground water movement are directed towards the springs on the sea shore during the state of natural conditions when the precipitations recharge the ground water (Fig. 3a). Pumping out of a well changes the flow pattern. The flowlines of sea water rising towards the pumping well out of the lower part of the aquifer contaminate the well (Fig. 3c).

Baturić (1961, 1969) considers that the karst is uniformly porous except some rare veins. Ground water movement near the sea shore is similar to the movement in grained sediments but is influenced by the existence of impermeable or nearly impermeable barriers (Fig. 4). Ground water flows seawards over these barriers and sea water moves inland under these barriers due to its greater density. Between the barriers there are zones with different salinity which increases as they approach the sea.

Stefanon (1971) considers that the contamination of submarine springs occurs in the mouth of the spring.

4. DESCRIPTION OF SOME BRACKISH SPRINGS

4.1. Brojnica springs near Trieste

These springs are also known by the name Sorgenti d'Aurisina (Boegan, 1906). The water issues from the karst limestone, where there the overlying flysch has been removed by sea. There are 7 submarine springs near the coast in a line of 100 metres. The two largest springs were tapped in 1860 but were dry in the years 1865 and 1868 and brackish in the year 1867. The development was considered unsuccessful at that time. Thirty years later when the needs of the Trieste town for water had increased all the 7 springs were successfully developed (Fig. 5).

4.2. Springs in the Sečovelje valley in Slovene littoral

The calcareous anticline of Buje is an important collector of ground water in the Istria peninsula which is short of water. The aquifer is partly drained towards the Sečovelje valley. The interest in developing these waters for water supply increased after a large intrusion of ground water into the Sečovelje coal mine 4 kilometres distant from the sea at a depth of 230 metres below the sea level (Fig. 6). In December 1955 the total inflow into the mine was 160—190 litres per second with a salinity of 420—520 mg/l of Cl^- (Breznik, 1956) and the inflow into the second southeastern field 120—150 l/sec with 80 mg/l of Cl^- . Later this water was partially developed with a borehole above the second field (Breznik, 1958) and many boreholes near Bužini and Gabrieli springs. Now when the mine is abandoned and drowned it would be possible to capture all the water with deep boreholes penetrating into the second mine field. An important experience is that the sea water zone does not reach the area of the mine which was proved by the small salinity of the intruding water inspite of an enormous depression in the mine.

4.3. Blaž spring in Istria

The Blaž bay is 10 to 20 metres deep. Along the calcareous coast there are about 20 springs in a line of 500 metres. Most of them are coastal and some submarine springs. The main spring however forms a pool at a distance of 30 metres from the shore (Fig. 7). The minimum discharge of the main spring is about 150 litres per second and of other springs about 40 litres. Mean discharge is about 1,6 cubic metres per second and the maximum was 2,6 m³/sec in the year 1970. The salinity of the main spring was below 100 mg/l of Cl^- during the observation period from 1969 to September 1970.

In October 1970 the salinity had increased quickly to 12 000 mg/l of Cl^- when the level in the pool had dropped to 0,54 m above sea level when the side sluice was open (Fig. 8). The salinity of the other springs is higher because their altitudes equal sea level.

The aim of the investigations in the years 1968—1970 was to find the zones of fresh water inflow both near and far from the spring. The

desire was to find a location where a collecting structure could intercept the biggest quantity of fresh water.

The tracer tests performed in boreholes B-1, B-2 and the cave Rebići at a distance of 3 kilometres from the springs have shown a fan-shaped direction of ground water flow towards the sea.

During the second phase of the investigations 20 boreholes were drilled in the near vicinity of the spring. The aim was to find the main zones of fresh water flow towards the springs and the zones of sea water intrusion. Permeability pressure tests, salinity and temperature measurement were performed in all boreholes and the flow direction determined with tracer tests.

The main quantity of fresh water flows through a 40 metres wide belt between boreholes B-6a — B-24 and B-17 — B-15 towards the spring (Fig. 7). Most of the boreholes in this belt showed a high permeability of the rocks at shallow depths and boreholes B-18, B-16 and B-23 at a depth of 40 metres below sea level and deeper. The velocity of the tracer movement between boreholes B-15, B-16, B-23, B-25 and the main spring were 19, 134, 60 and 40 metres per hour. The researchers consider these velocities as moderate and conclude that the main inflow vein was not revealed by boreholes. Water remained fresh in boreholes until the end of September 1970 and the salinity increased simultaneously with that of the main spring.

Salinity in the boreholes to the north and south of the main spring and between the main spring and the sea increased continuously during the year 1970 and did not change during the high contamination of the spring in October 1970. It is considered that the sea water vein which contaminates the spring was not detected by boreholes.

The development design anticipated capturing the water in the main spring and to construct a grouting screen 500 metres long and about 40 m deep situated along the coast which should prevent the inflow of sea water (Fig. 7). In the first stage only 300 metres of the screen should be constructed. The largest quantities of fresh water could be captured in this way.

Later an investigation gallery was excavated in the direction of the borehole B-24 where the highest ground water surface was observed. At a distance of 70 metres a cave with fresh water was found. The explorations are not completed yet.

4.4. Springs to the south of Senj in Croatian littoral

There are some hundreds of coastal and submarine springs and some sea estavelles along a four kilometres long coast south of Senj. These springs were examined in detail by I. Kušđer and his colleagues in the years from 1937 to 1940 and from 1946 to 1947 (I. Kušđer, 1946/47, 1950; I. and D. Kušđer, 1962).

The best investigated is the group of springs at the sawmill near Jurjevo, where 70 coastal and 30 submarine springs and some estavelles are on a 300 metres long coast (I. Kušđer, 1950). The largest of these

springs are the estavelles (KE) on the western side (Fig. 9) called "Kola" ("the wheels"). The whole group may be divided into subgroups (KA, KB, ... KF). There were no differences in salinity between the springs of the same subgroup.

The relations between the subgroups have been investigated to some extent. Figure 9 shows qualitatively the connections and the succession of the branchings r_1 , r_2 , r_3 , r_4 , but cannot tell anything about the length and directions of the underground veins and other details.

In the rainy season fresh water flows from all springs. After the rain ceases the springs begin to weaken, and sea water first penetrates through X to r_4 and the springs KF disappear. The springs KE then become brackish to about 700 mg/l of Cl^- which means that sea water starts to penetrate through the vein X. Later sea water penetrates also into vein Y, so that the springs KA and KB become brackish too, all to the same degree of 1700 mg/l of Cl^- . At the same time and by the same amount, the salinity of KE increases. This was observed at the end of July 1940. Finally but only in dry summers, the Kola KE stops and starts to swallow sea water. This causes the salinity of KB to increase up to about 9000 mg/l of Cl^- while that of KA decreases a little, presumably because of the slight increase in pressure at r_1 .

The swallowing of Kola was directly observed. KEa swallowed some hundred litres per second. The researchers performed a tracer test on 30 July 1947 in order to obtain a proof of the connection with the springs on the other side of the bay. A solution of 300 grams of fluoresceine was poured into the estavelle KEa. Five hours later, the first trace, some 10^{-4} g/cm³, appeared in the springs KB. For 1 hour the concentration progressed, up to some 3.10^{-4} g/cm³, and then fell off very slowly. Unexpectedly, with a delay of six and a half hour the colour appeared in KA, though in a concentration 2 or 3 times less.

The rainfalls in autumn reverse the above changes in succession until the initial state of fresh water flow is restored.

4.5. Springs in the Poljice bay near Trogir

Jevremović (1966) reports that the salinity of springs in the Poljice bay increases with the increase in the discharge. During the dry period in September 1957 the salinity was 1500 to 1900 mg/l of Cl^- and during the high discharges in April 1962 6620 to 6700 mg/l of Cl^- .

4.6. Pantan spring near Trogir

Karstified limestone beds of the Kozjak mountain are thrust over the flysch syncline of the Kašteli bay and closed against the sea. The limestone is drained by the Pantan spring issuing 500 metres from the sea. An artificial weir forms a pool around the spring. An old mill is driven by the spring water. The level in the pool fluctuates between 2.5 and 4 metres above sea level. The winter discharge reaches 10 m³/sec and in the dry period drops to 1,3—2 m³/sec. The salinity in winter is 500 mg/l of Cl^-

and in summer rises up to 10 000 mg/l of Cl⁻. The increase in the salinity is slow and proportional with the decrease in the discharge (Fig. 10).

One and a half kilometre away is the Slanac ("salty") spring which flows for only two months during the winter. The discharge of the spring is 0,5 m³/sec and the salinity 800 mg/l of Cl⁻. The elevation of 27 metres above the sea level is surprising.

Two submarine springs at a distance of 900 and 2500 metres from the Pantan spring rise from the sea floor of the Kaštela bay during the winter time.

Investigation drilling in the hinterland of the Pantan spring found fresh water in borehole B-1 at a distance of 1.5 kilometres from the spring (Mijatović, 1972).

4.7. Pištica spring on the Vis island

In winter 1956 the salinity of the Pištica spring increased to 3600 mg/l of Cl⁻ after the increase of the discharge to 60 l/sec during the excavation of the water capturing gallery. Later the gallery was closed with a plug and a regulating valve installed. In 1958 the maximum of the regulated discharge was 37 l/sec and the salinity did not increase beyond 635 mg/l of Cl (Baturić, 1961).

4.8. Springs near Postire on the Brač island

Extensive hydrogeological, geophysical and development works were performed on that island between the years 1958 and 1962. Island Brač with a surface of 400 square kilometres is mainly built of Upper Cretaceous limestone and dolomite which forms an anticline in the west-east direction. In the middle of the island there is a plateau 300 metres high with swallow holes. The island is mainly drained towards the north. The main investigations were made in the hinterland of the springs near Postire.

Four parallel fissured zones directed towards the main springs were revealed and were supposed to be the main collectors of ground water. The investigation gallery K1 is 800 metres from the sea. In 1961 and 1962 the ground water level fluctuated between 0.48 and 5.74 metres above sea level. During the pumping test, water quickly became brackish. The exploitation discharge had to be intentionally decreased to 28 l/sec in winter and 3,5 l/sec in summer in order to keep the salinity within acceptable limits.

The investigation gallery K2 is at a distance of 1800 metres from the sea. The shaft is 55 metres deep and the gallery 470 m long with the bottom 5 metres above sea level. Six fissured zones with ground water and a karstic chimney with a bottom 36 metres below sea level were found. Ground water level fluctuated between 2.61 and 12.14 metres in 1961—1962. Before the pumping the salinity was between 17.8 and 26.2 mg/l of Cl⁻ and increased quickly to about 430 mg/l of Cl⁻ when the pumping started inspite of a very small drawdown of some centi-

metres. The exploitation discharge adjusted to the salinity of 250 mg/l of Cl^- would be between 19.7 and 3.5 l/sec in summer depending on the rate of precipitations.

The researchers consider that fresh water is floating above sea water in the area of both galleries. They have proposed closing the fissured zones in the gallery K2 with a grouting screen against the influence of sea water or excavating a new gallery at a distance of 2.7 kilometres from the sea.

4.9. Zrnovica spring near Gradac

The Biokovo calcareous mountain is closed towards the sea with a long flysch syncline and a belt of dolomite. The development of the Zrnovica spring which drains the south-eastern part of the mountain would be important for the water supply of Makarska littoral.

The main spring which rises in a small artificial pool is 1 metre above sea level. There are smaller coastal springs along the bay and two submarine springs at a distance of 120 m. A small spring on the western shore is fresh.

The aim of the investigations in the years 1968—1970 (Krznar c. al., 1970) was to find the main channels in the hinterland of the main spring. Geophysical sounding has shown the greatest sea water intrusion to be along the fault between the dolomite and limestone. Anomalies in the dolomite were also revealed. The first borehole in the dolomite found a poorly pervious rock and the boreholes in the limestones on the eastern side of the bay were not much better.

The system of investigations was later changed. A row of boreholes was drilled just behind the main spring. The direction and velocity of the flow were determined by tracer tests. Two additional rows of boreholes were drilled at distances of 100 and 150 metres. Salinity and piezometric surface were also measured. The results are presented in Fig. 11 and table 2. The salinity decreases quickly when moving away from the sea. The researchers consider that the main active channels are in the dolomite and the fossilized ones following the main fault are closed by clay deposits.

The development design proposes the exploitation of the present main spring. Sea-water intrusion should be blocked by a grouting screen constructed along the coast.

A water collecting gallery in the area of the borehole Z-42, which has revealed the highest piezometric surface and fresh water, would have good chances of a successful development.

4.10. Springs in Morinj bay of Boka Kotorska

The calcareous mountain of Orjen with the very high rate of yearly precipitation of 4000 mm is thrust over the Cukali zone. This zone of a very complicated lithostratigraphic composition (Fig. 12) is mostly impervious in the transverse direction, and closes the massif along its

southern border against the sea. In the east where the Orjen is open to the sea, there are springs with a large discharge in the Morinj and Risan bays.

The minimum discharge of the Morinj springs is $0.5 \text{ m}^3/\text{sec}$ and the mean discharge about $5.5 \text{ m}^3/\text{sec}$. The salinity is 1000 to 12 000 mg/l of Cl in summer. Water is fresh during the winter and after the heavy rains in the summer.

Ten boreholes and two wells were made and many tracer tests performed. The results are given in Fig. 13 and tables 3 and 4.

The main channels are supposed to be in karstified limestone with *Globo truncanae*. The design of the development is based on the discovery of a location where the limestone is only 350 m wide due to a transverse fault. A grouting screen 360 metres long and 100 metres deep should be constructed out of a gallery. The screen should prevent the intrusion of sea water and permit a small rise of fresh water. Water collecting shafts should be excavated on the fresh water side of the gallery (Pavlin, Biondić, 1971b). The excavation of the access gallery started recently.

4.11. Submarine springs near La Mortola on the Italian-French border

Six hundred metres from the shore there are three submarine springs at a depth of 39 metres. The discharge of the springs is about $100 \text{ l}/\text{sec}$ and salinity below 75 mg/l of Cl. The design of a preliminary development proposes to cover the springs with a bell connected by a tube with a boat where salinity and discharge measurement would be made (Calvino and Stefanon, 1969).

4.12. Submarine spring at Mar Piccolo near Taranto in Italy

The spring rises at a depth of 19 metres from the sea bottom. Stefanon (1971) considers that it is contaminated with sea water inside the spring mouth. The spring was covered with a fibreplast bell. Pumping at different rates combined with salinity measurements should determine the exploitation discharge.

4.13. Submarine spring Cadimare at Spezia in Italy

The spring rises from a depth of 6 metres. It was closed against the sea by a cylinder shaped structure. The level of the spring was raised to 3.5 metres above sea level. But the construction soon collapsed in rough sea (Crema, 1915; Calvino and Stefanon, 1963).

4.14. Ayios Georgios spring near Kiveri in Greece

This spring drains the karstified plateau of the central part of the Peloponnesus peninsula. There were some small coastal springs with salinity of 177—184 mg/l of Cl⁻ and a row of large submarine springs with 3000—4000 mg/l of Cl⁻ (Ständer, 1971) and a discharge of about $10 \text{ m}^3/\text{sec}$. Springs were developed by a construction of a semicircular dam around the spring area.

4.15. Sea swallow holes on the Kephallinia island in Greece

The level in swallow holes is 0.75 to 1.25 metres below sea level and the maximum inflow about $1.7 \text{ m}^3/\text{sec}$. A tracer test has shown the connection with the Sami springs 15 kilometres away. The discharge of these springs is about $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ and the salinity 2100 to 2500 mg/l of Cl^- (Maurin, Zötl, 1967).

4.16. Almyros Irakliou spring in Greece

The spring is situated on the northern shore of the island of Crete 8 kilometres from Iraklion (Heraklion). It is at the foot of the Keri plateau the extreme northeastern part of the Psiloritis (Ida) mountain at a distance of 1 km from the sea. The spring has a typical form "oko" of a rising karstic spring and forms a pool 60 metres in diameter.

The main inflow into the pool is through a karstic channel at a depth of 20 metres. The cross section of the channel is about 5 m^2 . The upper spring in a cave besides the pool starts to flow at a discharge of over $8 \text{ m}^3/\text{sec}$. The minimum discharge is $4 \text{ m}^3/\text{sec}$, the mean 8 and the maximum about $30 \text{ m}^3/\text{sec}$. Water is fresh in the winter and brackish up to 5500 mg/l of Cl^- during the other seasons (Burdon, Pappakis, 1964).

The Psiloritis mountain is the catchment area of a surface of 300 square kilometres. The western part of the Psiloritis consists of platy limestone of the Permian period and the eastern of the Tripolitza limestone of Jurassic to Eocene period (Papadopoulos, Scanvic, 1966) (Figs. 14, and 15).

The interest in the development of this spring has increased during the last ten years due to the increased needs for drinking and irrigation water.

During the years from 1968 to 1971 extensive investigations of the spring were made by the Project of Greek Government and United Nations "Study of Water Resources and Their Exploitation for Irrigation in Eastern Crete".

In the year 1968 a scheme of investigations was established (Ré, Breznik, 1968) taking into account three possible ways of the spring development:

- a) Raising the level of the spring.
- b) Construction of a grouting screen to close the lower channels where sea water intrudes.
- c) Interception of the fresh water before the contamination.

Investigations under b and c are partly carried out. Preparations for the test by raising the spring level are progressing.

Mesozoic limestone of the Keri plateau is thrust over the impervious metamorphic schists. The front of the nappe is 500 metres towards the north from the spring. The Keri plateau is bordered on the eastern and southeastern sides by a subvertical fault with a dip separation of over 500 metres. The subsided part i. e. the Iraklion-Festos graben, is filled with Neogene sand, sandstone, silt, marl and organic limestone.

The area between the spring and the sea is covered with an alluvial torrent fan. The distance between the spring and the sea is about 1 km and the exposure of limestone directed towards the sea is on the left side of the spring (Fig. 14). This area, where sea water could penetrate the limestone, was thoroughly examined. A 300 metres wide and 50 to 180 metres deep block of limestone extends towards the sea to a distance of 500 metres where it is cut off by the main fault. The limestone is strongly karstified to a depth of 80 metres below sea level. No signs of sea water intrusion were found here. Now we suppose that sea water penetrates the karst through the channels in the Mesozoic limestone below the Neogene deposits of the Iraklion-Festos graben. These channels should be some kilometres long.

The discharge, the elevation of the upper spring and the salinity (Fig. 16) (Greek Gov., UNDP, FAO 1968—1971) help us to understand the mechanism of the spring.

A slow and constant increase in the salinity during the decrease of the discharge is characteristic (Table 5). The salinity decreases quickly however when the discharge increases rapidly.

The salinity : discharge curve (Fig. 17) shows that the mechanism which regulates the inflow of the sea water gradually opens many lower channels which are at different depths when the discharge decreases from 13.5 to 9.5 m³/sec. Sea water penetrates through all these channels at discharges smaller than 9.5 m³/sec.

The following special investigations were performed in the area of the spring: measurement of the discharge, salinity, piezometric surface and the temperature of the spring and boreholes; drilling with rock sampling and permeability tests; geoelectrical geophysical investigations; sampling and chemical analyses of water from boreholes; analyses of environmental isotopes; tritium and ¹⁸O; influence of sea tidal movement on the piezometric surface in the spring and boreholes; influence of the rise of the spring level for 1 metre on the salinity and piezometric surface of the spring and boreholes; drilling of two deep boreholes with measurement of salinity, temperature and piezometric surface. These boreholes are in the hinterland of the spring at distances of 3.4 and 9.3 kilometres from the sea. (Breznik, 1971).

5. THE ORIGIN AND CLASSIFICATION OF BRACKISH KARSTIC SPRINGS

5.1. Springs contaminated due to the greater density of sea water

5.1.1. Submarine springs contaminated in their mouths

These are submarine springs where water is still fresh in the upper vein but is contaminated at the mouth of the spring. Sea water penetrates into the current of fresh water due to its greater density and mixes with it. Brackish water rises upwards due to a smaller density than sea water. The phenomenon is similar to the convectional movement of a gas above a warm object. The current of brackish water has the form of a cone

which extends upwards. The cone is untransparent and could be observed by divers.

Examples of this type of springs are submarine springs Brojnica (Sorgenti d'Aurisina), Cadimare, La Mortola, Mar Piccolo in Italy and Ayios Georgios in Greece.

These springs can be identified by the electrical measurement of the salinity deep in the mouth of the spring. The salinity should not exceed 100 mg/l of Cl^- . One indication is also a fresh water spring among a group of brackish springs.

5.12. Springs in the karst aquifer showing isotropic permeability

The porosity and ground water movement in the isotropically permeable karst aquifer and in granular sediment aquifer are similar. Like that is the contamination occurring in the isotropic rock mass. The contamination takes place in the zone-of-mixing where denser sea water mixes with fresh water. The mixing process is partly the result of diffusion but mostly of hydraulical mixing due to the different velocities of fresh and sea water. The thickness of the zone-of-mixing depends upon the velocity of ground water movement and upon the fluctuation of the sea. Ghyben-Herzberg and Hubbert rules can be used for the calculations.

A row of small brackish springs which are submarine or only a little elevated above sea level indicates this type of the contamination.

Examples are the lower part of the Postire valley and Marina-Stupin valley in Yugoslavia and the coastal aquifer in Israel.

5.13. Springs in the karst aquifer showing unisotropic permeability

In the depth of the karst, the ground water circulation trends to concentrate along some rare well karstified zones. This is proved by the concentration of drainage in the direction of a few large springs.

The karst of the Central Dinaric Alps with the surface of 17 500 square kilometres has only 55 large springs. Every spring with a discharge of 7—9 m³/sec drains a surface of 320 square kilometres (Komatina, 1966). A similar situation is found on the island of Crete. Each of the three separated karstic regions Dikti, Psiloritis and Lefka Ori with the surfaces of 150, 300 and 400 km² is drained by a single large spring with the discharges of 2, 6 and 8 m³/sec. Water collecting galleries Postire II, Dubrava, Zaton, Gustirna, and Blaž all in Yugoslavia have also shown a concentration of ground water circulation.

In the anisotropic karst aquifer the ground water moves through veins. The form of the veins is undefined; it could be a solution channel, a pervious fissured zone, a system of small tied-up cavities etc.

The way of contamination cannot be the same as in the karst of isotropic permeability or in grained sediments with the uniform porosity and semi-laminar ground water movement.

In the karst of anisotropic permeability the contamination occurs in the vein branching.

This was proved by Gjurasiin (1943) and I. Kušter (1950). The simplest scheme of karstic veins near the coast is given in Fig. 18. The following notations will be used in figures and equations:

Hydrostatic pressure	p
Atmospheric pressure	p_0
Density (g/cm^3)	ρ
Gravity acceleration	g
Height above some reference level	h
"Point-water head"	h'
Discharge	Q
Cross-section of a vein	q
Head loss in a vein	T
Length of vein	l
Velocity of flow	v
Velocity head	$\frac{v^2}{2g}$

The meaning of the notations p , ρ , h , q , Q , T , l , v , will be more closely determined by adjoining indices:

i — brackish spring, r — vein branching, u — mouth of lower vein, v — fresh water and primary vein, s — brackish water and upper vein, m — sea water and lower vein, m_0 — lowest point of lower vein.

The pressure on the right side of the vein branching is expressed with equation 1 (page 124) and the pressure on the left side with equation 2 (page 124) of slovene text.

The difference in the pressure in a vein branching is

$$p' - p'' = \left[(\rho_m - \rho_s)(h_i - h_r) - \rho_m(h_i - h_{m_0}) - (\rho_m \bar{T}_m + \rho_s T_s) + \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g} \right] g \quad (3)$$

Sea water can penetrate into a vein branching if the pressure in the lower vein exceeds that in the upper one. This means that the result of the equation (3) must be positive. Inequation (4) corresponds to this requirement.

$$h_i - h_r > \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i - h_{m_0}) + \frac{\rho_m \bar{T}_m + \rho_s T_s}{\rho_m - \rho_s} - \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g(\rho_m - \rho_s)} \quad (4)$$

All the denominators in the right part of the in-equation are the differences in the densities. The first numerator is the height of the spring above sea level, the second the head losses in the upper and lower veins and the third the difference of the velocity heads in both veins.

Many karstic springs are fresh during high discharges. When the discharge is decreasing the contamination begins. Let us suppose the discharge just before the beginning of the contamination is an equilibrium discharge Q_{eq} . The lower vein is already filled with sea water which has

not yet penetrated the vein branching. There are no losses of fresh water through the lower vein as well. The pressures in the lower and upper veins are equal at the vein branching. Hence

$$Q_m = 0 \quad T = 0 \quad \frac{v_m^2 \rho_m}{2g} = 0 \quad \rho_s = \rho_0$$

$$h_s = h_r \quad \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_r - h_m) + \dots = \frac{\rho_r}{\rho_m - \rho_s} \left(T_r - \frac{v_r^2}{2g} \right) \quad (5)$$

It is possible to measure the discharge, density and elevation of the spring. But the measurement of head losses and of velocity heads can succeed only exceptionally if the branching is reached by a borehole or by divers. We can get an idea of the depth of the branching by taking estimated values of head losses and of velocity heads into account.

It is expected that most of the springs will have more veins and more branchings and are thus more complicated as explained by the above equations.

A gradual contamination of the Almyros spring during the decrease in the discharge from 13.5 to 9 m³/sec indicates the presence of many lower veins and many branchings (Figs. 16, 17). On the other hand shows a sudden contamination of the Blaž spring a single branching (Fig. 8).

These springs are divided into two groups according to the depth of the vein branching.

To the first group belong the springs contaminated in shallow branchings occurring in the depth up to 100 metres. This depth was selected for practical reasons as it represents an economic limit to the construction of a grouting screen. These springs could be recognized as single springs collecting the water from a larger area and issuing at the elevation of the spring level up to 2.5 metres during the flow of brackish water. The springs of Blaž, Jurjevo, Žrnovica and Gardić all in Yugoslavia are some examples.

In the second group are the springs contaminated in the branchings deeper than 100 metres. The springs could be identified as single concentrated springs with an elevation of the spring level above 2.5 metres when brackish. The examples are Pantan and Pištica springs in Yugoslavia, Almyros Irakliou, Almyros Ycoryoupolis in Greece, Nahal Hataninim and Na'aman in Israel and others.

5.2. Springs contaminated by sucking of sea water due to hydrodynamic effect

Hydrodynamic effects are possible only in the karst region showing anisotropic permeability as the flow through veins is essential.

The sucking of the sea water in the narrow of the primary vein requires a connection of the lower vein exactly at the narrow. It is only a small probability that such complicated Venturi tubes exist in the nature.

Contamination of a fresh water jet submerged in brackish or sea water is a more likely explanation (Fig. 19). A jet of fast flowing fresh water loses its velocity if submerged in stagnant or slowly flowing sea

water. This means a loss of its kinematic energy. In accordance with the law of energy preservation, the sea water starts moving. The flux of the jet increases when its velocity decreases. The flux could increase only if some sea water is admixed. Small whirls along the plane of different velocities cause the process of the lateral mixing which increases when moving away from the mouth of the jet.

The extent of the mixing depends on the capacity of the lateral flow and on the difference between the jet and the neighbouring fluid. The same degree of mixing could be obtained by a strong lateral current which is active on a short longitudinal distance as well as by a weak lateral current active on a long longitudinal distance.

The process of mixing takes place at every change of the vein section. Large velocities in the current are not necessary. Only the difference between the velocity of the current and that of the neighbouring fluid is essential.

Figure 20 shows a spring which is hydrodynamically contaminated. It could become fresh again when all the underground, including the lower vein, is flooded with fresh water during a big increase in the discharge.

It is obvious that the majority of the springs are contaminated by the principle of greater density. Also a hydrodynamical principle with a jet or current action is not so complicated that it could not exist in nature. Venturi tube systems are complicated and could hardly be formed by nature.

An increase in the salinity during the increase in the discharge is the best identification sign for a hydrodynamic system of contamination.

Another less reliable indication is the very high position of a brackish spring. It is hard to explain the very high elevation of some brackish springs by the density principle of contamination. An example could be the Slanac spring in Yugoslavia with an elevation of 27 metres above sea level and 15 metres deep sea in the Kašteli bay.

5.3. Springs contaminated by the combination of greater density and hydrodynamic effect

The spring is contaminated by the density principle during the low discharge and in addition by the hydrodynamic effect during the highest discharge.

An example is the Bilan spring in Yugoslavia whose salinity increased considerably after heavy rains in November 1971 (Mijatović, 1972).

6. THE POSSIBILITIES FOR THE DEVELOPMENT OF BRACKISH KARSTIC SPRINGS

6.1. The development of springs contaminated on the density principle

6.11. Submarine springs contaminated in their mouths

The method of development is very simple. The spring area should be isolated against the sea water. The discharge of pumping should not exceed the fresh water inflow.

Two large similar developments were successfully completed.

The Brojnica (Aurisina) springs have been isolated by a 100 metres long and 7 metres high dam constructed in 1901 (Fig. 5). The dam was built on flysch sediments. The artificial pool level was 1.4 metres above sea level before the pumping. The discharge was $0.36 \text{ m}^3/\text{sec}$ and the level 0.45 to 0.05 metres below sea level during the pumping test. There is no available data on the salinity but the water should have been fresh. The spring was connected to the Triest water supply system (Boegan, 1906).

A 180 metres long semicircular dam was constructed around the coastal and submarine springs Ayios Georgios at Kiveri in Greece in 1970. The dam was built on a calcareous breccia at a depth of 10 metres below sea level. The top of the dam is 4 metres above sea level (Fig. 21). The artificial pool level was 0.3 metres above sea level during our visit in November 1970. The salinity was not measured but could not have exceeded 300 mg/l of Cl^- as water tasted fresh. A small river was flowing through the openings of the dam into the sea.

According to Prof. Ständer (1971) the water was entirely fresh (probably with about 30 mg/l of Cl^- , author's remark) when the level inside the pool had been raised to 3 metres above sea level. The discharge had been $12 \text{ m}^3/\text{sec}$.

The main development was achieved by the isolation of the spring area and the salinity decreased to $200\text{--}300 \text{ mg/l}$ of Cl^- . The second phase of the development was completed by the rise of the pool level to 3 metres above sea level. An inflow of sea water with a discharge of about $0.1 \text{ m}^3/\text{sec}$ was stopped by this rise. This discharge is calculated on the basis that such an inflow could contaminate a $12 \text{ m}^3/\text{sec}$ spring to the salinity of 200 mg/l of Cl^- recorded in the coastal spring before the development.

The mouth of the submarine spring in Mar Piccolo in Italy is already closed with a bell and connected to the pumps. Pumping will be restricted to the quantity of fresh water inflow in order to prevent a sea water intrusion (Stefanon, 1971).

A similar solution has been proposed for La Mortola submarine springs.

A rise in level of 3.5 metres was achieved inside the cylinder which isolated the Cadimare submarine spring in Italy.

Required explorations. The main exploration aim is to ascertain that the contamination occurs in the mouth of the spring only. Salinity measurements should be made deep in the mouth of the spring. Measurement has to be made electrically and recorded on a tape, if possible, for a long period.

The second aim is to determine the safe yield which should not exceed the fresh water inflow. A long pumping test with salinity registration should be performed.

6.12. *The development of brackish springs of the karst showing isotropic permeability*

The ground water flow in karst of isotropic permeability is similar to the flow in the granular sediments and so is the development technique. A lense of fresh water is floating on sea water near the coast. Fresh water partially contaminated in the zone-of-mixing flows towards the sea and

is lost. Fresh water could be intercepted in the fresh water lense either by a row pumping wells or by a water-collecting gallery. Pumping will move the interface inland and reduce the fresh water losses. The pumping rate has to be carefully regulated in accordance with the salinity in order to avoid a contamination.

One example is the development of the coastal aquifers in Israel. The length of the aquifers is over 100 km and the width about 15 km. The yearly losses of fresh water were about 300 millions cubic metres. The main layers of a 130 metres thick aquifer are karstified calcareous sandstone and sand (Bear, Dagan, 1964). The pumping out of numerous wells in the inland part of the aquifer has greatly reduced the fresh water losses. The interface was gradually moved inland for about 2 km. A coastal collector consisting of shallow wells situated in a row which is 200 to 500 metres from the sea, was constructed (Fig. 22). The collector is able to intercept 50% of the residual flow towards the sea. It is possible to intercept 75 to 80% of previous fresh water flow by pumping out of all wells situated inland and along the coast (Kahana, 1964). The salinity, piezometric surface and the position of the interface are constantly observed and the pumping rate adapted correspondingly (Schmoraik, 1967).

Separate pumping out of the fresh water and sea water zones performed by two pumps (Fig. 23) should stabilize the interface of a fresh water lense floating on sea water. Such a system of development of a karstic aquifer on the island of Malta was proposed by Edelman (1966) and has been in succesfull operation in a well in grained sediments in Holland.

A similar development by pumping out of zone-of-mixing and out of fresh water zone (Fig. 24) was proposed by Mijatović (1967).

An experimental project in grained sediments in Ventura country USA has been operating using this extraction type of barrier. The first results were encouraging (Task Committee, 1969).

Development by a grouting screen which should prevent sea water intrusion is not economically acceptable due to a very long front which should be sealed.

The construction of a fresh water barrier with a row of recharge wells situated along the coast poses similar economical problems.

An 8 km long fresh water barrier was constructed near Tel Aviv with the aim of protecting an existing well field. A similar fresh water barrier 9 miles long in grained sediments is in operation in California (Task Committee, 1969).

6.13. *The development of brackish springs in the karst showing anisotropic permeability*

6.131. *Development by raising in the spring level*

An artificial rise of the spring level prevents sea water intrusion due to the increase of the pressure in the upper vein. Kuščekar (1950) and Šegvič (1955) first intended to raise the spring level.

The sea water inflow was treated in article 5.13. The equation 6 explains the conditions when sea water does not penetrate the vein branching but also fresh water is not lost through the lower vein.

$$h_i + \Delta h_i - h_s = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) + \frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_s} \left(\bar{T}_s - \frac{v_s^2}{2g} \right) \quad (6)$$

In addition to notations given in article 5.13. and Fig. 18 is Δh_i artificial rise of the spring level.

If the pressure on the fresh water side in the lowest point of the lower vein exceeds that on the sea water side, the fresh water is lost through the lower vein into the sea. The inequation 7 expresses such conditions:

$$h_i + \Delta h_i - h_{m, min} < \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) + \frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_s} \left(\bar{T}_s - \frac{v_s^2}{2g} \right) - \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g (\rho_m - \rho_s)} \quad (7)$$

Fresh water is not lost, however, if the value of the left part of the inequation is higher.

The form of the lower vein has apparently an important influence on the direction of its flow.

During a gradual artificial rise in the level of a brackish spring where the lowest point of the lower vein is deeper than the vein branching, the following phases can be distinguished:

a) The inflow of sea water is stopped when the pressure of the upper vein in the branching exceeds that of the lower one. The springs become fresh but fresh water is not lost (eq. 6).

b) The spring is fresh but loses fresh water when pressure on the fresh water side exceeds that of the sea water side at the lowest point of the lower vein (ineq. 7).

c) The spring is fresh but losses of fresh water are increasing when the raising of the level continues. All fresh water can be lost through the lower vein if the rise is high enough.

A fresh spring without losses of fresh water could be the most favorable solution (eq. 6 and ineq. 7).

A brackish spring with a rising lower vein (Fig. 25) is less favorable as it starts to lose fresh water when the salinity decreases. The above mentioned phase b does not exist.

The technique explained above could give the wrong impression that every brackish spring could be developed by raising the spring level and larger or smaller losses of fresh water have to be taken into account.

The real possibilities are not so bright. First single isolated springs are an exception only, springy areas are more frequent. The rise in the level of a single spring could turn over the flow to other springs and it is possible that the required increase in the pressure will not reach the branching. Secondly single branching are a rare exception. Every spring or a group of springs have usually many lower and upper veins and

branchings lying at different depths. During the pumping test in the water-collecting gallery Postire II the increase in the salinity was different in several upper veins which were found. This proved the existence of many branchings situated at different depths. The salinity increase curve of the Almyros spring (Fig. 17), also indicates the existence of many branchings at different depths.

Hydraulic conditions will be thereafter more complicated during the rise of level and cannot be expressed analytically.

The conception of the equilibrium depth of a branching or a single vein and of the equilibrium plane were introduced to follow the influence of the rise in level at least qualitatively.

The equilibrium depth h_{eq} is that depth at which the pressures on the fresh water and sea water sides are equal. The equilibrium depth changes in accordance with discharge and the spring level. Head losses and velocity heads in veins are taken into account in the calculation.

$$h_{eq} = (h_i + \Delta h_i) - \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_s} (h_i + \Delta h_i - h_m) - \frac{\rho_m \bar{T}_m + \rho_s \bar{T}_s}{\rho_m - \rho_s} + \frac{v_s^2 \rho_s - v_m^2 \rho_m}{2g(\rho_m - \rho_s)} \quad (8)$$

Equilibrium plane is a nominal plane connecting the equilibrium depths of many branchings and veins. Drilling in the hinterland of a brackish springs in the karst showing an anisotropic permeability would probably reveal the rocks outside the main circulation of ground water. A vein would rarely be detected and even more rarely a branching. Interface on the contrary is a real boundary of fresh water and sea water. Every borehole in the hinterland of a brackish spring in the karst of isotropic permeability or granular sedimentary aquifer would find a moving ground water and a more or less sharp interface.

In veins which are below the equilibrium plane the pressure on the sea water side exceeds that of the fresh water side and the opposite in veins above the plane. The flow direction in a vein is determined by the pressure relations in the characteristic points of the vein. They are the mouth, the lowest and highest points, and the branching.

A full success of development would be a fresh spring without losses of fresh water, and a practical failure a spring with unacceptable salinity and big losses of fresh water. All the combinations of these extreme cases are possible.

Developing experience resulting from spring level rising is still modest. Šegvić (1955) achieved partial success in his Postire experiments in 1951—1953. A clear influence of the changes of spring level on the salinity was observed in Pištica, Blaž and Jurjevo springs. An inflow of about 0.1 m³/sec of sea water was blocked by the rise in the level of Ayios Georgios spring (art. 6.11).

Hydrogeologic conditions. Development by the raising in spring level is attractive as it seems simple and inexpensive. In reality it can only succeed in very favorable hydrogeologic conditions.

Only concentrated springs permit the construction of a dam at a reasonable expense. The discharge has to be high as fresh water losses through the lower vein and below the dam could be expected. The benefit of possible successful development should correspond to the expenses involved.

The spring should become fresh during high discharges what indicates the great influence of a higher level on the salinity.

A spring with a falling lower vein which has the lowest point deeper than the branching, offers better possibilities for development by raising. Almyros spring could have such a falling lower vein if it passes below the Neogene sediments as supposed (art. 4.16).

Investigations. Piezometric level, discharge and salinity measurements are the basic observations. The influence of sea tidal movement is instructive. The determination of the level at which the contamination starts could give an idea on the depth of the branching.

But all these investigations cannot answer the question whether the raising in the spring level would be successful. Only a real rise in the level can provide the necessary data. This rise has to be considered as a part of the investigations. The decision to perform such test is difficult. The test is expensive and the result not known in advance.

6.132. Development by sealing the lower vein

The idea of development is clear. Sea water intrusion should be blocked by sealing the lower vein. The technique of sealing a karstified rock is known as a result of the construction of storage basins in the Dinaric karst. But it is hard to find the lower vein.

The distance between sea-swallow holes at Jurjevo and related brackish springs is 70—100 metres but the length of the lower vein has to be some hundreds of metres (I. Kušćer, 1950). The sea-swallow holes at Argostolion are 15 kilometres away from the related springs near Sami (Glanz, 1965). Extensive investigations in the area of Zrnovica, Blaž, Morinj and Almyros did not reveal the position of the lower vein.

The lower vein should be sealed with a grouting screen. The technique of successful grouting works in Dinaric karst should be used. In exceptional cases a concrete diaphragm could be used to seal a very shallow lower vein. The sealing of submarine or coastal swallow-holes cannot be successful as all holes and small fissures could not be revealed and sealed. A similar technique proved unsuccessful at Nikšić and Cerknica Polje in Yugoslavia.

It seems that there are no examples of development achieved by sealing the lower vein. Such developments were proposed for Blaž, Zrnovica and Morinj springs. The preparatory works started at Morinj. Exploratory works at Almyros did not confirm the supposition of the sea water intrusion through a limestone block lying between the spring and the sea. This limestone could have been sealed by a grouting screen of a reasonable size. Development by sealing should be combined with a small rise in the spring level in order to prevent leaking of sea water through the unsealed parts of the screen.

Field conditions. This technique is not suitable for springs with a deep branching. First it is hard to find a deep lower vein and secondly the grouting screen should be deep.

Brackish springs where the contamination occurs in the near vicinity of the spring could be suitable for this type of development.

The advantage is that the fresh water losses are the smallest if this type of development is applied.

Investigation. A tracer test should be performed out of sea-swallow holes if found or out of boreholes in order to determine the direction of the intrusion and the position of the grouting screen.

6.133. *Development by the interception of fresh water before the contamination*

This method of development has mostly been used on the Adriatic coast during the last ten years. The data on development structures and expenses are given in table 7. Hydrogeologic data of the nearest brackish spring and water-collecting gallery are in table 8 and the success of the development in table 9.

The fact that all galleries found ground water should not give a wrong impression that this was an easy task. The situations of all galleries were determined on the base of extensive studies. Besides this, only a small section of the galleries was productive. In a 540 metres long Kovča-Zaton gallery there were only 3 water collecting zones (5 metres long). The length of 6 water-collecting zones in Postire II gallery is about ten percent of the length of the whole gallery. In the galleries Pištica, Postire II, Gustirna, Blaž and Koromačno found cavities delivering the main part of the discharge were found.

The contamination of fresh water during pumping was the reason for a semi-successful development of Pištica, Marina and Žuljana galleries and an unsuccessful development of Postire I, II, Trpanj and Koromačno galleries. Fresh water is likely floating on brackish water or sea water in all of these galleries.

The brackish or sea water zones situated below or near the gallery are a potential danger of contamination when pumping starts.

A short analysis of successful developments shows that in Slatina an unkarstified dolomite lies below the limestone, and that wells at Korita and galleries Dubrava I, II and Kovča are distant from the sea and out of its influence. The sea influence is minimal in the structures Sečovlje and Gustirna. Today as the Sečovlje mine is abandoned, the exploitation of the underground water storage of 140 000 cubic meters (Breznik, 1956) is possible.

Field conditions. In places where fresh water is in the near hinterland of the spring the development by interception is suitable. The Žrnovica spring offers such possibilities.

Interception is suitable in places where other methods of development cannot be applied. We could say that the interception technique could be applied everywhere. But we have to realize that it requires a lot of previous investigations, that success cannot be ascertained in advance

and that only a small part of the discharge of the involving spring can be intercepted.

The development can succeed only if the gallery is outside the present and future brackish or sea water zones. This distance from the spring on the other hand decreases the possibility of intercepting a large quantity of water.

Investigations. The first aim is to find out the fresh water inflow and the second is to determine the extent of the sea water influence.

Investigations should be made in the hinterland of a large spring. Regional hydrogeological investigations could determine the general flow direction. But the determination of a detailed location of ground water flow is difficult. Geophysically determined fissured zones at Dubrava and Zaton galleries are sealed with clay deposits now. A longer fault revealed by aerial photos is a good collector zone in Gustirna gallery.

The extent of sea water intrusion can be sometimes revealed by geophysical measurements (Poljice). Piezometric surface, salinity measurements and tracer tests should be performed in boreholes. The movement of the piezometric surface induced by the sea tidal movement indicated the presence of the sea water zone.

6.2. The development of brackish springs contaminated due to the hydrodynamic effect

The development by interception of fresh water inside the karstic region seems to be the only possible method of development. The necessary investigations are the same as explained in art. 6.133. It would be difficult, however, to carry out the investigations, as they should be made during the period of high discharge, which is very short.

The development of these springs is difficult but they are rare

6.3. The development of brackish springs contaminated by the combination of density and hydrodynamic principles

All the difficulties of development and investigation as explained above are also valid for these springs.

The investigations should be made during low and high discharges. Spring Bilan in Yugoslavia was investigated during low discharges only. The development by a water-collecting gallery had seemed successful as water with 290 mg/l of Cl^- was found but the salinity increased up to 1800 mg/l of Cl^- during a high discharge (Mijatović, 1972).

The development and investigation of these springs are difficult.

7. ECONOMICAL ASPECTS OF BRACKISH SPRINGS DEVELOPMENT

Price of fresh water from developed springs is given in table 10. The investigations and development costs were calculated according to 1971 prices. Almyros I is the proposal for development by the construction of dam 150 metres long and 10 metres high which will enable the spring level to rise to an elevation of 10 metres above sea level. Almyros II would be

the construction of a 3 km long access gallery and 1.5 long water-collecting gallery; the cost was estimated by a competent contractor.*

The yearly payment of instalments of the credit is calculated for a 6 percent interest rate and a 30 year period. Yearly maintenance costs are 0.5 percent. The fresh water discharge of incomplete developments is an estimate on the base of an assumed percentage of the brackish spring discharge. The utilisation of 80 percent of the developed springs discharge was taken into account in the calculation. The price of water does not include the cost of eventual pumping.

The basic data on desalinization plants and the price of water are given in table 11.

A comparison of the prices of fresh water shows that the water from fresh springs, of treated water from rivers or lakes and fresh ground water is the cheapest way of water supply. But fresh water from developed brackish springs is much cheaper than fresh water acquired from brackish or sea water in desalinisation plants.

8. CONCLUSION

Brackish karstic springs are a general and adequately explained phenomenon of the calcareous coasts. The springs are contaminated by sea water. There are some different mechanisms of contamination and the investigations should reveal them and prepare a development plan. The development technique includes these works: isolation of the spring from sea water, rise in the spring level, sealing of the lower vein and interception of fresh water before the contamination.

It will not be possible to develop all the springs. The detailed investigations should be performed at most favorable places revealed by preliminary investigations.

A test by the selected development technique should be included in the investment. Only such a test could show us the mechanism of contamination and indicate a prospective development. The main difficulty of the development is that great efforts and considerable expenses are required, but the final result cannot be known in advance. The conditions are similar to the prospecting for mineral resources; the difference is that the investors for fresh water are usually poor communities.

The other difficulty is the long period required for investigations and development. The construction of expensive regional water supply using river water started on the Adriatic coast due to the fact that the final success of these works was ascertained in advance.

Larger territorial units should carry out the works and take over the expenses and the risk. Only large and very important smaller springs should be explored and developed. The planning of water needs, well in advance, will enable the investigations and development to start in time. About three to five years are required for investigation and development of a spring.

* OGP "Uška" Labin, Yugoslavia.

The price of the water from developed brackish springs is higher than the fresh water captured at a corresponding distance but much lower than the fresh water produced from brackish or sea water in desalinization plants.

The success in developments already achieved justify and stimulate the continuation of these works.

9. ACKNOWLEDGMENTS

Thanks are due

— to Messrs: Prof. Dr. J. Baturić, V. Čule, Dipl. Eng., D. Frančić, Dipl. Eng., J. Krznar, Dipl. Eng., Dr. B. Mijatović, B. Pavlin, Dipl. Eng., Prof. Dr. W. Ständer and Dr. A. Stefanon who gave their unpublished data on the newest development works at the disposal.

— to the Governments of Greece and Malta, the Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome, Geološki zavod Ljubljana, Geotehnika Zagreb, and Zavod za geološka i geofizička istraživanja Belgrade which granted permission for the use of their unpublished reports.

— to Sklad Borisa Kidriča Ljubljana which supported the research and the Soil Mechanics Laboratory of the University Ljubljana for assistance in the preparation of the study.

10. Slovnica

References

Albertson M. L., Dai, Y. B., Jensen, R. A., Rouse, H. 1950, Diffusion of Submerged Jets. ASCE Transactions 1950.

Alfirević, S. 1968, Les sources sous-marines de la baie de Kaštela, Acta Adriatica, Vol. X, No. 12, Split.

Alfirević, S. 1969, Jadranske vrulje u vodnom režimu Dinarskog primorskog krša i njihova problematika. Krš Jugoslavije, knj. 6, Zagreb.

*Badon Ghyben, W. 1889—1889, Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. Tijdschrift van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs. The Hague, 1901.

Bakić, M. 1966, Hydrogeological Importance of Results of Prospecting for Water on the Isle of Brač. Mémoires 6, Réunion de Belgrade, Ass. Int. des Hydrogéologues, Belgrade.

Baturić, J. 1959, Hidrološka istraživanja na otoku Visu u god. 1957 i 1958. Neobjavljeno poročilo Zavoda za rudarska mjerenja i geofizička istraživanja, Zagreb.

Baturić, J. 1961, Neki rezultati ispitivanja cirkulacije vode u obalnom području. Drugi Jugoslovenski speleološki kongres Split i Dalmatinska Zagora, 1958, Zagreb.

Baturić, J. 1969, Application de la géophysique à la hydrogéologie du karst. Sbornik II Symposium scientifique internationale sur la géodésie de mines, la géologie de mines et la géométrie des gisements, Prague.

Bear, J., Dagan, G. 1964, Intercepting Fresh Water Above the Interface in a Coastal Aquifer. Int. Ass. of Scientific Hydrology, Publ. No. 64, Gentbrugge.

Boegan, E. 1906, Le sorgenti d'Aurisina. Rassegna bimestrale della Società Alpina delle Giulie, Trieste.

Bossy, G. 1970, Intrusion d'eau salée dans une nappe d'eau douce. Vérification des lois théoriques, Bull. B.R.G.M. sec. III, No. 2, Paris.

Breznik, M. 1956, Vodovod Koper, Geološki in hidrološki opis rudnika Sečovlje s predlogom raziskav za kapljačo vode. Neobjavljeno poročilo Geološkega zavoda, Ljubljana.

Breznik, M. 1958, Rižanski vodovod Koper, Skrajšana hidrogeološko poročilo o podzemnem zajetju v Sečovljah. Neobjavljeno poročilo Geološkega zavoda, Ljubljana.

Breznik, M. 1971, Geology and Hydrogeology of the Almyros Spring Area. Neobjavljeno poročilo Organizacije Združenih narodov za prehrano in kmetijstvo vladi Grčije Unpublished report of the Food and Agriculture Organization of the United Nations to the Government of Greece, Iraklion.

*Brown, C. 1835, Lt. Lawrence and Mr. Stefens on the streams of sea-water, which flow into the land in Cephalonia. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 2, London.

Burdon, D. J., Papakis, N. J. 1964, Preliminary Note on the Hydrogeology of the Almyros spring Iraklion — Crete. *Inst. for Geology and Sub-surface Research, Athens.*

Calvino, F., Stefanon, A. 1963, Osservazioni geologiche sulla polla Rovereto e le altre sorgenti sottomarine della Mortola (Riviera di Ponente). *Atti dell'Istituto di geologia della Università di Genova*, vol. I, fasc. 1.

Calvino, F., Stefanon, A. 1969, The submarine springs of fresh water and problems of their capture. *Rapport et procès-verbaux des réunions de la Commission internationale pour l'exploration scientifique de la mer Méditerranée*, Vol. XIX, fasc. 4, Monaco.

*Cerruti, A. 1948, Ulteriori notizie sulle sorgenti sottomarine (eltri) del Mar Grande e del Mar Piccolo di Taranto e sulla loro eventuale utilizzazione. *Bol. Pesca Piscic. Idrobiol. Min. Agr. For.* anno XXIV, 3 (1).

Chow, Ven Te 1964, *Handbook of Applied Hydrology*, 13-50. New York.

*Cooper, H. H., Jr. 1959, A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in coastal aquifer. *J. Geophys. Res.*, U. S. A., 64, no. 4.

*Crema, C. 1915, Alcune notizie sulla polla di Cadimare, sulla sprugola della Spezia e sui tentativi fatti per captare le acque. *Boll. R. Com. Geol. It.*, XLV, Roma.

*Crema, C. 1922, Ancora sulla polla di Cadimare. *Boll. Soc. Geol. Ital.* XLI.

Davis, S. N., DeWiest, R. 1967, *Hydrogeology*, New York.

*Davy, J. 1836, On a curious phenomenon observed in the Island of Cephalonia, and on the proximate cause of the Earthquakes in the Ionian Islands. *Edinb. New. Philos. Journ.*, 20, Edinburgh.

Dreyfus, A., Valleux, Y. 1970, Localisation de l'interface Comparaison des lois de Chyben-Herzberg, Hubbert, et Lusczynski. *Bull. B.R.G.M. ser. III*, no. 2, Paris.

Edelman, J. H. 1960, Salinity Problems in the Extraction of Groundwater. Neobjavljeno poročilo Organizacije Združenih narodov za prehrano in kmetijstvo vladi Malte Unpublished report of the Food and Agriculture Organization of the United Nations to the Government of Malta, Rome.

FAO 1964, Karst Ground Water Investigations -- Greece, Rim.

Frančić, D. 1968, Conditions hydrogéologiques de l'île de Hvar et la solution de son alimentation en eau. *Mémoires AIH, Réunion de Belgrade 1963*, Beograd.

Fouqué, F. 1867, Rapport sur le tremblement de terre de Céphalonie et de Mételin en 1867. *Arch. des miss. scientifiques*, 4, 445, Paris.

Gjurašin, K. 1942, Prilog hidrografiji primorskog krša. *Tehnički vjesnik*, 59, 107—112, Zagreb.

Gjurašin, K. 1943, Prilog hidrografiji primorskog krša. *Tehnički vjesnik*, 60, 1—17, Zagreb.

Glanz, T. 1965, Das Phänomen der Meermühlen von Argostolion. *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, Graz.

Gov. of Greece, UNDP, FAO, 1968—1971, Study of Water Resources and Their Exploitation for Irrigation in Eastern Crete. Neobjavljene podatki o terenskih meritvah. Unpublished data of field measurements, Iraklion.

Herak, M., Bahun, S., Magdalenić, A. 1969, Pozitivni i negativni utjecaji na razvoj Krša u Hrvatskoj. Krš Jugoslavije 6, Zagreb.

*Herzberg, B. 1901, Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. Zeit. Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, Vol. 44, München.

*Hubbert, M. K. 1940, The theory of ground water motion. J. Geol., U.S.A., 48, no. 8.

Jevremović, M. 1966, Hydraulic Characteristics and classification of Brackish Springs in the Adriatic Zone of the Dinaric Karst. AIII, Mémoires, pp. 293—297, 1963, Belgrade.

Kahana, Y. 1964, Coastal Groundwater Collector as a Means of Intensifying Exploitation of Groundwater. Int. Ass. of Scientific Hydrology, Pub. No. 64, Genthbrugge.

Knežević, B. 1962, Hidraulički problemi Karsta. Saopštenja, št. 25, Inst. za vodoprivredu »J. Černi«, Beograd.

*Kohout, F. A. 1966, Submarine Springs. A Neglected Phenomenon of Coastal Hydrology. Symp. on Hydrology and Water Resources, Ankara.

Komatina, M. 1968, Karst i hidrogeološke mogućnosti racionalnijeg zahvatanja podzemnih voda. Vesnik Zav. za geol. i geof. istr., knj. VIII, ser. B, str. 83—121, Beograd.

Krznar, J., Franić, D. 1970, Vodnostražni radovi 1968—1970 izvorište Blaš. Poročilo Geotehnika Zagreb (neobjavljeno), Zagreb.

Krznar, J., Škaberna, I., Franić, D. 1970, Elaborat o vodnostražnim radovima u Žrnovici kod Gradca n. m. 1968—1970. Neobjavljeno poročilo. Geotehnika, Zagreb.

Kuščer, I. 1946, Čemu smo se potapljali. Proteus 1946/47, št. 2, Ljubljana.

Kuščer, I. 1950, Kraški izviri ob morskem obali. Razprave SAZU, Ljubljana.

Kuščer, I., Kuščer, D. 1962, Observation on Brackish Karst Sources and Swallow-Holes in the Yugoslav Coast. Mémoires de l'Association Internationale des Hydrogéologues, Tome V, Réunion d'Athènes.

Lehmann, O. 1932, Die Hydrographie des Karstes, Enz. d. Erdkunde, 8 b. Leipzig—Wien.

Luscynski, N. J. 1961, Head and flow of ground water of variable density. J. geophys. Res. U.S.A., 66, no. 12.

Mandel, S. 1971, The Mechanism of Sea-Water Intrusion into Calcarenous Aquifers. Publ. no. 64 of the I.A.S.H., Commission of Subterranean Waters.

Maurin, V., Zötl, J. 1967, Salt Water Encroachment in the Low Altitude Karst Water Horizons of the Island of Kephallonia (Ionian Islands). Actes du colloque de Dubrovnik, Octobre 1965. AIHS-Unesco, Genthbrugge-Paris.

Mijatović, B. 1967, Hidraulički mehanizam kraških izdani u niskim primorskim kolektorima. Vesnik Zav. za geol. i geof. istr., knj. VII, ser. B. Beograd.

Mijatović, B. 1969a, Hidrodinamički režim i kvantitativna ocena eksploatacionih rezervi kraške izdani u dolini Kovča-Zaton kod Šibenika. Vesnik Zav. za geol. i geof. istr., knj. IX, ser. B. Beograd.

Mijatović, B. 1969b, Uloga geofizičkih ispitivanja pri kompleksnim hidrogeološkim istraživanjima. Vesnik Zav. za geol. i geof. istr., knj. IX, ser. B. Beograd.

Mijatović, B. 1970, Kompleksna hidrogeološka istraživanja terena Gustirna-Poljice kod Trogira. Mogućnost korištenja podzemnih voda za vodu-snažbevanje. Neobjavljeno poročilo Fonda strokovne dokumentacije Zavoda za geol. i geof. istr., Beograd.

Mijatović, B. 1971, Prikaz hidrogeoloških uslova šire okoline Herceg Novog i usvojenog rešenja problema vodosnažbevanja korišćenjem kraških izdanih voda. I. Jug. simp. o hidrogeologiji i inž. geol. Herceg Novi, Beograd.

Mijatović, B. 1972, Kompleksna hidrogeološka istraživanja u području izvora Pantan, Slanac i Kaštelanskih vrela. Neobjavljeno poročilo. Fond strokovne dokumentacije Zavoda za geol. i geof. istr., Beograd.

*Mousson, A. 1858, Ein Besuch auf Corfu und Cefalonien im September 1858. Zürich.

Papadopoulos N., Scanvic, Y. 1968. Esquisse géologique de l'île de Crète. Rapport inédit, Paris.

Patakis, E. K. 1968, Almyros Irakliou. Kritika kronika, Vol. 19, Iraklion Kritis.

Pavlin, B., Biondić, B. 1971a, Istražni radovi na kraškim izvorima Kotorsko-Risanskog basena. Zbornik radova 1. jug. simp. o hidrog. i inž. geol. Hercegnovi, Beograd.

Pavlin, B., Biondić, B. 1971b, Kaptaza izvorišta Morinj-Kostanjica sa zaštitom od upliva mora, Idejni projekt, knj. 1. Neobjavljeno poročilo, Geotehnika, Zagreb.

Petrik, M. 1961, Mjerenja na vruljama. Drugi jug. speleološki kongres, Zagreb.

* Pückler-Muskau 1841, Südöstlicher Bildersaal 3. Teil, München.

Radulović, V. 1971, Hidrogeološki vodič kroz terene Bokokotorskog zaliva i masiva Lovćena. Hidrogeološke ekskurzije, 1. jug. simp. o hidrog. i inž. geol., Herceg Novi, Beograd.

Ré, R., Breznik, M. 1968, Le problème des sources d'Almyros-Iraklion. Neobjavljeno poročilo Organizacije Združenih narodov za prehrano in kmetijstvo vladi Grčije. Unpublished report of the Food and Agriculture Organization of the United Nations to the Government of Greece, Iraklion.

Rižanski vodovod Koper, 1966, Vodovod Sečovelje, Projektiranje in izgradnja, Koper.

Roglić, J. 1961, Odnos morskog nivoa i cirkulacije vode u kršu. II jugosl. speleol. kongres, Zagreb.

Rouse, H. 1950, Engineering Hydraulics, New York.

Schmorak, S. 1967, Salt Water Encroachment in the Coastal Plain of Israel. Int. Ass. of Scientific Hydrology, Publ. 72, Symposium of Haifa, Centbrugge.

Ständer, W., 1971, pismeno sporočilo.

Stefanon, A., 1871 (?), Notes on Submarine Springs, XXII Congrès — Assemblée Plénière de la Commission Internationale pour l'Exploitation Scientifique de la Mer Méditerranée.

* Strickland, H. E., 1835, On currents of sea-water flowing into the land near Argostoli in the Island of Cephalonia, Quart. Journ. Geol. Soc. 2, London.

Šegvič, B., 1955, Način zajetja in razsolitev obmorskih izvirov. Gradbeni vestnik št. 37-38, Ljubljana.

Task Committee on Saltwater Intrusion, 1968, Saltwater Intrusion in the United States, Jour. of the Hydraulic Div., Proc. ASCE.

Todd, D. K., 1967, Ground Water Hydrology, Willey and Sons, New York.

United Nations 1966, First United Nations Desalination Plant Operation Survey. UN Publication, New York.

Water and Water Engineering 1969, World's Largest Electro-dialysis Plant. Benghazi Contract for William Boby & Co Lt. št. May 1969, London.

* Wiebel, K. W. M., 1874, Die Insel Kephalaria und die Meermühlen von Argostoli, Hamburg.

Wiest, R. De., 1965, Geohydrology, Willey & Sons, New York.

Wiest, R. J. M. De., 1970, Invasion marine dans les aquifères côtiers. Bulletin du B. R. G. M. Section III, no. 2, Paris.

* Z zvezdico označena dela mi niso dostopna, poznam jih le po drugih avtorjih.

Radioliti iz krednih skladov Slovenije I

Mario Pleničar

UVOD

Kredni skladi Slovenije so precej bogati z ostanki lupin radiolitov. Najbolj številni so radioliti v »zgornjekrednem rudistnem apnencu«, ki pripada cenomanski, turonski in senonski stopnji. Vendar je te fosilne ostanke težko preparirati iz kompaktnega apnenca v taki obliki, da bi lahko ugotovili, kateremu rodu ali celo vrsti pripadajo. Najpogosteje opazujemo le prereze lupin na površju apnenca, ki so ga izprale in izlužile atmosferilije. Pri poliranju takega apnenca pogosto ugotovimo, da so lupine močno pre-kristaljene in da ni mogoče opazovati njihove strukture. Po večletnem iskanju in zbiranju se nam je vendarle posrečilo najti nekaj bolje ohranjenih lupin radiolitov na območju Primorske, Notranjske, Dolenjske in Štajerske. Del te favne bi rad tu prikazal in s tem prispeval nekaj k znanju favne tega dela mediteranske geosinklinale.

Drugi del nameravam obdelati pozneje in tedaj napraviti skupne zaključke. Za to razpravo o radiolitih sem izbral primerke, ki pripadajo rodovom *Gorjanovicia*, *Petkovicia*, *Katzeria*, *Radiolites*, *Sauragesia*, *Durania*, *Bournoia*, *Medeella* in *Distefanella*. Prvi trije rodovi so bili najdeni na območju krednih skladov Jugoslavije šele v zadnjem času. To so novi rodovi, ki so jih postavili Polšak, Kühn et Pejović ter Sliškovič. Ta razprava naj bi pokazala, da so v veliki meri razširjeni njih predstavniki tudi na območju severozahodnih Dinaridov v Sloveniji. Skoraj ni mogoče dvomiti, da so razširjeni še dalje na zahod, vendar nam o tem manjkajo podatki. Dalje so pokazale dosedanje raziskave, da na območju Štajerske nismo mogli doslej z gotovostjo najti drugih radiolitov razen iz rodu *Sauragesia*. Vsekakor pa v tako imenovanih »gosavskih skladih« Štajerske verjetno manjkajo predstavniki rodov *Gorjanovicia*, *Petkovicia* in *Katzeria*. Ti rodovi so omejeni pri nas le na južno Slovenijo ter predstavljajo neposredno nadaljevanje favne Istre in zunanjih Dinaridov sploh.

Ze te prve raziskave so pokazale, da so od radiolitov najpogostejši rodovi *Gorjanovicia*, *Sauragesia* in *Durania*, čeprav verjetno ne zastajata tudi rodova *Radiolites* in *Praeradiolites*. Ta dva rodova je samo na podlagi prerezov težje določiti, ker celih lupin, kot smo že dejali, na območju krednih skladov Slovenije skoraj ni mogoče dobiti.

Posebno se zahvaljujem svojim kolegom, s katerimi sem delal več let osnovno geološko karto in so mi pomagali zbirati poleg druge kredne favne tudi radiolite.

Fotografije za to razpravo je z mnogo potrpežljivosti izdelal tehnični sodelavec pri Katedri za mineralogijo in petrografijo FNT univerze v Ljubljani, tov. Ciril Gantar, ki se mu za to delo tudi zahvaljujem.

PALEONTOLOŠKI DEL

Classis

LAMELLIBRANCHIATA

Ordo Rudistae Lam. 1819

Familia Radiolitidae Gray 1848

Genus Radiolites Lamarck 1801

Radiolites praegalloprovincialis Toucas

Tab. 1, sl. 1

1960 *Radiolites praegalloprovincialis*; Pleničar, p. 78, sl. 13 a.

1967 *Radiolites praegalloprovincialis*; Polšak, p. 71, tab. 42, sl. 1, 2, 2 a.

Fosilni material: ohranjenih je več nepopolnih desnih lupin.

Opis: Desna lupina je cilindrično konična. Zunanjo ornamentacijo lupine predstavljajo debela podolžna rebra, na katerih opazujemo redke prirastne lamelle, ki so obrnjene proti komisuri. Sifonalna cona sestoji iz širše sprednje brazde in ožje zadnje. Prostor med brazdama je razdeljen z rebrom v dva dela.

Ligament ni razvit. Prostor za bivanje je v prečnem prerezu ovalen. Struktura zunanje plasti lupine je lamelasta.

Podobnosti in razlike: Naš najbolje ohranjeni primerek, prikazan na tab. 1, sl. 1, je najbolj podoben Polšakovemu primerku iz Mrlere, ki ga vidimo lahko v Polšakovem delu (1967) na tab. 42, sl. 1.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Ta vrsta je razširjena na Čičariji (Prešnica) in je značilna za koniak. Znana so še nahajališča v Istri, v okolici Kosjerića in v Franciji.

Genus *Sauvagesia* Bayle 1887

Sauvagesia cf. *ornata* Polšak

Tab. 1, sl. 2

1967 *Sauvagesia ornata*; Polšak, p. 88—89, tab. 23, sl. 2; tab. 54, sl. 2, 2 a.

Fosilni material: del spodnje lupine.

Opis: Lupina je cilindrično konična. Zunanje lamelle so debele in zelo izrazite. Ohranjen je le zgornji del desne lupine, zato niso vidna podolžna

Tabla — Plate 1



1. *Radiolites praegalloprovincialis* Toucas, spodnja lupina, sifonalni del — lower valve siphonal side.



2. *Sauvagesia* cf. *ornata* Polšak, prečni prerez čez spodnjo lupino — transversale section through the lower valve.

rebra. Sifonslni del je sorazmerno slabo ohranjen, vendar se zdi, da sta brazdi široki in približno enake velikosti. Ligamentni stebriček, ki je viden v prečnem prerezu lupine, je kratek in trikoten.

Podobnosti in razlike: Po obliki zunanjih lamel sta si Polšakov in naš primerek zelo podobna. Posebno je podoben primerek, ki je prikazan v Polšakovem delu na tab. 54, sl. 2 a.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek je bil najden pri Hotodrišici v senonskih skladih, ki verjetno pripadajo santonu — sp. kampanu.

Sauvagesia sharpei (Bayle)

Tab. 2, sl. 1, tab. 11, sl. 2, 3

1967 *Sauvagesia sharpei*; Polšak, p. 85, tab. 48, sl. 1—5, slika v tekstu 24. Tam je navedena tudi vsa ostala sinonimika.

Fosilni material: Na pobočju Slavnika (Čičarija) nad Prešnico smo dobili lepo ohranjeno spodnjo lupino radiolita, ki sem ga prištel v vrsto *Sauvagesia sharpei* (Bayle).

Opis: Lupina je cilindrično konična. Premer komisurnega dela znaša 6,5 cm. Zunanja ornamentacija lupine je iz drobnih vzdolžnih reber, ki so na kardinalnem delu lupine nekoliko močnejša kot na sifonslnem delu. Rebra sekajo prtrastne lamelle v šestih pasovih. Sifonslni del je nekoliko slabše ohranjen kot kardinalni. Obe sifonslni brazdi sta rahlo izbočeni. Medsifonslni prostor je konkaven. Ligament je droben in trikotne oblike. Dolžina ligamenta je okoli 2,5 mm. Struktura zunanje lupine je izrazito prizmatična (tab. 11, sl. 2, 3). Prizme so v horizontalnem prerezu štirikotne do osemkotne. Prevladujejo šestkotniki in sedmerkotniki. Stene prizem so precej debele. V zbrusku horizontalnega prereza opazujemo vzporedne in enakomerno debele proge, ki niso v nobeni zvezi z zgradbo prizem (tab. 11, sl. 3).

Podobnosti in razlike: Primerek s Čičarije je precej podoben Polšakovemu primerku na tab. 46, sl. 1, le da je naš primerek nekoliko bolj vitke oblike.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Ta vrsta je bila najdena še v južni Istri, dalje v Srbiji pri Kosjeriću in Počuti, ter v Dalmaciji. Pripada cenomanu in spodnjemu turonu. Na Čičariji smo jo našli v turonskih skladih.

Sauvagesia slovenica n. sp.

Tab. 2, sl. 2

Derivatio nominis: *slovenica* — po Sloveniji, kjer je bila ta vrsta najdena.

Holotypus: Horizontalni prečez desne lupine, tab. 2, sl. 2, vzorce št. 3745 paleontološke zbirke Katedre za geologijo in paleontologijo FNT Ljubljana.

Diagnosis: Spodnja lupina ima na sifonslnem delu zelo močna rebra, na ligamentnem delu pa tanka rebra. Sprednja in zadnja sifonslna brazda sta skoraj enako veliki. Vsaka od njiju je na zunanji strani lupine nakazana z rahlo konkavno vdolbino, po sredi katere poteka tanko rebro.

Tabla — Plate 2



1. *Sauvagesia sharpei* (Bayle), spodnja lupina, sifonalni del — lower valve, syphonal side.



2. *Sauvagesia slovenica* n. sp., prečni pre-
rez spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.

Struktura zunanjega dela lupine je izrazito prizmatska in lupina je znatno debelejša na sifonalnem delu kot na ligamentnem. Pri ligamentu je lupina debela 3 mm, pri sifonalnih brazdah pa okoli 12 mm. Prizme so razporejene v vrstah, ki potekajo pravokotno na notranji del lupine, le sifonalni del obdajajo v polkrožnih linijah. Tako na podlagi strukture lupine tudi najlaže ugotovimo sifonalno cono, ki je sicer precej nejasna. Ligament je majhen in ostro odrezan.

Locus typicus: Stranice pri Konjicah.

Stratum typicum: Horizont s *Hippurites ultimus* Mil. in *Hipp. braciensis* Sladič-Trifunović — kampan-maastricht.

Opis: Ohranjen je presek spodnje lupine v notranjosti lupine nekega hipurita. Prerez ima ovalno obliko velikosti 3,3 X 2,7 cm. Lupina se enakomerno širi od ligamentnega dela na obe strani proti sifonalnemu in tam doseže štirikrat večjo debelino, kot jo je imela v ligamentnem delu. Na zadnji strani je nagrizena na dveh mestih. Tam so prizme uničene. Verjetno jo je uničil kak zajedalec, ali pa se je lupina raztopila. Sicer pa ima zunanji del lupine zelo lepo prizmatsko strukturo.

Leva lupina ni ohranjena.

Podobnosti in razlike: Navadno opazujemo pri sovažcih debeljšo lupino na ligamentnem oziroma kardinalnem delu in tanjšo na sifonalnem. Tu je obraten primer.

Sauvagesia tenuicostata Polšak

Tab. 3, sl. 1

1967 *Sauvagesia tenuicostata*; Polšak, p. 86--88, tab. 50, sl. 1—5, tab. 51, sl. 1—4, tab. 52, sl. 1—7, tab. 53, sl. 1—11.

Fosilni material: Horizontalni prerez spodnje lupine.

Opis: Na podlagi horizontalnega prereza sklepamo, da spodnja lupina ni močno ornamentirana in je torej precej gladka. Podolžna rebra so verjetno nežna. Sprednja sifonalna brazda je skoraj ravna, zadnja je žlebasta in zelo ozka. Medsifonalni prostor je ozek in izbočen (konveksen). Značilen je trikoten in kratek ligament. Na zadnji strani poleg ligamenta ima lupina izrazit greben, ki ga opazujemo tudi na primerku v Polšakovem delu na tab. 50, sl. 4.

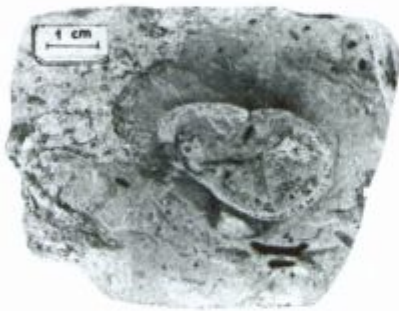
Lupina je debela 4 do 5 mm. Po vsem obodu je precej enakomerno debela, le pri sprednji sifonalni brazdi so nekoliko stanjša. Zgradba zunanje plasti lupine je izrazito prizmatska. V prečnem prerezu tvorijo prizme mrežast vzorec. Lupina je v prerezu lepo okrogla, razen na mestih sifonalnih brazd E in S ter dodatnem grebenu na zunanji strani poleg ligamenta.

Podobnosti in razlike: Naš primerek ima tanjšo lupino kot holotip. Morda gre za neko novo varieteto ali pa je naš prerez lupine precej nizko pod komisuro, saj ima prerez premer samo 3 cm.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek smo našli pri Rakitniku blizu Matenje vasi južno od Postojne v stratigrafskem horizontu santon-spodnji kampan.

Tabla — Plate 3

1. *Sauvagesia tenuicostata* Polšak, prečni prerez
spodnje lupine — transversal section through the
lower valve.



2. *Sauvagesia* n. sp., prečni prerez spodnje
lupine — transversal section through
the lower valve.

3. *Sauvagesia* sp., prečni prerez
spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.



Sauvagesia n. sp.

Tab. 3, sl 2

1967 *Sauvagesia*; Polšak, p. 81—90.

Fosilni material: Prerez spodnje lupine.

Opis: Pri Vranji jami na severozahodnem delu Planinskega polja je bil najden primerek iz rodu *Sauvagesia*, oziroma le prerez lupine. Očitno gre za novo vrsto. Za to vrsto je značilna oblika ligamenta, ki je izredno tenek in raven. Dolg je skoraj 2 mm. Zunanja plast lupine ima značilno prizmatško strukturo razen v sifonalnem delu, kjer je lamelasta. Sprednja sifonalna brazda E je široka, konkavna in dobro izražena, zadnja sifonalna brazda je tudi konkavna, vendar je zelo ozka. Medsifonalni prostor je približno enako širok kot sprednja sifonalna brazda in konveksno zaobljen. Debelina lupine znaša na kardinalnem delu 1 cm, pri sprednji sifonalni brazdi 0,4 cm in pri zadnji 0,2 cm. Notranja plast lupine je prekrstaljena. Kardinalni aparat ni ohranjen.

Podobnosti in razlike: Nova vrsta je še najbolj podobna vrsti *Sauvagesia sharpei* (Bayle), vendar ima ligament znatno tanjši in podolgovat in tudi sifonalno cono drugačno.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek je bil najden skupno z vrsto *Gorjanovicia planinica* n. sp. in *Gorjanovicia peronai* (Wiontz.) na severozahodnem delu Planinskega polja.

Sauvagesia sp.

Tab. 3, sl. 3, tab. 12, sl. 1, 2

Material: Horizontalni prerez desne lupine.

Opis: Na prerezu lupine je viden zelo kratek in droben ligament, dolg 1 mm. Na mikroskopskem preparatu je videti, da je ligament na vrhu odsakan in je celo rahlo konkaven (tab. 12, sl. 1). Zunanja plast lupine sestoji iz velikih četvero do šesterostraničnih prizem. V zbrusku so vidne temne proge, ki potekajo čez prizme neodvisno od njihove zgradbe. Zidovi prizem niso na prehodu s temnimi progami nič premaknjeni ali spremenjeni. Temne proge so zelo številne, potekajo skoraj paralelno med seboj in so precej tanke.

Sifonalno cono lahko študiramo le v horizontalnem prerezu lupine, zato bo opis verjetno pomanjkljiv. Sifonalni brazdi E in S sta videti izrazito konveksni. Brazda E je vidna le dolno, zato njena oblika ni povsem jasna. Brazda S je konveksno zaokrožena in široka 1 cm. Medsifonalni prostor je položno konkaven. Na najbolj konkavnem delu tega prostora je lupina debela komaj 1 mm, sicer pa znaša njena debelina 5 do 8 mm.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Zelo verjetno gre pri našem primerku za novo vrsto. Primerek je bil najden v Stranicah pri Zrečah na Štajerskem v hipuritnem grebenu poleg hipuritnih vrst *Hipp. ultimis* Mil. in *Hipp. braciensis* Sladič-Trifunović, ki sta tu značilni za kampan in mastricht.

Tabla — Plate 4

1. *Durania arnaudii* (Choffat), prečni prerez spodnje lupine — transversal section through the lower valve.



2. *Durania cornupastoris polae* Polšak, spodnja lupina, kardinalni del — lower valve, cardinal side.

3. *Durania cornupastoris polae* Polšak, spodnja lupina, sifonalni del — lower valve, siphonal side.



Genus *Durania* Douville 1908

Durania arnaudi (Choffat)

Tab. 4, sl. 1, tab. 12, sl. 3, tab. 13, sl. 1

1957 *Durania arnaudi*; Veselinovič, M. et Pejovič, D., tab. 1, sl. 1, 2.

1963 *Durania arnaudi*; Slišković, T., p. 13, tab. 6, sl. 1, 2.

1967 *Durania arnaudi*; Polšak, A., p. 80, tab. 7, sl. 3, tab. 55, sl. 1—7.

1968 *Durania arnaudi*; Polšak, A., p. 186—187, sl. 11.

Fosilni material: del spodnje lupine.

Opis: Na prečnem prerezu je lepo vidna sifonalna cona, ki jo deloma opazujemo tudi na zunanji strani lupine. Na ostale elemente lahko sklepamo le iz horizontalnega prereza lupine. Lupina ima na zunanji strani prizmatsko mrežasto zgradbo, ki postopno prehaja proti sifonalnemu delu v lamelasto. Debelina lupine znaša na kardinalnem delu do 1 cm in se stanjša na območju sprednje sifonalne brazde *E* na 1 mm. Že pri zadnji sifonalni brazdi *S* je lupina debela 5 mm.

Sprednja sifonalna brazda *E* je znatno širša od zadnje. Obe brazdi sta okrašeni s tankimi rebri, ki pa so zaradi preperevanja na površju primerka še komaj vidna. Medsifonalni prostor predstavlja dve vzbočeni rebri. Ta prostor je le malo ožji od zadnje sifonalne brazde.

Ligament ni razvit. Prostor za hivanje je nepravilno ovalen.

Podobnosti in razlike: Naš primerek je zelo podoben primerkom iz Istre, kot jih opisuje Polšak (1967).

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek je bil najden na pobočju Slavnika na poti od vrha Gnojine proti vasi Podgorje v zgornjem delu turonskih skladov. Ista vrsta je bila najdena v zadnjem času še v Istri, Bosni in zahodni Srbiji. Že prej so jo poznali iz nahajališč Francije, Italije, Tunisa, Alžira, Egipta in Portugalske.

Durania cornupastoris polae Polšak 1967

Tab. 4, sl. 2, 3

1967 *Durania cornupastoris polae*; Polšak, A., p. 93, tab. 57, sl. 1, 3, 3 a, 5.

Fosilni material: Lepo ohranjena spodnja lupina iz Repniča pri Nabrežini. Primerek je našel geolog Rebula.

Opis: Po vseh značilnostih, zlasti pa po obliki sifonalne cone sem primerek prišteel v vrsto *Durania cornupastoris polae* Polšak. Lupina je cilindrično konična. Premer lupine na komisurnem delu znaša 4 do 5 cm. Stena lupine ima na kardinalnem delu na zunanji strani prizmatično, na notranji pa lamelasto strukturo. Proti sifonalni strani postaja struktura lupine izrazito lamelasta.

Sifonalni brazdi sta skoraj izravnani, oziroma blago konveksni. Brazda *E* sestoji iz 15 nežnih reber, brazda *S* je za polovico ožja od brazde *E* in sestoji iz 8 nežnih reber. Vmesna cona je znatno ožja od sifonalne brazde *S* in ima obliko rebra, ki ga na vsaki strani spremlja ozek žleb. V zgornjem delu je opaziti, da je rebro razdeljeno v dve manjši rebri.

Tabla — Plate 5

1. *Durania gaensis* (Dacqué), spodnja lupina — lower valve.



2. *Durania gaensis* (Dacqué), prečni prerez čez spodnjo lupino — transversal section through the lower valve.

3. *Durania carsica* n. sp., prečni prerez spodnje lupine — transversal section through the lower valve.



Na ostalem zunanjem delu lupine opazujemo precej močna podolžna rebra, ki so sestavljena iz drobnjših reber. Naštel sem 18 takih močnejših reber.

Kardinalni aparat ni ohranjen. Ligamentnega stebrička ni. Notranjost lupine je zapo'njena z apnenim detritusom.

Podobnosti in razlike: Po sifonalni coni se naš primerek ne razlikuje od Polšakovca. Razlike lahko opazimo le v obliki lupine. Naš primerek ima lupino, ki se bolj enakomerno oži proti vrhu. Tudi rebra pri našem primerku so nekoliko bolj debela kot pri Polšakovcu.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta je bila najdena v zgornjeturonskih skladih pri Repniču. Poleg tega je znano še nahajališče v južni Istri (polotok Premantura).

Durania gaensis (Dacqué)

Tab. 5, sl. 1, 2, tab. 13, sl. 2, 3

1967 *Durania gaensis*; Polšak, A., p. 94—95, tab. 58, sl. 1, 1 a, 1 b, 2.
Fosilni material: Desna lupina z območja Hotedršice pri Logatcu.

Opis: Lupina je upognjena, sicer pa cilindrično konična. Na prečnem prerezu vidimo, da je prostor za bivanje rahlo ovalen. Širši premer tega prostora je 9,3 cm, ožji pa 3 cm. Zunanja stena lupine je zgrajena iz velikih prizem, katerih stene so deloma pretrgane in deformirane. Prizme tvorijo mrežasto strukturo. Opazujemo tudi izrazite temne proge, ki prehajajo čez prizme, ne da bi bile stene prizem tam prekinjene ali spremnjene. Debelina lupine zelo variira. Na kardinalnem delu je debela 2 cm, na sifonalnem pa 0,2 cm do 0,7 cm. Notranja plast lupine je izredno tanka.

Zunanja ornamencija lupine je iz podolžnih reber. V zgornjem delu lupine (bliže komisuri) prevladujejo prirastne lamele, ki so usmerjene proti komisuri. Te lamele so drobno nagubane.

Sifonalni brazdi sta konkavni. Sprednja brazda E je širša od zadnje brazde S. Vmesni prostor med brazdama ima obliko močnega rebra. Na zadnji sifonalni brazdi so prirastne lamele upognjene močno proti komisuri in tvorijo na ta način nekakšno gubo. Sprednja sifonalna brazda na primerku ni dobro vidna.

Drobna, ligamentnemu stebričku podobna tvorba, vidna na tab. 5, sl. 2, je posledica mikrotektonskih premikov (pretrgana notranja plast lupine). Ligamentni stebriček ni razvit. Kardinalni aparat ni ohranjen.

Podobnosti in razlike: Polšak (1967) navaja kot značilnost za to vrsto še gladke sifonalne brazde in zelo stanjšano lupino na mestu sprednje brazde E. Pri našem primerku brazde niso povsem gladke, vsaj zadnja brazda je polna hrapavih reber. Lupina je bolj stanjšana na mestu zadnje brazde S kot sprednje brazde E. Ker je po vseh ostalih značilnostih naš primerek podoben vrsti *D. gaensis*, sem se odločil, da ga prištejem tej vrsti.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *D. gaensis* (Dacqué) je bila najdena na območju Hotedršice pri Logatcu v turonskih skladih. Značilna je še za zgornji turon Južne Istre, Alžirije, Tunisa in Egipta.

Tabla — Plate 6

1. *Durania* sp., prečni prerez čez spodnjo lupino — transversal section through the lower valve.



2. *Medeella zignana* (Pirone), prečni prerez čez spodnjo lupino — transversal section through the lower valve.

3. *Gorjanovicia argonauti* n. sp. prečni prerez spodnje lupine — transversal section through the lower valve.



Durania carsica n. sp.

Tab. 5, sl. 3

Derivatio nominis: *carsica* — po Krasu, kjer je bila najdena.

Holotypus: tab. 5, sl. 3, vzorec št. 3746 paleontološke zbirke Katedre za geologijo in paleontologijo FNT Ljubljana; horizontalni presek desne lupine.

Diagnosis: Ta primerek se loči od doslej znanih vrst rodu *Durania* predvsem po tem, da ima kakih sedem izredno močnih reber, ter široki in ravni sifonalni brazdi v horizontalnem prerezu, od katerih je sprednja brazda E še enkrat širša od zadnje brazde S. Medsifonalni prostor je razvit v obliki izrazitega grebena.

Eksterni del lupine je debel okoli 1 cm, mestoma tudi 1,2 cm. Na območju sprednje sifonalne brazde E je zožen na 0,7 cm. Sestoji iz lamel, ki potekajo vzporedno z glavno osjo lupine in so rahlo nagubane. Med lamelami so vidne prizme, ki potekajo vzporedno z lamelami. Interni del lupine je izredno tanek in doseže mestoma največ 0,2 mm. Ligamentnega stebrička ni.

Na našem primerku ni ohranjen kardinalni aparat.

Podobnosti in razlike: Nova vrsta kaže neke podobnosti z vrstami *D. araudi*, *D. gaensis* in zlasti z *D. cornupastoris*. Zlasti se kaže ta podobnost v strukturi lupine. Nova vrsta se loči od doslej znanih po izredno močno razvitih rebrih na zunanji strani lupine, kar je za rod *Durania* precej nenavadno. Ta vrsta kaže celo nekaj podobnosti z rodом *Petkovicia*, posebno po obliki reber, vendar se od tega rodu loči po velikih prizmah v strukturi eksternege dela lupine (rod *Petkovicia* ima zelo drobne prizme) in po sifonalni conl.

Locus typicus: Palško jezero, jugovzhodno od Postojne.

Stratum typicum: Turon.

Durania sp.

Tab. 6, sl. 1

Ohranjen je del spodnje lupine. Vidna so podolžna rebra. Sifonalna cona je le delno ohranjena, ker je močno prekrstaljena. Ligament ni razvit. Ta primerek je bil najden pri Prečnici skupno z vrsto *Radiolites praegalloprovincialis*, in sicer v plasteh konjaka.

Genus *Medeella* Parona 1923

Medeella zignana (Pirona)

Tab. 6, sl. 2, tab. 14, sl. 1, 2

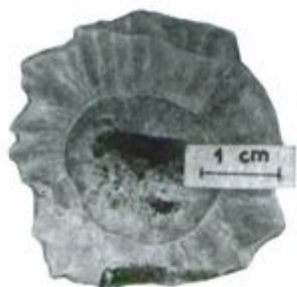
1967 *Medeella zignana*; Polšak, A., p. 100—101, tab. 24, sl. 1—4, tab. 68, sl. 1—10, tab. 70, sl. 3, tab. 71, sl. 1—2.

Fosilni material: Dva nepopolna ostanka desnih lupin.

Tabla — Plate 7



1. *Gorjanovicia costata* Polšak, spodnja lupina, sifonalni del — lower valve, syphonal side.



2. *Gorjanovicia costata* Polšak, prečni prež spodnje lupine — transversal section through the lower valve.



3. *Gorjanovicia* cf. *costata* Polšak, spodnja lupina, sifonalni del — lower valve, syphonal side.

Opis: Desna lupina je cilindrična. Zunanja ornamentacija je iz lamel, ki so obrnjene proti bazi in leže kot opeke druga na drugi. Te lamele tvorijo na lupini nekaj podolžnih gub. Na horizontalnem prerezu lupine je vidno, da sta sifonalni brazdi konkavni. Medsifonalni prostor je izrazito konveksen in približno enako širok kot sprednja sifonalna brazda.

Zunanja plast spodnje lupine ima lamelasto strukturo (tab. 14, sl. 1, 2). Lamele na območju sifonalnih brazd so koncentrično razvrščene. Notranja plast lupine je zelo tenka in prekrystaljena. Ligamentni stebriček je kratak in odsotan. Kardinalni aparat ni ohranjen.

Leva lupina ni ohranjena.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *Medeella zignana* je bila najdena v zgornjem senonskem apnencu južno od Postojne, sicer pa so znani primerki te vrste še iz južne Istre (polotok Mrleca), kjer so bili najdeni v santonu-sp. kampanu, v Col di Medea, na Tržaško-komenski planoti in v Grčiji.

Genus *Gorjanovicia* Polšak 1967

Gorjanovicia argonauti n. sp.

Tab. 6, sl. 3

Derivatio nominis: *argonauti* — po starogrških Argonavtih, ki so si nekje mimo nahajališča tega radiolita iskali pot do morja. V horizontalnem prerezu ima spodnja lupina obliko kolesa, s katerim obračamo ladjsko krmilo.

Holotypus: Horizontalni prerez spodnje lupine; tab. 6, sl. 3, inv. št. 3747 paleontološke zbirke Katedre za geologijo in paleontologijo FNT Ljubljana.

Diagnosis: Spodnja lupina ima 17 do 18 podolžnih reber, ki se navzven širijo in so na koncih zaokrožena. Imajo torej obliko stebričkov pri hipuritih, vendar so obrnjena navzven, na zunanji strani lupine in predstavljajo zunanjo ornamentacijo lupine. Ligamentni stebriček je trikoten.

Opis: Ohranjen je le prerez desne lupine in še ta je poškodovan. Zato ni mogoče ugotoviti točnega števila značilnih reber na zunanji strani lupine. Dejansko lahko vidimo 12 reber, ostalih 5 do 6 le domnevam na podlagi rekonstrukcije lupine. Notranji del je v celoti viden. Ligamentni stebriček ter odliši zob in miofornih ploščic se lahko razločijo.

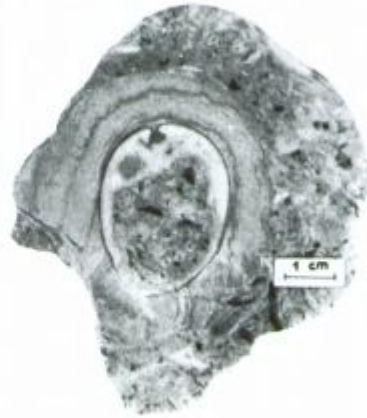
Sifonalna cona je ohranjena, vendar se v ničemer ne razlikuje od ostalega dela lupine. Sifonalni brazdi E in S torej nista posebej izraženi. Zato ima tudi prerez lupine obliko krmilnega kolesa na ladji, kar še posebej poudarjajo pravilno razporejena in na koncu rahlo odebeljena in zaokrožena rebra.

Locus typicus: Rakitnik pri Matenji vasi južno od Postojne.

Stratum typicum: Santon-spodnji kampan.

Tabla — Plate 8

1. *Gorjanovicia planinica* n. sp. prečni pre-
rez spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.



2. *Gorjanovicia* n. sp. Slišković, prečni pre-
rez spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.

3. *Gorjanovicia* n. sp., prečni pre-
rez spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.



Gorjanovicia costata Polšak

Tab. 7, sl. 1, 2

1967 *Gorjanovicia costata*; Polšak, A., p. 103—105, tab. 61—66, tab. 69, tab. 70, sl. 1, 2, slika v tekstu 28.

Fosilni material: Leva in desna lupina, ki ju je našel geolog Rebuta pri Repniču na Tržaško-komenski planoti.

Opis: Spodnja ali desna lupina je cilindrično konična. Na zunanji strani je okrašena z ostrimi podolžnimi rebri, na katerih se mestoma šibko zaznavajo cikcakaste prirastne linije. Med rebri so sorazmerno široke brazde. Lupina ima lamelasto zgradbo in je žarkasto razdeljena. Od vsakega rebra sega do notranjega dela lupine ločen sektor (tab. 7, sl. 2). To strukturo je podrobno opisal že Polšak (1967, p. 104). Na območju brazd *E* in *S* so lamele koncentrično razporejene.

Ligamentni stebriček je tanek in na koncu kroglasto razširjen. Ker je osrednji del korodiran, je na sliki videti, kot bi se na koncu cepil.

Kardinalni aparat je slabo ohranjen.

Sprednja sifonalna brazda *E* je široka in konkavna, zadnja brazda *S* se na zunanji strani lupine skoraj ne razlikuje od ostale površine. Na notranjem delu lupine opazujemo pri *E* in *S* konkavno vzbočenje lupine, ki predstavlja dva psevdostebrička. Medsifonalna cona je konkavna z dvema ali tremi rebri. Težko je namreč ugotoviti kje se pričinja brazda *S*.

Leva lupina je položno konveksna. Ker je le delno ohranjena, so na njej opazna radialna rebra le na obodu.

Podobnosti in razlike: Naš primerek ima okroglo, na koncu odebeljeno ligamentno gubo. Pri Polšakovem holotipu ni odebelitve na koncu.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Ta vrsta je bila najdena na območju Tržaško-komenske planote, v južni Istri in v okolici Plitvičkih jezer. Značilna je za santonske in spodnje kampanske sklade v južni Istri. Verjetno nastopa v istem stratigrafskem horizontu tudi na Tržaško-komenski planoti.

Gorjanovicia cf. costata Polšak

Tab. 7, sl. 3

1967 *Gorjanovicia costata*; Polšak, A., p. 103—105, tab. 61—68, tab. 69, tab. 70, sl. 1, 2, slika v tekstu 28.

Fosilni material: Del desne lupine. Primerek je našla A. Hinterlechner-Ravnikova na Tržaško-komenski planoti severno od vrha Kobja glava.

Opis: Primerek ima vitko cilindrično obliko. Stena lupine je prekrystaljena in njene strukture ni mogoče ugotoviti. Kot mnoge druge školjke s Tržaško-komenske planote, je tudi ta lupina močno nagrizena od morskih gob.

Na zunanji površini lupine so vidna ozka ostra rebra in vmes široke brazde. Prirastne lamele so komaj opazne.

Sprednja sifonalna brazda je široka in nekoliko konkavna. Zadnje sifonalne brazde ne ločimo od ostale skulpture lupine. Pri sprednji sifonalni

Tabla — Plate 9

1. *Gorjanovicia* sp. Polšak, prečni prerez
spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.



2. *Petkovicia* cf. *prima* Kühn et Pejović, prečni
prerez spodnje lupine — transversal section
through the lower valve.

3. *Petkovicia littorale* n. sp. spodnja lupina, sifonalni del
— lower valve, syphonal side.



brazdi epazujemo rahlo odebelitev lupine. Tam je tudi lupina konkavno rahlo izbočena navzven.

Viden je prav droben ligamentni stebriček *L. Kardinali*; aparat je prekrystaljen in slabo viden.

Podobnosti in razlike: Najdeni primerek s Tržaško-komenske planote ustreza po velikosti primerkom na tabelah 64, 65 in 66 v Polšakovi razpravi (1967).

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *G. costata* je značilna za santonske in kampanske sklade južne Istre, okolice Plitvičkih jezer in južne Grčije.

Gorjanovicia paronai Wiontzek

1967 *Gorjanovicia paronai*; Polšak A., p. 108, tab. 67, sl. 3—5.

Ohranjen je večji del spodnje lupine. Odlomek je visok 3 cm in ima na komisurnem delu premer 1,2 do 1,4 cm. Lupina je torej zelo majhna. Ima cilindrično konično obliko. Vidni sta sprednja in zadnja sifonalna brazda. Medsifonalni prostor ima obliko grebena. Po sredi tega grebena poteka žleb.

Primerek je bil najden na severozahodnem obrobju Planinskega polja pri Vranji jami v senonskem apnencu. Isto vrsto so našli v Istri v horizontu santon-sp. kampan.

Gorjanovicia planinica n. sp.

Tab. 8, sl. 1

1967 *Gorjanovicia* Polšak; Polšak A., p. 102—103.

1968 *Gorjanovicia*; Sliškovič, T., p. 83—86.

Derivatio nominis: *planinica* — po Planinskem polju, kjer je bila ta vrsta najdena.

Holotypus: Prerez spodnje lupine, tab. 8, sl. 1, paleontološka zbirka Katedre za geologijo in paleontologijo FNT Ljubljana, inv. št. 3750.

Diagnosis: Zunanja plast spodnje lupine je debela 1 do 1,3 cm in ima izrazito lamelasto strukturo. Lamelle so na dorzalnem delu lupine razporejene koncentrično in so drobno nagubane, na ventralnem ali sifonalnem delu pa potekajo radialno. Ligamentni stebriček je sorazmerno močan, na koncu močno odebeljen in zaokrožen. Sifonalni brazdi sta konkavni, med njima pa poteka medsifonalna cona v obliki izrazitega grebena.

Locus typicus: Nova vrsta je bila najdena na območju Planinskega polja pri Vranji jami v senonskem apnencu.

Stratum typicum: Vrsto *G. planinica* smo našli poleg vrste *Gorjanovicia paronai* Wiontz. in *Sauvagesia* n. sp., torej v horizontu, ki smo ga prišteli v santon in spodnji kampan.

Podobnosti in razlike: Opisana vrsta je podobna novi vrsti rodu *Gorjanovicia* iz Hercegovine, ki jo je opisal Sliškovič (1968) in ji je pustil odprto nomenklaturu. Vendar se naša vrsta razlikuje od Sliškovičeve po znatno debelejši lupini in bolj izrazitih rebrih. Po obliki lupine

1. *Katzeria hercegovinaensis* Slišković, prečni prerez spodnje lupine — transversal section through the lower valve.



2. *Bournonia cf. dinarica* Slišković, prečni prerez spodnje lupine — transversal section through the lower valve.

3. *Bournonia cf. dinarica* Slišković, prečni prerez spodnje lupine — transversal section through the lower valve.



se močno približuje vrsti *Gorjanovicia costata* Polšak, vendar se od nje loči po obliki ligamentnega stebrička in po medsisifonalnem prostoru, ki ima obliko močnega grebena.

Gorjanovicia n. sp. Slišković

Tab. 8, sl. 2

1967 *Gorjanovicia* n. sp.; Slišković, T., p. 85—86, tab. 7, sl. 4.
Fosilni material: Na območju Postojnskih vrat (Ravbarkomanda) smo našli del spodnje lupine radiolita, ki pripada po svojih značilnostih rodu *Gorjanovicia*.

Opis: Zunanja plast lupine ima drobno lamelasto strukturo. Ta plast je debela samo okoli 4 mm. Ligamentni stebriček je dolg 2,5 mm in ima razširjen zaobljen vrh. Sifonalni del lupine ni ohranjen. Tudi zunanja ornamentacija lupine ni vidna. Na podlagi kamenega jedra školjke sklepamo, da je sprednja sifonalna brazda *E* široka. Po teh znakih sodeč je naša vrsta blizu ali celo identična z vrsto *Gorjanovicia* n. sp. iz Hercegovine, ki jo je Slišković označil z odprto nomenklaturo.

Podobnosti in razlike: Edina razlika s Sliškovičevo vrsto je v tem, da so Sliškovičevi primerki imeli močno zavite spodnje lupine, naš primerek iz okolice Postojne pa ima le zmerno zavito spodnjo lupino.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Primerek je bil najden v senonskem apnencu severno od Postojne pri Ravbarkomandi. Ta nova vrsta je razširjena v Hercegovini in Slovenskem Primorju.

Gorjanovicia n. sp.

Tab. 8, sl. 3

1968 *Gorjanovicia* n. sp.; Slišković, T., p. 85—86, tab. 7, sl. 4, sliki v tekstu 16 in 17.

Fosilni material: Dva horizontalna prereza desnih lupin.

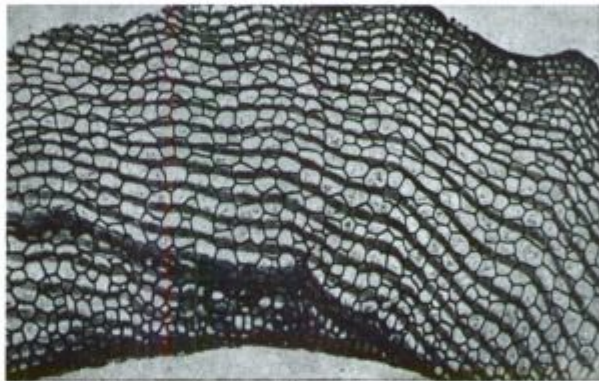
Opis: V sivem senonskem apnencu ob cesti iz Spodnjega Ležečega proti Vremskemu Britofu se dobijo številni prerezi lupin rodu *Gorjanovicia*. Večina primerkov pripada nedvomno isti vrsti. Verjetno gre za neko novo vrsto, za katero je značilno, da ima ligamentni stebriček na koncu nekoliko razširjen in zaokrožen, struktura zunanje plasti lupine pa je delno prizmatska, delno lamelasta. Ligamentni stebriček je pri nekaterih primerkih trikoten. Morda pripadajo primerki s trikotnim ligamentnim stebričkom že drugi vrsti.

Na podlagi prečnega prereza sklepamo, da ima vrsta na zunanji strani lupine le šibko razvita rebra. Sprednji sifonalni brazdi *E* ustreza na notranji strani lupine izrazito konkavna vdolbina. Zadnja sifonalna brazda *S* je ožja od sprednje in ji prav tako ustreza na notranji strani lupine konkavna vdolbina. Med obema brazdami je grebenast medsisifonalni prostor, ki pa ni pri vseh primerkih enako močan. Mestoma je komaj opazen.

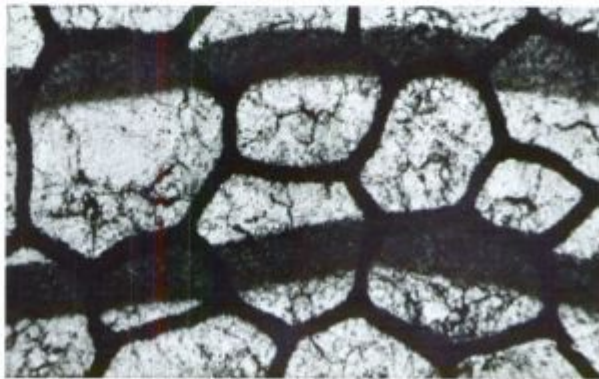
Tabla — Plate 11



1. *Distefanella parva* n. sp., prečni prerez treh spodnjih lupin — transversal section through the three lower valves.



2. *Sauvagesia sharpei* (Bayle), horizontalni prerez spodnje lupine; prizmatska struktura lupine z vzporednimi temnimi progami — horizontal section through the lower valve; prismatic structure of the shell with the parallel dark stripes; 3,5 \times .



3. *Sauvagesia sharpei* (Bayle) detajl sl. 2, tab. 11; vidni so prerezi četvero do osmerostranih prizem z debelimi stenami in temne proge, ki ne deformirajo sten prizem — detail of Fig. 2, Pl. 11. quadrangular to eightangular prisms with the thick walls and dark stripes are visible; the stripes don't deform the prism walls; 31 \times .

Podobnosti in razlike: Ti primerki imajo mnogo znakov, ki so značilni za Sliškovičevo vrsto *Gorjanovicia* n. sp. z odprto nomenklaturo. V nekaterih podrobnostih pa se ločijo od nje. Naša vrsta ima šibkejši ligamentni stebriček, nekoliko manjši midsifonalni greben in vsi individui iz Slovenije so v splošnem manjši kot v Hercegovini. Nekateri primerki so podobni Paronovi vrsti *Savagesia contorta* (Catullo) Parona, od katere pa se zopet ločijo po razširjenem in zaokroženem vrhu ligamentnega stebrička ter delno lamelasti strukturi lupine.

Stratigrafski položaj in razširjenost: prerezi te nove vrste so bili najdeni v senonskem apnencu blizu Spodnjega Ležečega pri Divači.

Gorjanovicia sp. Polšak

Tab. 9, sl. 1

1967 *Gorjanovicia* sp.; Polšak, A., p. 102—103.

Fosilni material: Prečni prerez spodnje lupine.

Opis: Na območju vasi Lome pri Črnem vrhu nad Idrijo sem našel v sivem zgornjekrednem apnencu prerez spodnje lupine, ki sem jo uvrstil v rod *Gorjanovicia*.

Za ta rod je značilna lamelasta struktura eksternege dela lupine. Sifonalni del je slabše ohranjen in delno razjedena od morskih gob. Zato tudi ne morem na tem mestu ugotoviti strukture lupine. Primerek kaže žarkasto razporeditev lamel, kar je pri rodu *Gorjanovicia* redko videti. Videti je tudi ligamentni stebriček, ki je širok in trikoten ter ima obliko nekega psevdostebrička.

Podobnosti in razlike: Najdeni primerek se precej približuje vrsti *Gorjanovicia vinjola* Polšak. Zlasti ligamentni stebriček je precej podoben temu stebričku pri vrsti *vinjola*. Ker pa ni ohranjena v zadostni meri sifonalna cona, ki je za vrsto *vinjola* precej značilna, ne moremo trditi, da pripada naš primerek tej vrsti.

Stratigrafski položaj in razširjenost: senon; vas Lome pri Črnem vrhu nad Idrijo.

Genus *Petkovicia* Kühn et Pejović 1959

Petkovicia cf. *prima* Kühn et Pejović

Tab. 9, sl. 2

1959 *Petkovicia prima*; Kühn et Pejović, p. 979—989, tab. 1, sl. 1, tab. 2, sl. 1, 2, slika v tekstu 1, 2.

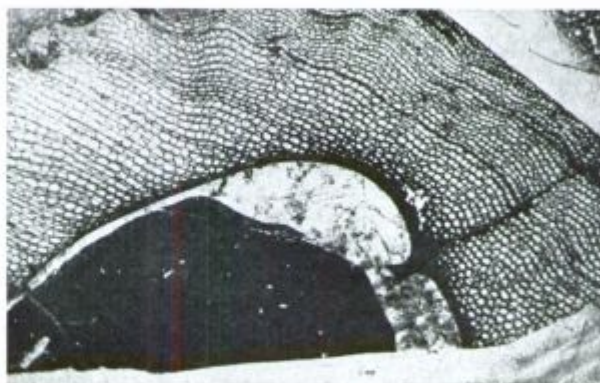
1968 *Petkovicia* sp.; Sliškovič, T., p. 69—96, tab. 8, sl. 1, 1a, 2, 2a, 3, 3a.

Fosilni material: Prerez desne lupine.

Opis: Na skoraj okroglem horizontalnem prerezu spodnje lupine vidimo delno tudi strukturo lupine. Lupina je razjedena od morskih gob, posebno na sifonalnem delu lupine, kjer je prihajala sveža voda s hrano. Kaže, da imamo opravka s prerezom, ki je precej nizko pod komisuro, torej že v spodnjem delu lupine. Ker se spodnja lupina pri tem rodu naglo

Tabla — Plate 12

1. *Sauvagesia* sp., horizontalni prerez ligamentnega dela lupine; prizmatska struktura lupine z vzporednimi temnimi progami — horizontal section through the ligamental side of the valve; prismatic structure of the shell with parallel dark stripes; 3,5 X.



2. *Sauvagesia* sp., detajl sl. 1, tab. 12; vidni so prerezi četrto do šestostраниh prizem in goste temne proge — detail of Fig. 1, Pl. 12; quadrangular and sixangular prisms and dense dark stripes are visible; 31 X.



3. *Durania arnaudi* (Chofat), horizontalni prerez spodnje lupine; podolgovate prizme s poškodovanimi in deformiranimi stenami in redke nagubane temne proge — horizontal section of the lower valve; oblong prisms with the damaged walls and rare folded dark stripes; 3,5 X.



oži proti bazi, je jasno, da ima naš prerez precej manjši premer, kot je prikazan na sliki v delu Kühna in Pejovičeve (1959).

Na lupini opazujemo dve plasti. Obe sta delno prekrstaljeni. Vendar je mogoče opaziti mestoma v zunanji plasti pod lupo izredno drobno lamelasto strukturo. Delno je opaziti med lamelami prečne zidove, kar daje vtis prizmatske strukture. Večji del lupine sestoji vendarle iz gostih lamel, med katerimi ni prečnih zidov. Notranja plast je tako prekrstaljena, da ni mogoče ugotoviti njene strukture. Vendar se ta notranja 1 mm debela plast jasno loči od zunanje 3 do 4 mm debele plasti. Zunanja plast kaže radialno zgradbo. Verjetno so lamele gosto nagubane in dajejo pri tem makroskopski vtis radialne zgradbe lupine.

Ligamentni stebriček ni razvit. Kardinalni aparat ni ohranjen.

Sifonalni brazdi sta enako veliki. Tudi na tem delu lupine so videti le goste lamele, ki so nagubane. Brazdi sta konveksni, vmec je sorazmerno širok konkaven prostor.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Tržaško-komenska planota, severovzhodno od Kobje glave. Primerek je našla Ančka Hinterlechner-Ravnikova. Ta vrsta pripada v Srbiji v spodnji santon. V isti stratigrafski horizont bi jo lahko prištel tudi na Tržaško-komenski planoti.

Petkovicia littorale n. sp.

Tab. 9, sl. 3, tab. 15, sl. 1, 2

1960 *Radiolites trigeri*; Pleničar, M., p. 78, sl. 16.

Derivatio nominis: *littorale* po Slovenskem Primorju, kjer je bila ta vrsta najdena.

Holotypus: Desna lupina, tab. 9, sl. 3, paleontološka zbirka Katedre za geologijo in paleontologijo FNT Ljubljana; inv. št. 3748. (Slika je bila objavljena že leta 1960 (Pleničar, 1960, 16. sl.) kot *Radiolites trigeri* Coqu.

Diagnosis: Zunanja ornamentacija lupine sestoji iz podolžnih drobnih reber. Redke cikcakaste prirastne lamele so komaj vidne. Sifonalna cona sestoji iz dveh plitvih konkavnih brazd s široko konveksno medisifonalno cono. Obe brazdi sta enako široki. Medsifonalna cona je širša od posameznih brazd.

Na horizontalnem prerezu lupine vidimo, da ligamentni stebriček ni izražen. Tudi psevdostebričkov ne vidimo kot na primer pri vrsti *Petkovicia varajana* Sliškovič.

Lupina je debelejša na kardinalni strani kot na sifonalni. Ima izrazito lamelasto strukturo.

Opis: Lupina je visoka 10,5 cm in ima na zgornjem delu premer 5 cm. Oblike je cilindrično konične. Zunanja ornamentacija je zaradi atmosferilij močno poškodovana, vendar je še vedno videti tanka podolžna rebra in sledove prirastnih lamel.

Zunanja plast lupine je na kardinalni strani debela 13 mm, na sifonalni pa 4 mm. Lamelasta struktura sestoji iz zelo drobno nagubanih koncentričnih lamel.

Tabla — Plate 13

1. *Durania arnaudi* (Chofat), detajl sl. 3, tab. 12; podolgovate trikotne in štirikotne prizme z deformiranimi in poškodovanimi stenami — detail of the Fig. 3, Pl. 12; oblong threeangular and quadrangular prisms with the deformed and damaged walls; 31 \times .



2. *Durania gaensis* (Dacqué), horizontalni prerez spodnje lupine; podolgovate prizme s poškodovanimi stenami; temne proge so goste, nagubane in med seboj vzporedne — horizontal section of the lower valve; oblong prisms with the damaged walls; parallel dark stripes are folded; 3,5 \times .



3. *Durania gaensis* (Dacqué), detajl sl. 2, tab. 13; vidne so podolgovate prizme in nagubane temne proge — detail of the Fig. 2, Pl. 13; oblong prisms and folded dark stripes are visible; 31 \times .



Locus typicus: Senožede (blizu odcepa tržaške ceste od koprške, vendar že ob novi koprski cesti).

Stratum typicum: torton.

Podobnosti in razlike: Opisano vrsto ločimo od doslej znanih vrst predvsem po bolj debeli lupini in po tem, da nima razvitih psevdostebričkov.

Genus *Katzeria* Slišković 1966

Katzeria hercegovinaensis Slišković

Tab. 10, sl. 1

1966 *Katzeria hercegovinaensis*; Slišković, T., p. 176—177, sl. 1, 2.
Fosilni material: Subhorizontalni prerez čez spodnjo lupino.

Opis: V sivem rudistnem apnencu južno od Šembij pri Hirski Bistrici sem našel ob cesti prerez radiolita, ki pripada vrsti *Katzeria hercegovinaensis* Slišk. Za to vrsto je značilna lamelasta struktura zunanjšega dela spodnje lupine, ki je na prečnem prerezu videti žarkasta, na notranjem delu pa je vrsta prizmatskih votlinic. Na notranji strani lupine sledi še zelo tenka plast. Na naši sliki je plast z votlinicami prekrstaljena in se slabo vidi.

Nadalje je značilna sifonalna cona. Na notranji strani lupine je videti zelo šibko izražene psevdostebričke. Lega sifonalnih brazd *E* in *S* je nakazana tudi v sami strukturi lupine s tem, da tam lamele ne potekajo žarkasto kot na ostalem delu lupine.

Kardinalni aparat ni ohranjen.

Stratigrafska lega in razširjenost: zgornji kampan-spodnji maastricht pri Šembijah blizu Hirske Bistrice.

Genus *Bournonia* Fischer 1887

Bournonia cf. *dinarica* Slišković

Tab. 10, sl. 2, 3, tab. 14, sl. 3

1968 *Bournonia dinarica*; Slišković, T., p. 89, tab. 10, sl. 1, 2, tab. 11.

Fosilni material: Iz kamnoloma blizu Nerajca pri Črnomlju v Beli Krajini je ohranjenih več prerezov lupin radiolitov, ki sem jih prištel vrsti *Bournonia* cf. *dinarica* Slišković.

Opis: Na prečnem prerezu spodnje lupine sta zlasti izraženi sifonalni brazdi *E* in *S* ter široki midsifonalni prostor. Midsifonalnemu prostoru ustreza na zunanji površini lupine okoli 10 podolžnih reber.

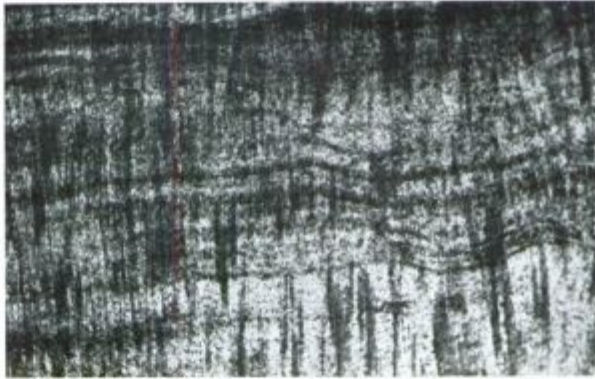
Prečni prerezi lupin so ovalni, podaljšani so v smeri osi; kardinalni aparat-sprednja sifonalna brazda *E* (tab. 10, sl. 2, 3). Značilna je zgradba lupine. Struktura zunanje plasti spodnje lupine je lamelasta. Na sprednji strani lupine so lamele razvrščene druga poleg druge kot listi v knjigi. Večji del lupin je prekrstaljen in zato niso vidni med lamelami vzdolžni zidovi, ki stoje sicer pravokotno na lamelah, kar je po Sliškoviću (1968, p. 89) značilno za to vrsto.

Tabla — Plate 14

1. *Medeella zignana* (Pirrona), horizontalni pre-rez dveh spodnjih lupin na stiku; lamelasta struktura lupin — horizontal section of two lower valves in the contact; lamellar structure of the shells; 3,5 ×.



2. *Medeella zignana* (Pirrona), detajl leve lupine s sl. 1, tab. 14; detail of the left shell on the Fig. 1, Pl. 14; 31 ×.



3. *Bournovia* cf. *dinarica* Sliškovič, horizontalni pre-rez spodnje lupine; lamelasta struktura s temnimi progami — horizontal section of the lower valve; lamellar structure with the dark stripes; 31 ×.



Notranja plast lupine je uničena in kardinalni aparat je le delno ohranjen, ker je tudi ta del prekrystaljen. Na notranjem delu lupine opazujemo pri sprednji in zadnji sifonalni brazdi konkavno vdolbino. V midsifonalnem prostoru, ki je zelo širok, so lamele postavljene tako, da tvorijo njih vrste antiklinalne in sinklinalne oblike.

Podobnosti in razlike: Naši primerki se razlikujejo od holotipa in ostalih primerkov tega rodu iz južne Hercegovine po tem, da so lupine tanjše. Tudi individui sami so nekoliko manjši od hercegovskih. Možno je, da imamo opravka s kako novo podvrsto.

Stratigrafski položaj in razširjenost: Vrsta *B. dinarica* Slišk. je značilna za spodnji maastricht. Najdena je bila v Hercegovini in v Beli Krajini.

Genus *Distefanella* Parona 1901

Distefanella parva n. sp.

Tab. 11, sl. 1

Derivatio nominis: *parva* — ker je sorazmerno majhna.

Holotypus: delno ohranjena spodnja lupina, tab. 11, sl. 1, palcontološka zbirka Katedre za geologijo in paleontologijo FNT Ljubljana, inv. št. 3749.

Diagnosis: Desna lupina ima ovalen horizontalen prerez in maloštevilna, vendar zelo ostra in močna rebra. Lupina je debela 0,5 mm in se na sifonalnem delu razširi do 2 mm, na ligamentnem delu pa celo na 3 mm. Struktura lupine je lamelasta. Sifonalni brazdi imata obliko črke V. Zelo sta konkavno vdolbeni. Na notranji strani je lupina konveksno izbočena na mestih brazd E in S v obliki dveh psevdostebričkov. Ligamentni stebriček ima obliko zelo plitve in široke vzbokline na notranjem delu lupine. Posebnost je zelo odebeljen ligamentni del lupine in tri močna in ostra rebra na zunanji strani ligamentnega dela lupine. Sifonalna in ligamentna cona ležita zelo blizu skupaj in tvorita med seboj kot 90°.

Podobnosti in razlike: Nova vrsta rodu *Distefanella* se zelo približuje vrstam *D. varicostata* Slišković, *D. varicostata bonitensis* Slišković, *D. montagnei* Slišković in *D. heraki* Slišković. To je skupina novih vrst, ki jih je Slišković našel v zgornjem turonu v Hercegovini in h kateri bi lahko upravičeno šteli tudi našo novo vrsto.

Nova vrsta ima sifonalne brazde in njim ustrezne psevdostebričke, ki so podobni kot pri vrstah *D. montagnei* Slišk., *Dist. heraki* Slišk. in *D. varicostata bonitensis* Slišk. Od teh vrst se loči po močnejše nakazanem ligamentnem stebričku in izraziti odebelitvi lupine ter treh izredno močnih ostrih rebrih na ligamentnem delu. Na tab. 11, sl. 1 vidimo tudi šibko nakazan kardinalni aparat s kardinalno lamelo.

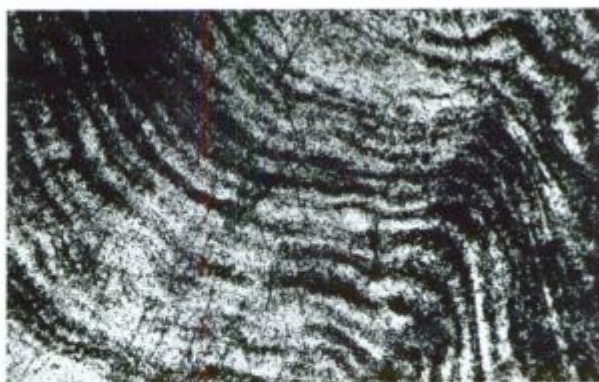
Locus typicus: 1 km od Senožec ob novi cesti proti Kopru.

Stratum typicum: Zgornji turon.

Tabla — Plate 15



1. *Petkovicicia littorale* n. sp., horizontalni prerez spodnje lupine; lamelasta struktura z nagubanimi lamelami — horizontal section of the lower valve; lamellar structure with the folded lamellas; 3,5 ×.



2. *Petkovicicia littorale* n. sp., detajl 1. sl. tab. 15 — detail from the Fig. 1, Pl. 15; 31 ×.

Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part I

Mario Pleničar

INTRODUCTION

The Cretaceous beds of Slovenia contain a considerable amount of Radiolites remains. Most numerous are the Radiolites in the Upper Cretaceous Rudistid limestones, that belong to the Cenomanian, Turonian, and Senonian stages. It is extremely difficult to obtain the fossil remains from the dense limestone in such a shape that would allow to classify their genus or even species. Most frequently on the surface of the limestone just valve sections can be observed, that have remained after washing and leaching by atmospheric forces. After polishing such surfaces, it can often be observed that the valves are thoroughly permeated and replaced by mineral matter, and that it is difficult to distinguish their internal structure. However, after many years of collecting and studying, it was possible to find a number of somewhat better preserved radiolitic valves from the Slovene Littoral, Inner Carniola, Lower Carniola, and Slovene Styria. A part of this fauna is shown here, so as to contribute to the existing knowledge of the Mediterranean geosyncline.

The first, descriptive part of the study is presented. In the second part that will be published later, general conclusions will be drawn. In this first discussion about Radiolites specimens are described belonging to the genera *Gorjanovicia*, *Petkovicia*, *Katzeria*, *Radiolites*, *Sauvagestia*, *Durania*, *Bournonia*, *Medeella*, and *Distefanella*. The first three of these genera have been obtained recently in the area of Cretaceous beds in Yugoslavia. These are new genera, determined by Polšak, Kühn & Pejović, and Slišković. The study presented aims to show the considerable extension of the representatives of these genera in the north-western part of Dinarides. It might be surmised that they exist farther in the west as well, but supporting findings are missing up to now. The study has shown that in Styria no other Radiolites than those belonging to genus *Sauvagestia* could be determined with certainty. In any case representatives of the genera *Gorjanovicia*, *Petkovicia*, and *Katzeria* are lacking in the so called Gosau beds of Styria. They are restricted to South Slovenia only, representing the direct continuation of the Istrian fauna, or generally of the fauna of the Outer Dinarides.

The first stage of the studies has already shown that genera *Gorjanovicia*, *Sauvagesia*, and *Durania*, are most abundant. However, they might not necessarily predominate over the genera *Radiolites* and *Praeradiolites*. As already mentioned, it is very hard to identify these two genera from sections only, and in the Cretaceous beds of Slovenia it is practically impossible to obtain unbroken valves.

Classis

LAMELLIBRANCHIATA

Ordo Rudistae Lam. 1819

Familia Radiolitidae Gray 1848

Genus *Radiolites* Lam. 1801

Radiolites praegalloprovincialis Toucas

Pl. 1, Fig. 1

The right valve is a conical cylinder with thick longitudinal costae and large lamellar growth lines. The lamellae are turned against the commissure. The siphonal zone consists of a wider anterior, and a narrower posterior band. The rib divides the interband into two parts. The ligamental pillar is lacking. The external structure of the shell is lamellar.

This species is extended in Coniacian of Istria, in Serbia, and in France.

Genus *Sauvagesia* Bayle 1887

Sauvagesia cf. *ornata* Polšak

Pl. 1, Fig. 2

On the cylindro-conical lower valve there are thick outer lamellae. Both siphonal bands are delicate and of equal size. The ligamental pillar is trigonal and short.

This species is extended in the Santonian and Lower Campanian of Inner Carniola.

Sauvagesia sharpei (Bayle)

Pl. 2, Fig. 1, Pl. 11, Fig. 2, 3

On the outer shell surface there are fine ribs with lamellar growth lines. Both siphonal bands are slightly arcuated, the interband is concave. The ligamental pillar is small and triangular. The outer shell structure is prismatic. The prismatic cells are quadrangular to octangular.

The species is found in Cenomanian and Lower Turonian limestones in Čičarija, Istria, Serbia, and Dalmatia.

Sauvagesia slovenica n. sp.

Pl. 2, Fig. 2

Derivatio nominis: *slovenica* — found in Slovenia.

Holotypus: Cross section of the lower valve, Pl. 2, Fig. 2, Paleontologica: collection, Institute of Geology and Paleontology, University of Ljubljana, Inv. No. 3745.

Diagnosis: The lower valve has in its siphonal zone very thick costae. Both siphonal bands are of nearly equal size, concave, with a fine rib. The outer wall structure is prismatic. In the siphonal zone the shell is considerably thicker than in the ligamental zone. The prisms are arranged in lines running rectangular towards the inner part of the shell; only the siphonal zone they surround in halfcircular lines.

Locus typicus: Stranice near Konjice, Styria.

Stratum typicum: Campanian-Maestrichtian (Horizon containing *Hipp. ultimus* Mill., and *Hipp. braciensis* Sladič-Trifunović).

Sauvagesia tenuicostata Polšak

Pl. 3, Fig. 1

The lower valve is nearly smooth, with fine ribs. The anterior siphonal band is nearly flat, the posterior band is grooved and narrow. The interband is convex. The ligamental pillar is short and triangular. On the posterior portion of the valve there is a distinctive ridge. The shell consists of prisms. The specimen was found southerly Postojna in Santonian-Lower Campanian.

Sauvagesia n. sp.

Pl. 3, Fig. 2

In the horizontal cross section of the lower valve a thin and straight ligamental pillar can be seen. The outer layer of the shell consists of prisms, with exception of the siphonal zone, where it is lamellar. The siphonal bands are concave, the interband is convexly rounded. The new species is most resemblant to *S. sharpei* (Bayle), but there are differences in the ligament, and in the siphonal zone.

The species was found in Campanian-Santonian of the Planina Folje.

Sauvagesia sp.

Pl. 3, Fig. 3; Pl. 12, Figs. 1, 2

In the horizontal cross section of the lower valve a fine and short ligamental pillar can be seen, slightly concave and cut off at its top. The shell is composed of prisms. The siphonal bands are convex, the interbands concave.

The specimen was found in Stranice, Styria, in the hippuritic reef besides *Hipp. ultimus* Mill. and *Hipp. braciensis* Sladič-Trifunović, that are characteristic for Campanian and Maestrichtian.

Genus *Durania* Douvillé 1908

Durania arnaudi (Choffat)

Pl. 4, Fig. 1; Pl. 12, Fig. 3; Pl. 13, Fig. 1

The lower valve is composed of prisms transforming into lamellae in the siphonal zone. The anterior siphonal band is considerably thicker than the posterior band. The interband consists of two arcuated costae. The ligamental pillar is absent.

The specimen was found in northwestern Čičarija in Upper Turonian limestone.

Durania cornupastoris polae Polšak

Pl. 4, Figs. 2, 3

The shell is composed of prisms transforming into lamellae in the siphonal zone. The siphonal bands are slightly convex. The interband is rib-shaped, with single narrow furrows at both sides. The shell has 18 distinctive longitudinal costae. The ligamental pillar is absent.

This species was found in Upper Turonian beds near Nabrežina.

Durania gaensis (Dacqué)

Pl. 5, Figs. 1, 2; Pl. 13, Figs. 2, 3

The shell consists of prisms partly broken or deformed. The outer surface of the shell is ornamented with longitudinal ribs. In the upper part of the shell there are lamellar growth lines directed against the commissure. The siphonal bands are concave. The anterior band *E* is wider than the posterior band *S*, the interband having the shape of a distinctive rib. The ligamental pillar is absent.

The specimen was found in the surroundings of Hotedršica near Logatec, in Turonian beds.

Durania carsica n. sp.

Pl. 5, Fig. 3

Derivatio nominis: *carsica* — found in the Carst.

Holotypus: Part of the lower valve, Pl. 5, Fig. 3. Paleontological Collection, Institute of Geology and Paleontology, University of Ljubljana, Inv. No 3746.

Diagnosis: The species has about 7 very strong costae and wide and straight siphonal bands, the anterior band being twice as wide than the posterior band. The interband is ridge-shaped. The lower valve is lamellar. Between the lamellae which are parallel to the main axis of the shell are prisms, parallel to the lamellae. The ligamental pillar is absent.

Locus typicus: The Palško jezero south of Postojna.

Stratum typicum: Turonian.

Durania sp.

Pl. 6, Fig. 1

The lower valve is partly preserved. The longitudinal ribs are distinguishable. The ligamental zone is only partly preserved. The ligamental pillar absent.

Genus *Medeella* Parona 1923

Medeella zignana (Pirone)

Pl. 6, Fig. 2; Pl. 14, Figs. 1, 2

The lamellar outer ornamentation of the lower valve is directed towards the valve base. In the horizontal cross section of the lower valve two concave siphonal bands and a convex interband are conspicuous. The shell is lamellar. The lamellae in the siphonal zone are concentrically arranged.

The ligamental pillar is short and cut off. The cardinal apparatus is not preserved. The upper valve is not preserved.

This species was found in Upper Senonian limestone south of Postojna.

Genus *Gorjanovicia* Polšak 1967

Gorjanovicia argonauti n. sp.

Pl. 6, Fig. 3

Derivatio nominis: *argonauti* — after the ancient Greek Argonauts, who were crossing this region to reach the sea.

Holotypus: horizontal cross section of the lower valve, Pl. 6, Fig. 3, Paleontological Collection, Institute of Geology and Paleontology, University of Ljubljana, Inv. No. 3747.

Diagnosis: The lower valve has 17—18 longitudinal ribs spreading outwards and rounded off at their tops. The ligamental pillar is trigonal.

Locus typicus: Rakitnik, south of Postojna.

Stratum typicum: Santonian-Lower Campanian.

Gorjanovicia costata Polšak

Pl. 7, Figs. 1, 2

Both valves are preserved. The lower valve is ornamented with sharp longitudinal ribs, bearing obscure lamellar growth lines. The shell is lamellar with radiating ribs. The lamellae in the areas of the *E* and *S* bands are concentrically arranged. The ligamental pillar is thin, and at its top spherically widened. The anterior siphonal band is wide and concave; the posterior band *S* is not distinctive. The interband is concave, with two or three ribs. The left valve is slightly convex.

This species was found in the Trst-Komen plain in Santonian and Lower Campanian beds.

Gorjanovicia cf. costata Polšak

Pl. 7, Fig. 3

A slim and long part of the lower valve is preserved, with characteristics resembling those of the species *G. costata* described above.

Gorjanovicia paronai Wiontzek

Of the lower valve that is only 3 cm high, the main part only is preserved. The shell is of cylindro-conical shape. The anterior and posterior siphonal bands are distinctive. The interband is ridge-shaped, with a furrow along the middle of the ridge.

The specimen was found on the border of the Planina Polje, in Santonian-Lower Campanian beds.

Gorjanovicia planinica n. sp.

Pl. 8, Fig. 1

Derivatio nominis: *planinica* — found in Planina Polje.

Holotypus: Cross section of the lower valve, Pl. 8, Fig. 1, Paleontological Collection, Institute of Geology and Palaeontology, University of Ljubljana, Inv. No. 3750.

Diagnosis: The shell is lamellar. The strong ligamental pillar is rounded off at its top. The siphonal bands are concave, the interband is ridge-shaped.

Locus typicus: Planina Polje.

Stratum typicum: Santonian-Lower Campanian.

Gorjanovicia n. sp. Slišković

Pl. 8, Fig. 2

The ligamental pillar of the lower valve is cut off sharply. The siphonal band is not preserved. Our specimen resembles the new species found by Slišković, who has it not yet classified. This specimen was found in Senonian limestone in the north of Postojna.

Gorjanovicia n. sp.

Pl. 8, Fig. 3

Two horizontal cross sections are shown. The ligamental pillar is on its top slightly widened and rounded off. The shell structure is partly prismatic, partly lamellar. The posterior siphonal band is narrower than the anterior. The interband is ridge-shaped. These specimens are similar to Slišković n. sp. as well. Cross sections of this kind are frequent in the Senonian limestone in the surroundings of Spodnje Ležete near Divača.

Garjanovicia sp. Polšak

Pl. 9, Fig. 1

The cross section of the lower valve shows the radial lamellar structure. The ligamental pillar is wide and triangular.

The specimen was found near Črni Vrh nad Idrijo, in Senonian limestone.

Genus *Petkovicia* Kühn et Pejović 1959

Petkovicia cf. *prima* Kühn et Pejović

Pl. 9, Fig. 2

The shell is of radial lamellar structure. The siphonal zone is corroded by sponges. The ligamental pillar is absent. The siphonal bands are convex, the interband concave.

The specimen was found in the Trst-Komen plain, in Lower Santonian beds.

Petkovicia littorale n. sp.

Pl. 9, Fig. 3; Pl. 15, Figs. 1, 2

Derivatio nominis: *littorale* found in the Slovene Littoral.

Holotypus: Right valve, Pl. 9, Fig. 3, Paleontological Collection, Institute of Geology and Paleontology, University of Ljubljana, Inv. No. 3748.

Diagnosis: The outer surface ornamentation of the shell consists of fine longitudinal ribs. The siphonal zone shows two shallow concave bands, with a wide convex interband zone. The ligamental pillar is not distinguished. The shell is of lamellar structure; at the hinge portion it is thicker than at the siphonal portion.

Locus typicus: Senožeče, along the new highway to Koper.

Stratum typicum: Tortonian.

Genus *Katzeria* Slišković 1966

Katzeria hercegovinaensis Slišković

Pl. 10, Fig. 1

In the horizontal cross section the inner layer of the shell is obscure, being recrystallized. The outer shell layer is of radial structure. On the inner surface of the shell feebly distinguishable pseudopillars can be seen. The position of the siphonal bands *E* and *S* is indicated also by the wall structure of the shell, as there the arrangement of the lamellae is not radial.

The specimen was found at Šembije near Ilirska Bistrica, in Campanian-Lower Maestrichtian.

Genus *Bournonia* Fischer 1887

Bournonia cf. *dinarica* Slišković

Pl. 10, Figs. 2, 3; Pl. 14, Fig. 3

A number of shell sections from the Cretaceous limestone quarry near Črnomoelj have been preserved. The siphonal bands *E* and *S* are nearly of the same size. To the interband correspond ten longitudinal ribs. The shell structure is lamellar. The horizontal cross section of the shell shows the lamellae in the siphonal zone forming folds. Our specimens of the species *dinarica* are smaller, than the holotype from Hercegovina, and their shells are thinner as well.

The species *B. dinarica* is characteristic for Lower Maestrichtian.

Genus *Distefanella* Parona 1901

Distefanella parva n. sp.

Pl. 11, Fig. 1

Derivatio nominis: *parva* — being of small size.

Holotypus: Partly preserved lower valve, Pl. 11, Fig. 1, Paleontological Collection, Institute of Geology and Paleontology, University of Ljubljana, Inv. No. 3749.

Diagnosis: The horizontal cross section of the lower valve is of oval shape; a few strong costae are seen. The thickness of the shell is 2 mm in the siphonal zone, 3 mm in the ligament portion, whereas the average thickness of the shell amounts to 0,5 mm only. The siphonal bands are *vec*-shaped. In the inner side of the shell two strong pseudopillars correspond to the bands. Particularities are the thickened ligament portion of the shell, and three strong, sharp costae on the outer side of the ligament portion.

Locus typicus: Senožete, along the new highway to Koper.

Stratum typicum: Upper Turonian.

Literatura

Kühn, O. et D. Pejuvić 1959, Zwei neue Rudisten aus Westserbien. Sitzungsber. Akad. Wiss., I, 168, 10, p. p. 979—989, 4 slike v tekstu, 4 tabele, Wien.

Pleničar, M. 1960, Stratigratski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija 6, 22—145, 33 risb, 16 slik, Ljubljana.

Pleničar, M. 1971, Hipuritna favna iz Stranic pri Konjicah. Razprave SAZU, 14/8, 241—264, 22 slik v tekstu, 10 tabel, Ljubljana.

Polišak, A. 1967, Kredna makrofavna južne Istra. Palaeontologia jugoslavica, 8, 219 strani, 45 slik v tekstu, 1 priloga, 85 tabel, Jugosl. akad. zn. i umj., Zagreb.

Polšak, A. 1968, Dvije nove distefanele i drugi turomski rudisti Planika u Istri. Geol. vjesnik, 21, 177—190, 11 slik v tekstu, Zagreb.

Slišković, T. 1963, Prilog poznavanju rudistne faune Bosne i Hercegovine uz osvrt na dosadašnje istraživanje. Glasnik Zem. muzeja, 5—17, 7 tabel, Sarajevo.

Slišković, T. 1966, *Katzeria hercegovinaensis* n. gen. n. sp. aus den oberseonischen Ablagerungen der Südherzegowina. Bull. sc., A, T. 11, No. 7—9, p. 176, Zagreb.

Slišković, T. 1968, Novi rudisti Hercegovine. Glasnik Zem. muz., 7, 69—96, 22 slik v tekstu, 13 tabel, Sarajevo.

Veselinović, M. et D. Pejović, 1958, Prilog poznavanju gornjekrednih sedimenata u Radževini (Zapadna Srbija). Zbornik radova Jovan Zujović, 10, 73—82, 2 tabl, Beograd.

Plasti z *Amussium duodecimlamellatum* (Bronn) iz Male Pirešice v Savinjski dolini

Rajko Pavlovec

Uvod

Geološki zavod v Ljubljani je v okviru raziskav za premog izvrtal vrtino z oznako 1/61. Postavljena je bila v vasi Mala Pirešica ob cesti Žalec—Mala Pirešica. Vrtina je v severnem delu Savinjske doline NE od Celja, to je približno 2,5 km NNE od Žalca. Prevrtano je bilo severno krilo terciarne kadunje.

V okolici Male Pirešice (sl. 1) nastopa oligocenski glinasti lapor z vložki tufa, ponekod tudi tufski peščenjak in tufska breča. Nadalje so tam miocenski pesek, peščenjak in konglomerat ter pliocenska glina in pesek. V nižjih delih je veliko kvartarnega nanosa, na severni strani pa obroblyajo terciarne kamenine triadne plasti.

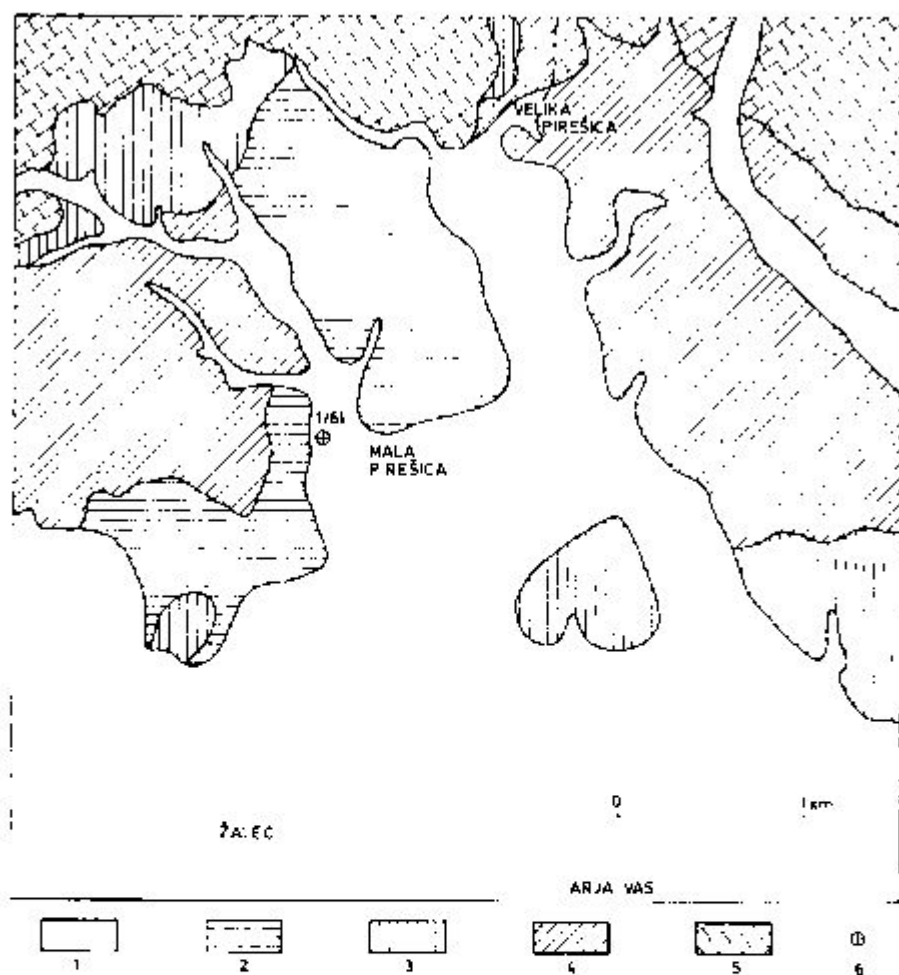
V globini 398 m do 515 m je bilo najdeno nekaj makrofavne, ki jo opisujem v tej publikaciji. Vrtina je bila globoka 632 m in je na dnu zadela na triadne kamenine. V odseku, kjer je bila najdena makrofavna, nastopa skoraj izključno sivl lapor s številnimi sljudnimi zrnci. Vmes so redki tanki vložki tufskega peščenjaka.

Makrofavna, ki sem jo obdelal, je last Geološkega zavoda v Ljubljani.

Opis favne

V vrtini 1/61 pri Mali Pirešici je bila najdena naslednja favna:

Favna — Fauna	Globina vrtine Depth of the borehole
<i>Meretrix</i> sp.	398 m
<i>Amussium duodecimlamellatum</i>	405 m
<i>Leda</i> aff. <i>deshayesi</i> ana	418 m
<i>Athleta</i> sp.	418 m
<i>Amussium duodecimlamellatum</i>	436,5 m
operkulum	470 m
<i>Tellina</i> sp.	474 m
<i>Amussium duodecimlamellatum</i>	490 m
nedoločljivi ostanek polža	493,5 m
operkulum	515 m



Sl. 1. Okolica vrtnice pri Mali Prešici
 Fig. 1. The surrounding of the borehole near Mala Prešica

Karto izdelali: — The map made by:
 V. Lapažna, R. Osolnik, Z. Germovšek, and L. Rljavec

- 1 = kvartar — Quaternary
- 2 = pliocen — Pliocene
- 3 = miocen — Miocene
- 4 = oligocen — Oligocene
- 5 = triada — Triassic
- 6 = vrtnica 1/61 — borehole 1/61

Leda aff. deshayesiana (Nyst)

Najdeni sta bili poškodovani desna in leva lupina rodu *Leda*. Ohranjen je nekoliko lomljen taksodonten sklep, ki ima za vrhom približno 20 zob. Dolžina lupine je verjetno nekaj nad 12 mm, debelina obeh lupin pa okrog 5 mm. Na površju lupin so komaj vidne goste prirastne linije. Vrh je neizrazit, vendar jasno nagnjen nad sklep.

Rod *Leda* je v terciarju zastopan s številnimi vrstami. Za določanje vrst so pomembni oblika lupine in posamezni elementi v notranjosti lupine. Pri školjki iz Male Pirešice nista ohranjeni niti celotni lupini, saj manjkata sprednji in zadnji rob. Vendar je po ohranjenih znakih zelo podobna vrsti *Leda deshayesiana*, ki jo je prvič opisal Nyst leta 1835 kot *Nucula deshayesiana*. Tipični primerki te vrste so nekoliko večji od našega, zato vrste nisem mogel zanesljivo določiti.

Albrecht in Valk (1943, 110) omenjata vrsto *Leda deshayesiana* iz srednjeoligocenskih plasti v južnem Limburgu na Nizozemskem, v Belgiji ter srednji in zahodni Nemčiji. Tudi Müller (1958, 438) ima to vrsto za vodilni srednjeoligocenski fosil. V smislu Moora (1969) pa je rod *Leda* mlajši sinonim raznih drugih rodov in bi bilo torej treba tudi za vrsto *Leda deshayesiana* revidirati generično pripadnost.

Amussium duodecimlamellatum (Bronn)

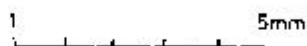
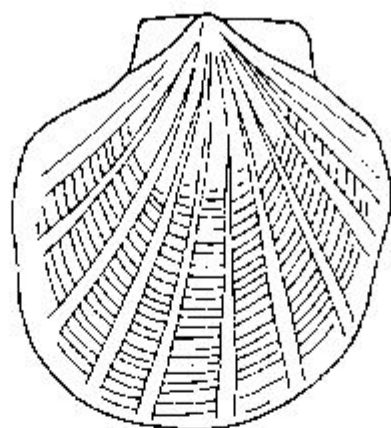
(sl. 2)

Med vsemi primerki iz jedra vrtine je vrsta *Amussium duodecimlamellatum* najpogostejša. Najdena je bila v globinah 405 m, 438,5 m in 490 m, in sicer s štirimi precej dobro ohranjenimi primerki. Lupine so bile velike:

Globina vrtine Depth of the borehole	Višina lupine Height of shell	Dolžina lupine Length of shell
405 m	8,4 mm	8 mm
438,5 m	7—8 mm	5,8 mm
490 m	7,2 mm	6,5 mm

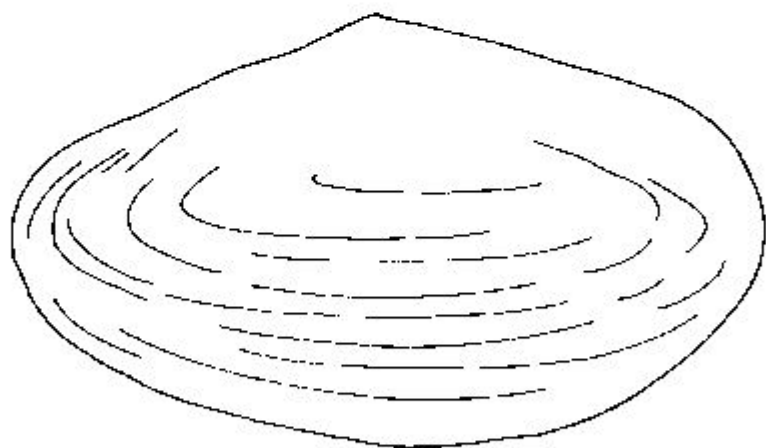
Lupina je tanka in le malo upognjena. Oster vrh leži centralno. Na vsaki strani vrha sta dokaj enako veliki ušesci.

Hörnnes (1870, 420—421, tab. 66, sl. 2 a—c) omenja pri tej vrsti na zunanji strani lupine koncentrične linije, na notranji pa 10 do 12 reber, po katerih je vrsta dobila ime. Vsi primerki iz vrtine pri Mali Pirešici imajo 11 do 12 močnih radialnih reber, ki se proti zunanjemu robu nekoliko odebelijo. Poleg radialnih reber imajo še goste prečne linije, ki so vzporedne z robom lupine in se ob radialnih rebrih končajo. Teh prečnih reber Hörnnes ne omenja. Za rešitev tega problema sem se obrnil na dr. I. Csépreghy Meznarics v Budimpešti, ki mi je v pismu 16. 12. 1972 ljubeznivo odgovorila, da ima primerke iz Male Pirešice za tipične predstavnike vrste *Amussium duodecimlamellatum*. Za prečne grebene me je opozorila na prvi Bronn-ov opis, ki pravi: "Testa subaequalvis compressa rotundata, eleganter et dense concentrico — striata, c. radiata ... lamellis 11—12". Za vse to dolgujem omenjeni madžarski paleontologinji iskreno zahvalo.



Sl. 2 — Fig. 2

Amussium duodecimlamellatum (Bronn)
iz globine 405 m — from the depth of 405 m



Sl. 3 — Fig. 3

Tellina sp.
iz globine 474 m — from the depth of 474 m

Končno naj omenim še, da prišleva Moore (1969) vrsto *Amussium duodecimlamellatum* sicer skupini *Amussium*, toda rodu *Propeamussium* (*Parvamussium*).

Tellina sp.

(sl. 3)

V globini 474 m so bili najdeni odtis desne lupine in zelo skromni ostanki same lupine. Dolžina je 14,1 mm, višina 8,1 mm. Majhen in oster vrh leži centralno. Sprednji del lupine je lepo zaokrožen. Tudi spodnji rob poteka v lahkem loku, medtem ko je lupina zadaj močno upognjena, vendar ne toliko, da bi bil zadnji zavoj oster. Robova pred vrhom in za njim, to je ob ligamentu in arei, sta skoraj ravna, vendar je srednji zgornji rob mnogo položnejši od zgornjega zadnjega robu. Lupina je zelo tanka in spredaj nekoliko bolj upognjena kot zadaj. Na odtisu lupine so sledovi ne posebno močnih, gostih prirastnih linij, ki potekajo vzporedno z robovi. Specifične pripadnosti te školjke zaradi slabe ohranjenosti ni bilo mogoče določiti.

Meretrix sp.

Najdena je bila desna lupina, katere višina je približno 12 mm, dolžina 13 mm, in debelina 5 mm. Lupina je močno upognjena. Vrh je izrazit in močno nagnjen naprej. Površje je gladko, vidne so le redke prirastne linije. S povečevalnim steklom je videti na površju drobno mrežasto strukturo.

? *Athleta* sp.

V globini 418 m je bil skupaj s školjko *Leda* aff. *deshayesiana* najden odtis polža, ki je imel zelo verjetno štiri zavoje. Zadnji zavoj obsega približno dve tretjini celotne višine, vsak prejšnji zavoj pa je bil precej manjši. Polž je ohranjen v višini 14,3 mm, največja debelina hišice pa je 7,3 mm. Na zadnjem zavojju je bilo zelo verjetno 16 do 18 navpičnih in precej močnih stebričkov. Ti stebrički so v spodnjem delu presekanj s kakimi 12 spiralnimi linijami. Ostanki navpičnih stebričkov so ohranjeni tudi na drugih zavojih in sicer tako, da jih je bilo na predzadnjem zavojju približno toliko kot na zadnjem. Na drugem zavojju pa je bilo 10 do 12 navpičnih stebričkov. Približno na sredini zavojev so imeli stebrički majhne trne.

Podobni polži so v terciarju precej pogosti. Vendar po ohranjenih ostankih vrste ni bilo mogoče določiti, saj je celo rod nekoliko problematičen in bi polža morda lahko prištelj podobnemu rodu *Voluta*.

Polžu iz Male Pirešice je nekoliko podoben *Volutidites* (= *Athleta*) *fulvus* Lam., ki ga opisuje Rakovec (1932, 251—252, tab. 15, sl. 13) iz kamniškega terciarja. Vendar se oba ločita po obliki spodnjega zavoja in po velikosti hišice.

Poleg opisanega polža je bil v globini 495,5 m najden polž, ki ga ni bilo mogoče določiti, ker je slabo ohranjen.

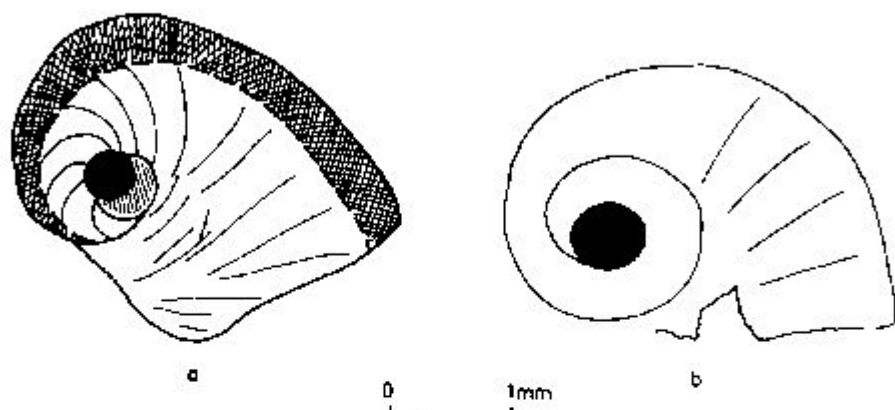
Operkulum

(sl. 4)

V globinah 470 m in 515 m sta bila najdena operkula. Pripadata različnima vrstama, zakaj pri enem poteka ob robu značilna brazda (sl. 4a), ki je pri drugem ni (sl. 4b). Razlikujeta se tudi po velikosti. Prvi je velik

3,5 : 2,5 mm, drugi pa 4 : 3 mm. Pri obeh pa je jasen nukleus, od katerega se začne operkulum odvijati v kratki spirali. Nukleus leži marginalno. Pri enem so na površju zelo jasne skulpturne linije, ki so zlasti okrog začetnega dela spiralo zavite, v končnem delu pa so približno pravokotne na zunanje robove. Pri drugem operkulu skulptura ni tako jasna.

Oba operkula sta močna, kar je značilno za morske polže, medtem ko imajo sladkovodni tanke in nežne pokrovčke.



Sl. 4 — Fig. 4

Operkulum — Operculum

a = iz globine 515 m — from the depth of 515 m

b = iz globine 470 m — from the depth of 470 m

Paleoekologija

Vsa favna je morska. Čeprav je bilo najdenih malo oblik, sem skušal dobiti nekaj paleoekoloških podatkov. Za osnovo sem vzel navedbe Marrode (1954, 92-93) in Pavlovca (1958, 402); dobil sem naslednjo sliko.

Rodova *Amussium* in *Tellina* za okolje nista posebno občutljiva. Živita v tropskem, subtropskem, zmernem in hladnem podnebju. Najdemo jih v raznih delih morja od najplitvejših do najglobljih. Danes pa je *Tellina* najbolj razširjena v tropskih morjih (Müller, 1958, 494).

Rod *Meretrix* ljubi tropsko, subtropsko in zmerno podnebje, živi pa v litoralni, sublitoralni in elitoralni coni. Če predpostavljamo, da potrebuje *Athleta* podobno okolje kot njen bližnji sorodnik *Voluta*, je tudi ta rod dokaz za tropsko ali subtropsko podnebje.

Po teh skromnih podatkih sklepam, da je bilo v času usedanja srednje-oligocenske morske gline pri nas precej toplo. To se ujema tudi s splošnim raziranjem, da je bilo v starejšem terciarju področje današnjih naših krajev pod vplivom toplih morskih tokov in je vladala pri nas v oligocenu temperatura nekaj nad 20° C (Schwarzbach, 1961, 147 in 158).

Po omenjenih favnističnih analizah morska glina, v kateri je bila favna najdena, ni niti obrežni sediment niti usedlina najglobljega morja.

Stratigrafija

Za starost preiskane favne sta pomembni zlasti vrsti *Leda deshayesiana* in *Amussium duodecimlamellatum*. Prva je srednjeoligocenska vrsta (Müller, 1958, 438; Albrecht in Valk, 1943, 110). Za primerek iz te vrstine ni zanesljivo določen. Zato pa se toliko laže opiramo na vrsto *Amussium duodecimlamellatum*. Hörnes (1870, 421) sicer za to vrsto pravi, da nastopa izključno v »spodnjih ali badenskih glinah«, torej v tortonških plasteh. To školjko so tudi v naših krajih že večkrat našli. Največ nahajališč je poznal Teller (1896, 188), ki jo omenja iz okolice Celja, Rimskih Toplic, Laškega, zahodno od Pake, okolice Nove Stifte, Lučke Bele, Smrekovca in od drugod. Povsod se *Amussium duodecimlamellatum* pojavlja v spodnjem delu andezitnega tufa z vložki lapornih sedimentov. Na tufu leže soteske plasti. Tudi Munda (1953, 48) je našel to vrsto v sivici. V enakih plasteh omenja vrsto *Amussium duodecimlamellatum* Cimerman (1967, 252—253) iz okolice Gornjega Grada in Poljšice. Po mikrofavni je tam srednjeoligocenska morska glina. Po teh podatkih je *Amussium duodecimlamellatum* živel v naših krajih v oligocenski dobi, to je v času nastajanja sivice in andezitnega tufa.

V vrstini 161 pri Mali Pirešici kaže na srednjeoligocensko starost plasti z *Amussium duodecimlamellatum* vrsta *Leda deshayesiana* in še bolj značilna mikrofavna, med katero je Rijavčeva (1962) določila vrsti *Cyclamina acutidorsata* (Hantken) in *Tritaxia szaboi* (Hantken). Obe foraminiferni vrsti se pojavljata v vseh tistih delih vrstine, v katerih je bila najdena makrofavna. To pomeni, da je sivi lapor z makrofavno iz vrstine pri Mali Pirešici srednjeoligocenske starosti. Rijavčeva (1962) pa je po mikrofavni ugotovila, da naslopajo srednjeoligocenske plasti v tej vrstini od globine 146,20 m do 518 m.

Po vsem tem lahko potrdimo, da je vrsta *Amussium duodecimlamellatum* značilna za laporne sedimente, ki se menjavajo s tufskimi plastmi (Teller, 1896, 188; Munda, 1953, 48). Enak pomen ji pripisuje tudi Kuščer (1967, 40), ki ima dobrnski foraminiferni lapor za ekvivalent oligocenske morske gline. To mu potrjuje prav vrsta *Amussium duodecimlamellatum*, ki jo je našel Teller (1896, 188) v dobrnskem laporju in v oligocenski morski glini okrog Laškega.

Beds with *Amussium duodecimlamellatum* (Broun) from Mala Pirešica in Savinjska dolina (Slovenia, W Yugoslavia)*

Rajko Pavlovac

Abstract

In the borehole at Mala Pirešica near Celje in Savinjska dolina (the Valley of Savinja) in the depth of 398 m to 515 m Middle Oligocene macrofauna cited on page 227 has been found.

* Translated by Breda Konte

The shell *Leda* aff. *deshayesiuna* is somewhat smaller than the typical specimens. Because of this fact and owing to its bad preservation it was not possible to make a precise determination.

The dimensions of four specimens of the species *Amusium duodecimlamellatum* are on the page 229. Beside the 11 to 12 strong radial ribs dense transverse lines, which conclude at the radial ribs, have been found.

In various depths were found: shells *Tellina* sp. and *Meretrix* sp., a snail which most probably belongs to the genus *Athleta*, and two operculums.

The analysis of fauna shows that marine clay was formed at a time when the climate here was considerably warm. Marine clay is neither shore sediment nor was it formed in the deepest sea.

The layers with macrofauna are of Middle Oligocene age. To this fact points also the microfauna among which characteristic species *Cyclamina acutidorsata* and *Tritaxia szaboi* are to be found. The species *Amusium duodecimlamellatum* is in our country characteristic for Middle Oligocene marl and clay which in some places alternate with andesite tuff and tuffaceous sandstone.

Literatura

Albrecht, J. C. H. & Valk, W. 1943, Oligocäne Invertebraten von Süd-Limburg. Mededeel. Geol. Sticht., C4, 1/3, 1—163, Taf 1—27, Maastricht.

Cimerman, F. 1967, Oligocene Beds in Upper Carniola (Slovenia, NW Yugoslavia) and their Foraminiferal Fauna. Bull. scient. Yougosl., sect. A, 251—263, Zagreb.

Hörnes, M. 1870, Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. II. Bivalven. Abh. K. K. geol. RA, 1—578, Taf. 1—85, Wien.

Kuščer D. 1907, Zagorski terciar. Geologija, 10, 5—85, 17 prilog, Ljubljana.

Malaroda, R. 1954, Il Lutoziano di Monte Postale (Lessini Medi). Mem. Ist. geol. min. univ., 19, 1—107, tav. 1—7, Padova.

Moore, R. 1969, Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, 1. Mollusca 6, Bivalvia. Geol. Soc. Am., Univ. Kansas, N1 — N489, Kansas, U.S.A.

Müller, A. H. 1958, Lehrbuch der Paläozoologie, II, Invertebraten, 1: Protozoa — Mollusca I. S. 1—566, Jena.

Munda, M. 1953, Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. Geologija, 1, 27—89, 5 prilog, Ljubljana.

Pavlovec, R. 1959, Zgornjeocenska fauna iz okolice Droiša. Razprave IV. razr. SAZU, 5, 349—416, tab. 1—2, Ljubljana.

Rakovec, I. 1932, Zur Miozänfauna der Steiner Voralpen. Prirod. razprave, 1, 233—266, tab. 14—16, Ljubljana.

Rijavec, L. 1962, Mikropaleontološke preiskave vzorcev iz vrtime 1/61 v Mali Pirešici. Rokopis 8 str., arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Schwarzbach, M. 1901, Das Klima der Vorzeit. 1—275, Stuttgart.

Teller, F. 1886, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Geol. RA, 1—262, Wien.

Prva najdba vrste *Sphaerium rivicola* (Lamarck) v jezerski kredi na Ljubljanskem barju

Rajko Pavlovec

Pred leti sem podrobneje raziskal mehkužce iz subborealnih, delno tudi atlantskih in borealnih delov jezerske krede na Ljubljanskem barju (Pavlovec, 1967). Določil sem 23 vrst polžev in školjk iz 63 nahajališč. Pozneje sem našel v osuševalnem jarku med krajema Barje in Ig, zelo blizu nahajališča št. 37 (Pavlovec, 1967, sl. 8) še školjko *Sphaerium* (*Sphaeriastrum*) *rivicola* (Lamarck). V vrhnjih plasteh jezerske krede je v tem najdišču zelo veliko še drugih mehkužcev. Med njimi so najpogostejši *Pianorbis carinatus* (Müller), *Bithynia tentaculata* (L.), *Fagotia acicularis* (Férussac), *F. esperi* (Férussac), *Viviparus viviparus* (L.), *Theodoxus danubialis* (Pfeiffer) in *Valvata piscinalis* (Müller).

Sphaerium rivicola je doslej peta znana školjka v jezerski kredi na Ljubljanskem barju (cf. Pavlovec, 1960; 1964; 1967). Ker gre za sorazmerno veliko školjko z močno lupino, bi se morala v jezerski kredi dobro ohraniti. Po edini doslej znani najdbi sklepam, da je bila v takratnem jezeru na Ljubljanskem barju bolj redka. Omenjajo pa jo med današnjo favno iz tega dela Slovenije (Sajovic, 1908, 27).

Školjka *Sphaerium rivicola* ljubi večje, stoječe in počasi tekoče vode. Največkrat živi v blatu blizu obale. Našli so jo v srednji in vzhodni Ervopi, ne sega pa v severnejše pokrajine (Ehrmann, 1956, 234; Ložek, 1964, 323). Najdba vrste *Sphaerium rivicola* potrjuje mojo prejšnjo domnevo (Pavlovec, 1967, 184), do katere sem prišel ob analizi favne iz jezerske krede, da je bil vzhodni del takratnega jezera plitvejši.

L'Espèce *Sphaerium rivicola* (Lamarck) découverte pour la première fois dans la craie lacustre de Ljubljansko barje

Rajko Pavlovec

Résumé

Il y a quelques années, j'ai examiné en détail les Mollusques provenant des couches subboréales, et en partie, des couches atlantiques et boréales de la craie lacustre de Ljubljansko barje (Marais de Ljubljana). J'ai

déterminé 23 espèces d'escargots et de coquilles, appartenant à 83 gisements. Récemment, j'ai décelé aussi la coquille *Sphaerium* (*Sphaeriastrum*) *rivicola* (Lamarck) qui, jusqu'à présent, n'était pas connue à Ljubljansko barje. Elle a été découverte dans le drain renouvelé entre les villages de Barje et de Ig. Dans les couches supérieures de la craie lacustre, où le *Sphaerium rivicola* a été décelé, se trouve un très grand nombre de Mollusques dont les plus fréquents sont *Planorbis carinatus* (Müller), *Bithynia tentaculata* (L.), *Fagotia acicularis* (Férussac), *F. esperi* (Férussac), *Viviparus viviparus* (L.), *Theodoxus danubialis* (Pfeiffer) et *Valvata piscinalis* (Müller).

Sphaerium rivicola est la cinquième coquille qui est connue comme provenant de la craie lacustre de Ljubljansko barje (Pavlovac, 1960; 1964; 1967). Comme *Sphaerium rivicola* est une coquille relativement grande à enveloppe dure, les conditions étaient données qu'elle se conserve bien dans la craie lacustre. Etant donné que la découverte en question est la seule connue jusqu'à présent, j'en déduis qu'elle était rare dans la période du lac de Ljubljansko barje. Cependant, elle est indiquée parmi la faune actuelle de cette partie de la Slovénie (Sajovic, 1908, 27).

La coquille *Sphaerium rivicola* préfère des eaux plus grandes, stagnantes et à écoulement lent. Le plus souvent, elle vit dans la boue près des rives. On l'a trouvée dans l'Europe Centrale et Orientale, mais elle ne se répand pas dans les zones septentrionales de ces régions (Ehrmann, 1956, 234; Ložek, 1964, 323). La découverte de l'espèce *Sphaerium rivicola* soutient ma proposition précédente (Pavlovac, 1967, 184), faite après l'analyse de la faune de la craie lacustre, que le lac était alors moins profond dans sa partie est.

Literatura

Ehrmann, P., 1956: Mollusken (Weichtiere) — V knjigi: Brömmer, Ehrmann & Ulmer, Die Tierwelt Mitteleuropas II, 1—264, tab. 1—13. Leipzig.

Ložek, V., 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy ÚG, 31, 1—376, tab. 1—32, 4 přílohy. Praha.

Pavlovac, R., 1960: Quaternary Fresh-water and Terrestrial Mollusks in Slovenia. — Bull. Scient., 5, 2, 41—42. Zagreb.

Pavlovac, R., 1964: Molluska from the boreholes on Ljubljansko barje (The Moor of Ljubljana). — Bull. Scient., 9, 4—5. Zagreb.

Pavlovac, R., 1967: Mehkužci iz jezerske krede na Ljubljanskem barju (Mollusca in Lacustrine Chalk of Ljubljansko Barje). — Geologija, 10, 187—187, tab. 1—10, 2 priloge. Ljubljana.

Sajovic, G., 1908: Kranjski mehkužci (Mollusca carniolica). — Izvestja Muzej. društva za Kranjsko, 18, 11—30, tab. 1. Ljubljana.

Zgornjekredni sedimenti na območju Posavskih gub

Valentin Lapajne in Ljudmila Sribar

Uvod

V letih 1969 do 1970 smo raziskali del severnega krila trojanske anti-klinale v okolici živosrebrnega rudišča Marija Reka. Neposredno severno od Šterbenkla in Žlakove peči smo po mikrofosilih določili zgornjekredni ploščasti lapornati apnenec z vložki apnene breče. Te plasti je Teller (1907) na geološki specialki Celje—Radeče (merilo 1 : 75000) uvrstil v svetle apnenec in dolomite srednje triade. Leta 1968 sta V. Ferjančič in M. Žnidarčič iste plasti, kot tudi sedimente pri Sv. Miklavžu severno od tod, uvrstila v zgornjo triado, dolomit na Žlakovi peči pa v spodnjo triado.

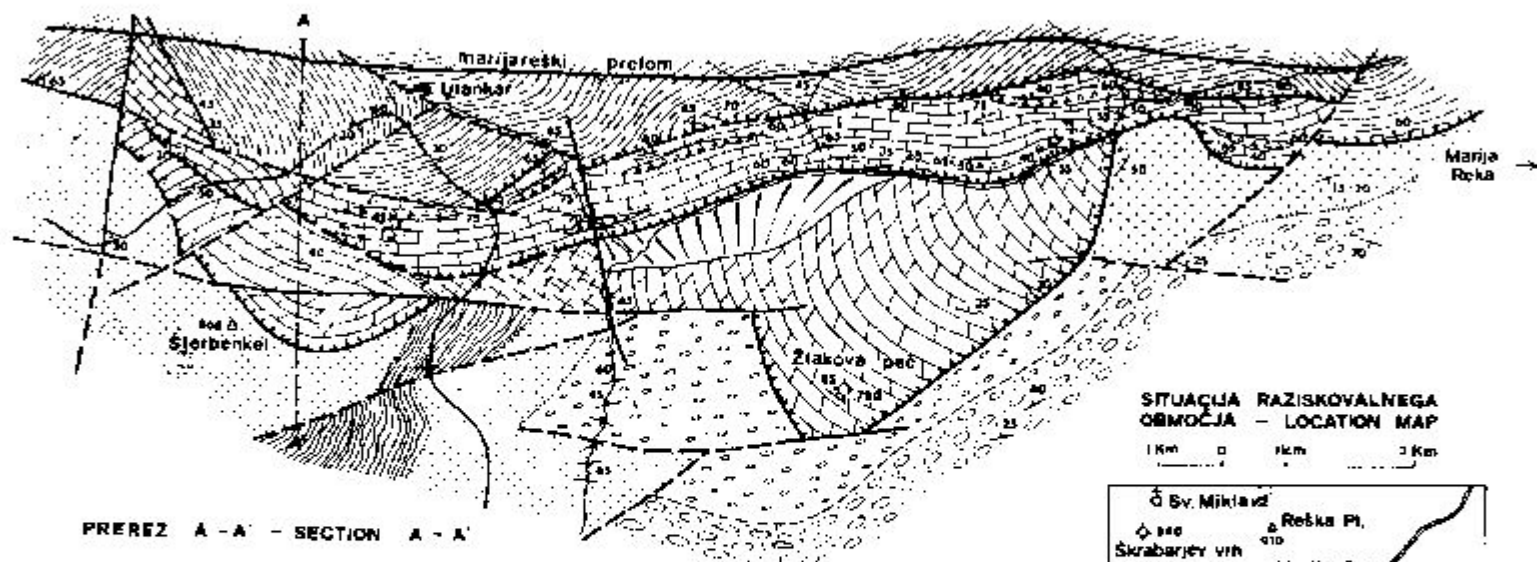
Stratigrafsko zaporedje

Na permokarbonskem sivem kremenovem konglomeratu ležijo gródenski skladi. Njihov spodnji del sestoji iz sivega in rdečega kremenovega konglomerata, ki prehaja više v sivi in vijoličasti kremenov peščenjak ter vijoličasti alevrolit in sljudni skrilavec.

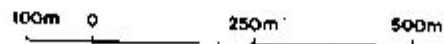
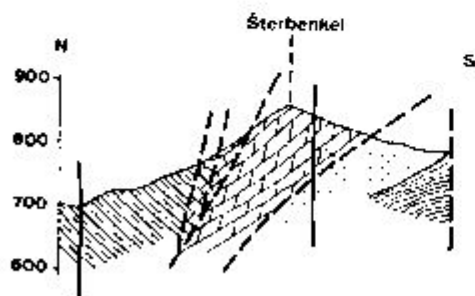
Na nagubane permokarbonske in gródenske plasti, ki se razprostirajo od zahoda proti vzhodu, je na območju Žlakove peči in Šterbenkla narinjen srednjetriadni sivi plastoviti do masivni dolomit. Neposredno vzhodno od Šterbenkla ga prekriva sivi in temno sivi ladinski apnenec z ostanki drobnozrnatega limonitiziranega tufa.

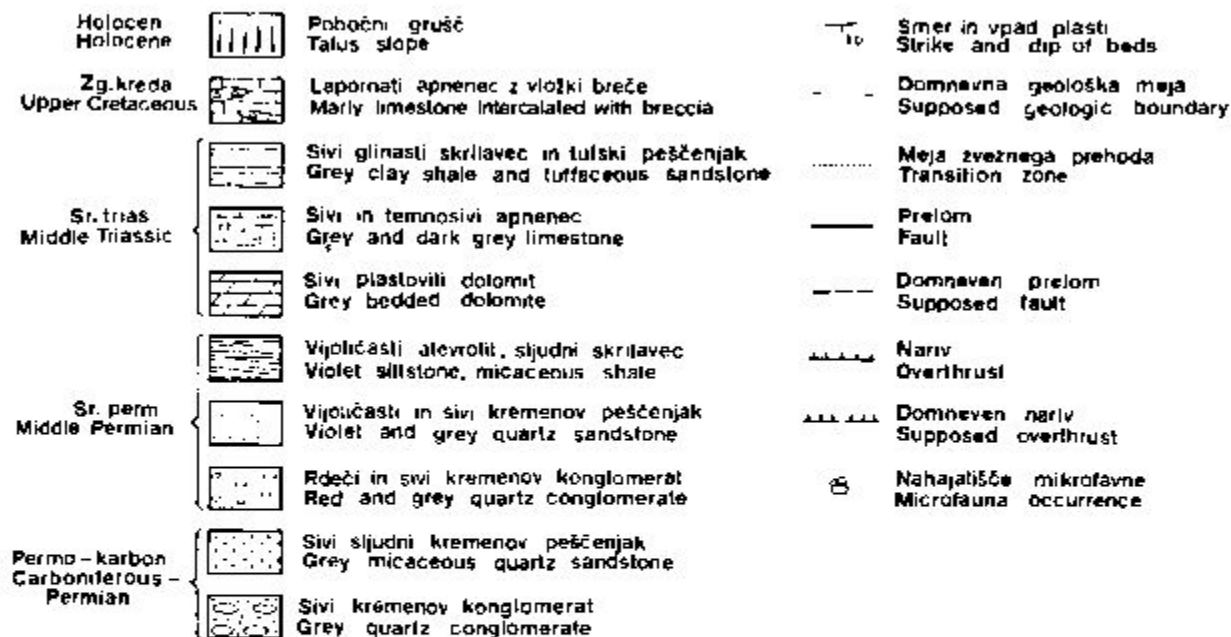
Na srednjetriadni dolomit in delno apnenec so narinjeni zgornjekredni sedimenti, ki se razprostirajo od zahoda proti vzhodu v skoraj 2 km dolgem ter 50 do 150 m širokem pasu (sl. 1). Sestojе iz ploščastega, delno skrilavega rdečkasto sivega do rjavkasto sivega lapornatega apnenca, ki vsebuje vložke breče in roženca. Vložki breče so pogostni v spodnjem, zlasti pa v zgornjem delu profila. V tem delu vsebuje apnena breča mikrofosile, na podlagi katerih smo apnenec z vložki breče in roženca uvrstili v zgornjo kredo.

Na zgornjekredne plasti sta ob marijareškem prelomu s severa narinjena ladinski sivi tufski peščenjak in temno sivi glinasti skrilavec. Proti vzhodu je del krednih in ladinskih plasti narinjen neposredno na karbonsko podlago, na zahodu pa so ladinske plast v tektonskem kontaktu z gródenskimi.



PREREZ A - A' - SECTION A - A'





Sl. 1. Položaj zgornjekrednih plasti zahodno od Marije Reke
Fig. 1. Position of the Upper Cretaceous beds west of Marija Reka



Sl. 2. Zgornjekredni lapornati apnenec z vložki apnene breče, jugovzhodno od domačije Urankar

Fig. 2. Upper Cretaceous marly limestone with calcareous breccia intercalations, southeast of the home Urankar

Mikropaleontološke raziskave

Zgornjekredni sedimenti so najlepše razgaljeni v useku ceste jugovzhodno od kmetije Urankar (sl. 2). Plasti vpadajo proti NNE pod kotom 70° do 80° . Vzorčevali smo ploščasti lapornati apnenec in vložke drobnorzne do debelorzne apnene breče.

Posamezni kosi apnenca v breči vsebujejo odlomke lupin mehkužcev, verjetno rudistov, in foraminifere: *Orbitolina* sp., *Trocholina* sp., Miliolidae in Textulariidae. Poleg foraminifer nastopajo v vzorcih še redke pito-nele in ostanki morskih ježkov. Veziva je v breči malo; sestoji iz peščene apnenca in vsebuje presedimentirane preseke rodov *Globotruncana* sp., *Orbitolina* sp. in *Cuneolina* sp. (tabla 1, sl. 1, 2.) Pomembni so ostanki globotruncan, ker dokazujejo zgornjekredno starost breče in lapornatega apnenca.

Enak razvoj plasti kot pri Šterbenklu imamo tudi pri Sv. Miklavžu. Te plasti je uvrstil Grad (1969) v psevdofiljske sklade wengenske stopnje. V vzorcu apnene breče, ki ga je prinesel V. Ferjančič (1968), smo določili algo *Clypeina jurassica* Favre in *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). Poleg alg nastopajo še Miliolidae, Textulariidae in ostanki morskih ježkov (tabla 2, sl. 1). Na podlagi klipelin smo vzorce uvrstili v zgornjo

juro. Pri ponovnem vzorčevanju smo sedaj v kosih breče našli presedimentirane foraminifere *Trocholina* sp. in *Orbitolina* sp. Na podlagi teh najdb uvrščamo brečo v zgornjo kredno. Podobno brečo je B. Aničić prinesel iz okolice Zaloga jugovzhodno od Jurkloštra. Vsebuje presedimentirane oolomke orbitolin in lepo ohranjeno troholino. Poleg foraminifer so v vzorcu še ostanki krinoidov in morskih ježkov (tabla 2, sl. 2). Enake zgornjekredne plasti smo našli še dalje proti jugovzhodu na severnem in južnem pobočju Bohorja. V vzorcu lapornatega apnenca severozahodno od Brezovega smo določili foraminifero *Globotruncana* ex. gr. *linnetiana*, ki kaže na zgornjekredno starost. V kosih breče pa smo določili foraminifere *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp. in *Miliolidae* (L. Šriбар, 1960).

Sklep

Apnena breča, ki nastopa kot vložek v lapornatem apnencu na več krajih litijske in trojanske antiklinale, vsebuje v kosih foraminifere *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp., *Trocholina* sp. in alga *Clypeina jurassica* ter ostanke krinoidov in morskih ježkov. Fosilni ostanki kažejo na to, da izvirajo kosi breč iz jurskega in krednega apnenca. *Globotruncane* v vezivu breče dokazujejo zgornjekredno starost. V lapornatem apnencu smo doslej našli *globotruncane* le severozahodno od Brezovega.

Že doslej znana nahajališča (Grad, 1960; Kuščer, 1967) in novo najdeni erozijski ostanki zgornjekrednih plasti kažejo na njihovo precejšnje razširjenost v Posavskih gubah. Enak razvoj zgornjekrednih plasti sledimo z območja Posavskih gub na Medvednico v severnem delu Hrvaške (L. Babić, I. Gušić i D. Neděla, 1973).

Zanimiva je najdba alge *Clypeina jurassica* pri Sv. Miklavžu. To je doslej najsevernejše nahajališče te alge pri nas.

Upper Cretaceous Deposits in the Sava Folds

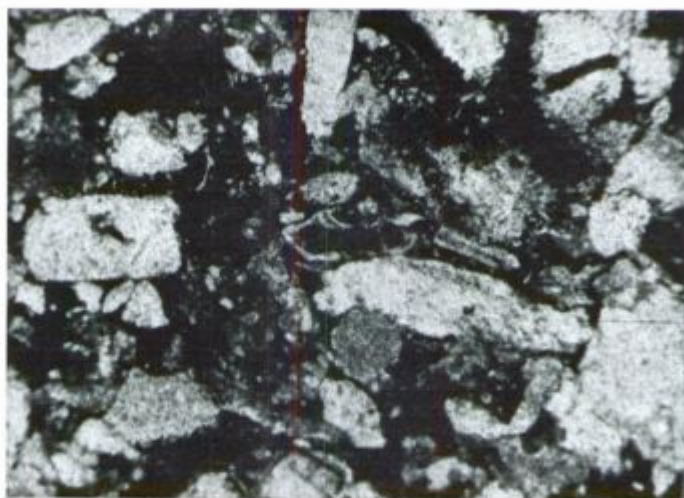
Valentin Lapajne and Ljudmila Šriбар

Abstract

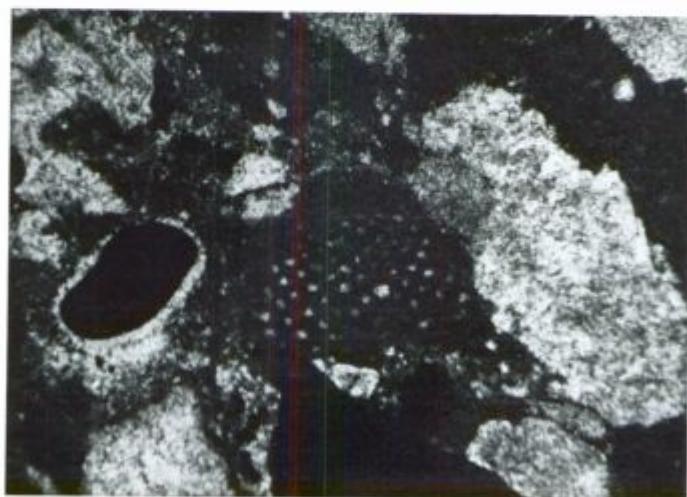
The calcareous breccia, that appears as an intercalation in the marly limestone in several places in the Litija and Trojanc anticlines of the Sava Folds, contains in the rock fragments the foraminifers *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp., *Trocholina* sp., and alga *Clypeina jurassica* as well as remnants of crinoids and sea urchins. These fossils prove the geological age and origin of the breccia fragments derived from Jurassic and Cretaceous limestones. *Globotruncanas* in the breccia cement, however, prove its deposition in Upper Cretaceous.

The foraminifer occurrences as known up to now indicate a rather wide spread of the Upper Cretaceous beds in the Sava Folds. According to L. Babić, I. Gušić and Devidé-Neděla (1973) the same deve-

Tabla — Plate 1

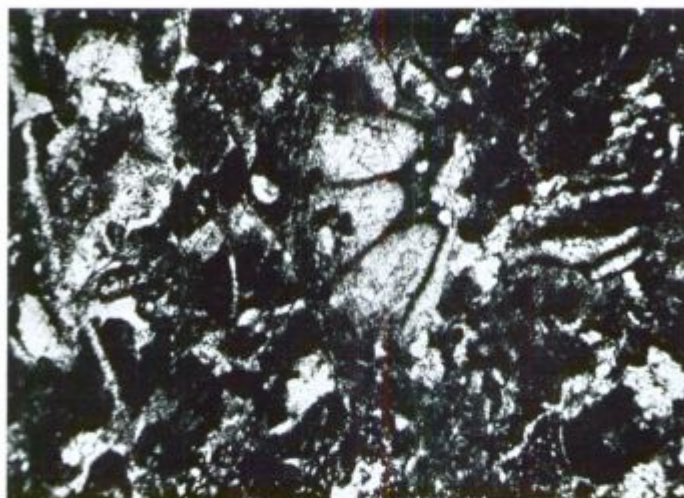


Sl. 1. *Globotruncana* sp. in odlomki rudistov v zgornjekredni breči, 35 ×, jugovzhodno od kmetije Urankar št. zb. 816-26879
Fig. 1. *Globotruncana* sp. and rudistid fragments in the Upper Cretaceous breccia, 35 ×. SE of the home Urankar



Sl. 2. Apnena breča z *Orbitolina* sp., 35 ×, zgornja kreda, jugovzhodno od kmetije Urankar, št. zb. 113-27310
Fig. 2. Calcareous breccia including *Orbitolina* sp., 35 ×, Upper Cretaceous, SE of the home Urankar

Tabla — Plate 2



Sl. 1. *Clypeina jurassica* iz apnene breče, Sv. Miklavž, 35 ×, zb. 17196a-17043
Fig. 1. *Clypeina jurassica* from the calcareous breccia, 35 ×, Sv. Miklavž



Sl. 2. *Orbitolina* sp., *Trocholina* sp. in ostanki morskih ježkov iz zgornjekredne breče, 35 ×, Zalog pri Jurkloštru št. zb. 12167/3-26790
Fig. 2. *Orbitolina* sp., *Trocholina* sp. and sea urchin remains in the Upper Cretaceous breccia, 35 ×, Zalog pri Jurkloštru

lopment of Upper Cretaceous beds can be followed from the Sava Folds towards the Medvednica in Northern Croatia.

Of interest is the occurrence of the alga *Clypeina jurassica* near Sv. Miklavž. This is the northernmost occurrence known up to now of this alga in our country.

Literatura

Babić, L., Gušić, I., Devidé - Nedéla D. 1973, Senonski kršnici na Medvednici i njihova krovina. Geološki vjesnik, sv. 23, Zagreb.

Ellis, B. et Messina A.R. 1940—1972, Catalogue of Foraminifera. Special Publ. Am Mus. of Nat. Hist. New York.

Ferjančič, I., Znidarčič M. 1968/69, Geološka karta 1 : 25.000, list Prebold in Zabukovica 13. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Grad, K. 1960, Obvestilo o raziskavah krednih sedimentov v Posavskih gubah. Geologija 6, Ljubljana.

Grad, K. 1969, Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. Geologija 12, Ljubljana.

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija 10, Ljubljana.

Lapajne, V. 1970, Geološke raziskave na območju M. Reke v letu 1969. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Lapajne, V. 1973, Geološke raziskave na območju M. Reke v letu 1972. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Šribar, L. 1960, Mikropaleontološka preiskava vzorcev iz mezozojskih kamenin iz okolice Blance in Planine pri Sevnici. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Šribar, L. 1969, Mikropaleontološko poročilo o vzorcih z lista Celje. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Teller, F. 1907, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen, Mitt. d. geol. Ges. XVI, Wien.

Poborske metamorfne kamenine II

Ančka Hinterlechner-Ravnik

Vsebina

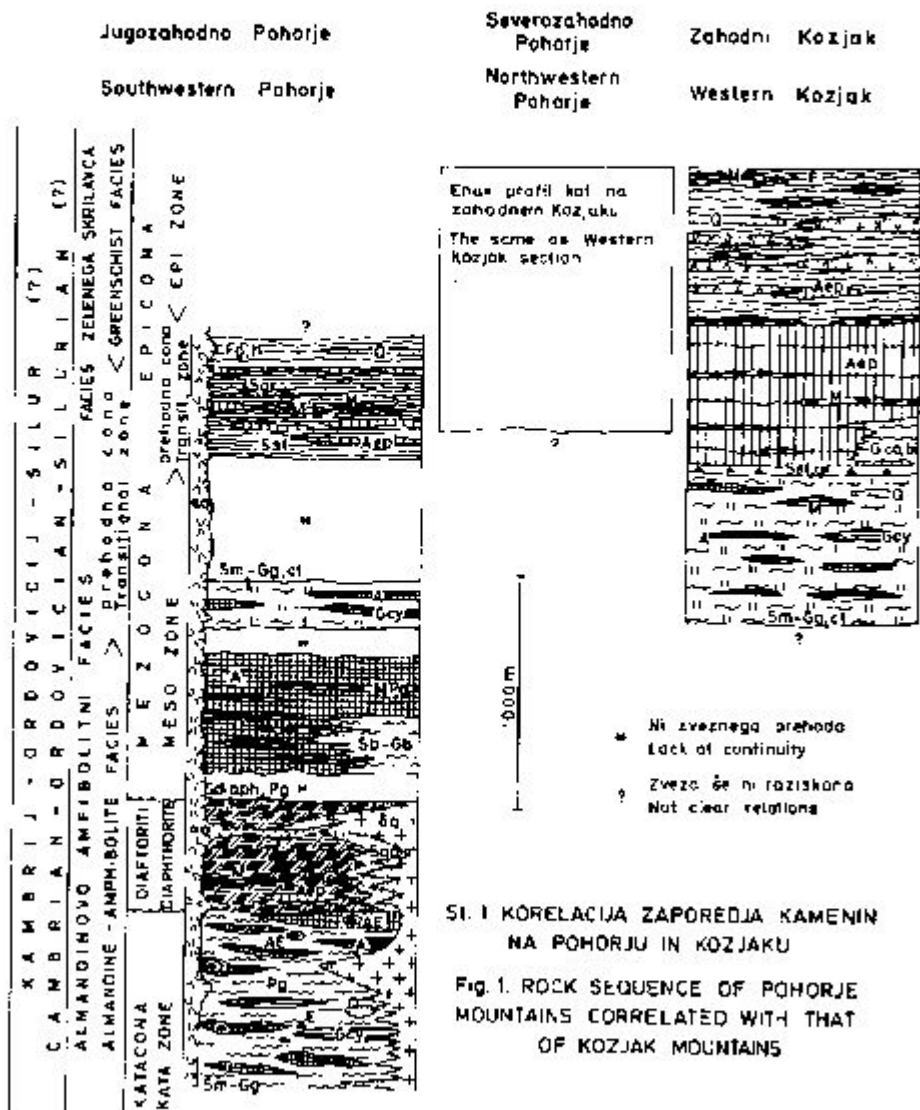
Uvod	245
Petrografija kamenin	249
Kamenine zelenega skrilavca in prehodne cone	249
Blestnik in amfibolit z vložki marmorja, kvarcita in pegmatitnega gnajsa	252
Očesni gnajs, muskovitno biotitni gnajs in pegmatitni gnajs	254
Diaforitni almandinovo muskovitni blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom	254
Vpliv tektonike na kristalizacijo metamorfnih kamenin	258
Stratigrafija metamorfnih skladov	258
Povzetek	260
The Metamorphic Rocks of Pohorje Mountains II (Abstract)	261
Literatura	263

Uvod

V nadaljevanju petrografskih raziskav na Pohorju sem kartirala njegovo južno obrobje.

Kamenine zelenega skrilavca in prehodne cone ter kamenine stavrolitnega subfaciesa sem določila na podlagi profiliranja severozahodnega Pohorja in po vzorcih osnovne geološke karte Slovenj Gradca. Vzorce je nabrala skupina geologov oddelka za geološko kartiranje Geološkega zavoda (Dozet, 1969; Mioč, 1971 in 1972). Kamenine prehodnega območja med obema faciesoma, očesni gnajs in diaforitne kamenine sem kartirala v sedanji raziskovalni fazi na jugozahodnem Pohorju med Dovžani in Črnim vrhom.

Kamenine opisujem glede na stopnjo metamorfoze po Winklerju (1967). Za primerjavo podajem uvrstitve posameznih skupin v anhicono, epicono, mezocono in katacono. Pri klasifikaciji se ravnam po Fritschevih predlogih za poimenovanje metamorfnih kamenin na podlagi količine posameznih mineralnih sestavin in njihove zrnivosti (Fritsch in dr., 1967). Nadrobneje opisujem kamenine zelenega skrilavca in prehodne cone med obema Barrowima faciesoma.



Explanation of Fig. 1

Dark-grey phyllite with appearance of small-sized and colourless garnet; inclusions of green schist with blue-green hornblende (Fig. h). Blue-grey marble (M) with subordinate silicate fragments.

Fine-grained chlorite-muscovite schist with small-sized staurolite and pale-pink garnet (Sst). Inclusions of amphibole schist with epidote and chlorite (Aep), quartzite (Q), meta-keratophyre and its tuff (X'), blue-grey marble (M), and graphite slate (Sgr).

Hornblende-biotite dacite (dq), Tertiary.

Garnet-biotite-muscovite schist and gneiss with chloritoid (Sm-Gg, ct), inclusions of amphibolite (A) and almandine-disthene flaser gneiss (Gcy).

Amphibolite and amphibole schist with epidote and chlorite (A). Numerous inclusions of white marble (M) in intimate association with pegmatite gneiss (Pg). Lateral transition to fine-grained biotite-gneiss with garnet and andesine (Sb-Gb).

Diaphthorite almandine-muscovite schist and gneiss (Sdiaph) derived from retrogressively altered almandine-muscovite schist and gneiss. Inclusions of pegmatite gneiss (Pg), scarce amphibole schist (Aep) and marble (M).

Along the contact with tonalite (dq) the diaphthorite almandine-muscovite schist and gneiss (Sdiaph) are recrystallized to andalusite schist and gneiss (Sad).

Almandine-biotite-muscovite schist and gneiss (Sm-Gg), characterized by disthene and staurolite. It comprises small bodies of amphibolite (A), eclogite (E), amphibolite-eclogite (AE), quartzite (Q), and almandine-disthene flaser gneiss (Gcy). All of them are cut by pegmatite gneiss (Pg).

Calcareous phyllite and phyllites with prevailing quartz, sericite-muscovite, calcite, chlorite-pennine, epidote, albite, and green biotite respectively (F). The characteristic rocks: meta-keratophyre, its tuff (X'), and blue-grey, seldom white marble, including quartz, meta-keratophyre and phyllite fragments. The amount of amphibole is gradually increasing.

Amphibole schist with chlorite and biotite (Aep), epidote schist, amphibolite, and white marble (M). The characteristic rock is meta-dabase with unaltered augite crystals. Green biotite is gradually replaced by the red one, albite by oligoclase. Lateral transition to fine-grained chlorite-biotite phyllite-gneiss (Geo, bl).

Biotite-muscovite schist and gneiss with porphyroblasts of red garnet and staurolite. The last reaches the size of three cm (Sst, gr).

Garnet-biotite-muscovite schist and gneiss with chlorite, chloritoid, staurolite, and disthene (Sm-Gg, ct). Biotite is red-brown. Scarce inclusions of white marble (M), dark-grey quartzite (Q), amphibolite with epidote (A), garnet-disthene flaser gneiss (Gcy), and exceptionally pegmatite gneiss.

Besedilo k sl. 1

Temno sivi filit z drobnim brezbarvnim granatom in vključki zelenkastega skrilavca z modrikasto rogovačo (Fg, h). Modrikasto sivi marmor (M) s silikatnimi drobci.

Finozrna kloritno muskovitni blestnik z drobnim stavrolitom in rožnatim granatom (Sst). Vključki amfibolovega skrilavca z epidotom in kloritom (Aep), kvarcita (Q), keratofirja in njegovega tufa (X'), modrikasto sivega marmorja (M) in grafitnega skrilavca (Sgr).

Rogovačno biotitni dacit (αq), terčar.

Granatov biotitno muskovitni blestnik in gnajs s kloritoidom (Sm-Gg, ct). Vključki amfibolita (A) in protastega almandinovo distenovega gnajsa (Gcy).

Amfibolit in amfibolov skrilavec z epidotom in kloritom (A). Pogostni vključki belega marmorja (M), in ob njem pegmatitnega gnajsa (Pg). Lateralni prehod v drobnozrnat biotitni gnajs z granatom in andezinom (Sb-Gb).

Diatoritni almandinov muskovitni blestnik in gnajs (Sdiaph), ki je nastal iz retrogradno spremenjenega almandinovo muskovitnega blestnika in gnajsa. Pogosten je pegmatitni gnajs (Pg), redek amfibolov skrilavec (Aep) in marmor (M).

Ob kontaktu s tonalitom (Zq) je diatoritni blestnik in gnajs (Sdiaph) spremenjen v andaluzitni blestnik in gnajs (Sad).

Almandinov biotitno muskovitni blestnik in gnajs (Sm-Gg) z distenom in stavrolitom. Vsebuje vključke amfibolita (A), eklogita (E), amfibolitnega eklogita (AE), kvarcita (Q) in protastega almandinovo distenovega gnajsa (Gcy). Vsi vsebujejo pegmatitni gnajs (Pg).

Apneni filit in drugi filiti s prevladujočim kremenom, sericitom-muskovitom, kalcitom, kloritom-peninom, epidotom, albitom, oziroma zelenim biotitom (F). Značilne kamenine so metakeratofir in njegov tuf (X') ter modrikasto siv redko bel marmor (M), ki vsebuje zrna kremenca, metakeratofirja in filita. Postopoma narašča količina amfibola.

Amfibolov skrilavec s kloritom in biotitom (Acp), epidotov skrilavec, amfibolit, amfibolovec in bel marmor (M). Ohranjen je metadiabaz z uralitiziranim avgitom. Z globino je zeleni biotit postopoma nadomeščen z rdečim, in albit z oligoklazom. Lateralni prehod v drobnozrnat kloritno biotitni filitni gnajs (Gcu, bi).

Biotitno muskovitni blestnik in gnajs s porfireblasti rdečega granata in stavrolita. Kristali stavrolita dosežejo 3 cm (Sst, gr).

Granatov biotitno muskovitni blestnik in gnajs s kloritom, kloritoidom, stavrolitom in distenom (Sm-Gg, ct). Biotit je rdečkast. Redki vključki belega marmorja (M), temnosivega kvarcita (Q), amfibolita z epidotom (A), protastega almandinovo distenovega gnajsa (Gcy) in izjemoma pegmatitnega gnajsa.

Petrografija kamenin

Na zahodnem Pohorju in zahodnem Kozjaku nastopajo naslednje metamorfne kamnine, ki so prikazane tudi na sliki o zaporedju metamorfnih kamenin (sl. 1).

1. Najmanj metamorfozirana skupina vsebuje kamnine zelenega skrilavca s prehodom v almandinovo amfibolitni facies.

2. Blestnik in amfibolit z vložki marmorja in kvarcita, ki spadajo v stavrolitni subfacies almandinovo amfibolitnega faciesa.

3. Očesni gnajs, drobnozrnati biotitni gnajs in pegmatitni gnajs, ki so najgloblji del metamorfnih kamenin na Pohorju.

4. Diafioritni almandinov muskovitni blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom, ki predstavljajo retrogradno spremenjen srednji del pohorskih kamenin.

Naštete kamnine ne predstavljajo zveznega profila in so pogosto v tektonskih kontaktih.

Kamenine zelenega skrilavca in prehodne cone

Po klasičnem profilu metamorfnih kamenin v Centralnih Alpah leži nad zelenim skrilavcem temno sivi fillit z redkimi vložki meljevca, apnenca in tufa. Te kamnine predstavljajo prehod med anhibicono in epicono. Na Pohorju so razširjene na Veliki Kopi in zahodno od nje.

Pod njimi slede neenakomerno debele plasti modrikastega in belega marmorja. Po stopnji metamorfoze ustreza marmor zgornjemu delu zelenega skrilavca, oziroma zgornji epiconi. Zelo verjetno pripadajo temu horizontu na Pohorju apnene kamnine vzhodno od Otiškega vrha. Pri dosežanjih raziskavah v njih nismo našli konodontov.

Slede zelo različne kamnine zelenega skrilavca, ki jih delimo na dva dela. Zgornji del vsebuje značilne apnene filite in kisle metavulkanite. Po stopnji metamorfoze obsega ta del zelenega skrilavca globlji horizont kloritnega subfaciesa, biotitni subfacies in prehaja v almandinov subfacies. Meje subfaciesov niso ostre. Te kamnine ustrezajo epiconi. Za spodnji del zelenega skrilavca so značilni bazični metamorfozirani vulkaniti z amfibolitom, ki pripadajo almandinovemu subfaciesu in prehajajo že v stavrolitni subfacies. Primerjam jih s kameninami med epicono in mezocono. Debelina obeh delov je približno 1000 m.

Zeleni skrilavec je razdelil že A. Kieslinger (1929) na svoji karti »Spodnji Dravograd« v zgornji in spodnji del; zgornjega je imenoval fillitu podoben diafiorit, v spodnjega pa je štel zeleni in uralitni skrilavec (amfibolit). Še Tollmannu (1963) je bil ta »diafioritni« nivo v Centralnih Alpah dokaz za alpska narivanja. Vendar te kamnine niso retrogradno spremenjene, temveč vsebujejo značilne kisle metavulkanite: prvotni alkalni trahit, trahit in njuna tufa. Fritsch (1961) je prvi določil keratofir v ekvivalentnih plasteh v Krških Alpah. Na Svinški planini so opisali dobro ohranjene kisle metavulkanite Kleinschmidt & Wurm (1966) in Thiedig (1966). V istem horizontu so kislil metavulkaniti razširjeni tudi na Pohorju in na Kozjaku. Kemična analiza metakeratofirja (vz. 31710/25006, Mioč, 1972, str. 13), ki ima le delno albitizirane kristale mikrokliniziranega ortokla-

za, kaže, da vsebuje 3,5 % K_2O in 2,3 % Na_2O . Vtrošnikov kremenca ni, po analizi pa je veliko kremenca v osnovi (72,9 % SiO_2). Albit vsebuje do 3 % an. Kot optičnih osi mikrokliziranega ortoklaza 2Vx 100°. Albit ima ponekod strukturo šahovnice, kar dokazuje njegov nastanek iz sanidina. Po petrografski in kemični sestavi je metakeratofir enak opisanemu metakeratofirju v literaturi.

Zeleni skrilavec se nahaja na južnem Pohorju v ozkem tektonsko razvlečenem pasu med Zročami in Vitanjem. Dobro je razkrit vzhodno od Dravograda na obeh bregovih Drave. Najdemo ga med Dravogradom, Trbonjami in Otišnikom ter južno od Vuhreda. S severozahodnega Pohorja se nadaljuje zeleni skrilavec na zahodni Kozjak in se zelo razširi severno od Mute. Na Remšniku približno na območju Otiča je ta nivo zelo stanjšal. Pasovi zelenega skrilavca se raztezajo od zahoda proti vzhodu in vpadajo povečini proti jugu. Od juga proti severu prihajajo na površje vedno globlje plasti, razen v dolini Vuhredščiće, kjer je obratno zaporedje. Zaradi tektonike ponekod določene plasti manjkajo.

Precej popoln profil nizko metamorfoziranih kamenin zelenega skrilavca najdemo severno od Mute. V apnenem horizontu nastopajo apneni filit z redkimi lečami modrikasto sivega laminiranega marmorja, metakeratofir z metamorfoziranimi tufi, bel kvarcit s prehodi v filit in tuf. Kvarcit je ponekod mikrobrečast in rumenkasto prepereva. Marmor vsebuje pogosto vključke kremenca, plagioklaza in zoisit-epidota ter lapile kisle sestave in sericitno muskovitne filitne fragmente (tabla 1, sl. 1 in 2). Najdemo jih v raznih delih profila. Filitni fragmenti so za marmor značilni, medtem ko so v drugih kameninah manj izraziti. Biotit je v tem horizontu zelen.

Enake kamenine so razvite južno od Vuhreda, kjer opazujemo številne lečaste vključke modrikasto sivega laminiranega marmorja, ki so verjetno tektonske ponovitve. Skrilavce prekrivajo sedimenti štalensko-gorske serije in miocena.

Pod apnenim filitom je razvit zelenkast drobnozrnat skrilavec z zelo različno količino sericita, muskovita, klorita, zelenega biotita, epidota, albita, neprosojnega minerala in redkega turmalina. Predstavlja metamorfozirane tufe in tufite. Pravi filit, to je sericitno muskovitni kremenov skrilavec, je redek. Značilen je metakeratofir s tufskimi različki. Klastična struktura debelozrnatih različkov je ohranjena. Fina diferenciacija kamenin je pogojena že s prvotno sedimentacijo. Lineacija je dobro izražena v kameninah, ki vsebujejo več belih mineralov. Ta del zelenega skrilavca nastopa v nadaljevanju profila proti severu nad Muto in nad Otiškim vrhom. V njem postopoma narašča količina rogovača in kamenine prehajajo v pravi zeleni skrilavec značilne temno zelene in rumenkasto zelene barve, ker vsebujejo v glavnem zelene minerale. Razširjene so predvsem ob bregovih Drave med Dravogradom in Muto oziroma Trbonjami. Rogovača je zelenkasto modro plicohroična, ponekod brezbarvna. Biotit je zelen, a postopoma je več rdečega. Klorit je brezbarven, relativno visoko dvolomen Mg-različek, ki pripada sheridanitu in grochautu (Neugebauer, 1970, str. 35). Epidot prevladuje nad zoisitom. Manj je albita, albitnega oligoklaza, oligoklaza in kremenca.

Akcesorni so neprosojni minerali, titanit in turmalin. Po razporeditvi neprosojnega minerala včasih še slutimo prvotne tufske fragmente. Najbolj bazični različki, ki vsebujejo samo rogovačo, so redki. Zanimivi so metadiabazi z ohranjenimi uralitiziranimi kristali avgita, velikimi do 3 mm v zelo drobnozrnati osnovi paličaste rogovače in klorita ter z malo saličnih mineralov. V uralitiziranem avgitu je rogovača neenotna, včasih lamelarna, zelenkasto modra do brezbarvna.

Posebnost je prsten rjavkast zelo drobnozrnat kloritni muskovitno biotitni gnajs z desetinko mm velikim brezbarvnim granatom in oligoklazom, ki je razširjen v globljem delu zelenega skrilavca, zlasti na Kozjaku.

V kameninah zelenega skrilavca nastopajo tanke bele žilice albita, klorita, penina in žarkovitega laumontita (tabla 2, sl. 1). Žilice so potektonske.

V globlji del prehodne cone štejem kamenine na manjši površini zahodno od Turčičnika na Pohorju. Prevladuje finoizrnat blestnik. Njegova zrnavost je prehodna med filitom in blestnikom. Velikost mineralov sljude je okrog 0,2 mm. Barve je sivkaste ali zelenkaste, kar je odvisno od količine komponent: dvoimnega klorita, muskovita, rdečkastega biotita in neprosojnega minerala. Rdečkast granat je redek; njegovi kristali so veliki le nekaj desetink mm. Značilen pa je nekaj desetink do 3 mm velik stavrolit, ki je zaradi neprosojnih vključkov temno zelen (tabla 2, sl. 2). Razporeditev vključkov dokazuje njegovo prvo fazo kristalizacije. Podobno vsebujejo drobni kristali oligoklaza fine neprosojne vključke, razporejene prečno na skrilavost kamenine. Megaskopska struktura dveh različkov blestnika je zelo značilna. Prvi je valovito skrilav v centimetrskih dimenzijah. Ima mehke svetlikajoče se površine ter velike kristale muskovita poleg sericita in klorita. Kristali muskovita so krpasto združeni in nabrani (tabla 3, sl. 1). Drugi različek je bolj gladko skrilav; po ploskvah skrilavosti vidimo le fino nabranost v dimenzijah desetink mm. To je posledica prečne kristalizacije muskovita in biotita. Kristalizacija sljud je potektonska (tabla 3, sl. 2). Poleg blestnika nastopata zeleni amfibolov skrilavec s kloritom in z epidotom in zelo redko pegmatitni gnajs, ki ga tu prvič srečamo v profilu metamorfnega zaporedja.

Manj metamorfozirane značilne kamenine tega horizonta pa so svetlo siv drobnozrnat kvarcit z muskovitom in grafitni skrilavec; sivkast apnen biotitno kloritni skrilavec, ki vsebuje povečini primes verjetno tufskega plagioklaza; zelenkast fino ploščast kremenovo kloritni skrilavec s plagioklazom, verjetno tufskega porekla; povečini modrikasto siv laminiran marmor s silikatnimi in filitnimi vključki; redek je bel in siv metakeratofir, ki prehaja v kvarcit; značilen je črn ploščast kremenovo filitni skrilavec, ki je zelo drobnozrnat in vsebuje posamezne kristale kloritiziranega in zoisitiziranega granata, velike do 3 mm, ter posamezne zelenkaste lamine z modrikasto rogovačo (tabla 4, sl. 1).

Manj metamorfozirane kamenine leže konkordantno med drobnozrnatim blestnikom s stavrolitom in ne dajejo videza tektonske vgnetenosti.

Drobnozrnat blestnik je ponekod delno drugod popolnoma spremenjen v diaforitni blestnik, vendar je idiomorfna oblika kristalov po-

gosto ohranjena. Stavrolit in plagioklaz sta sericitizirana, granat in rogovača pa kloritizirana. V horizontu diafioritnega almandinovo muskovitnega blestnika in gnajsa kažejo bolj groba zrnavost, velik skoraj popolnoma kloritiziran rdeči granat in stalna prisotnost sericitiziranega pegmatitnega gnajsa na prvotni globji nivo. Stavrolit prve faze kristalizacije, ki je za naše območje za stopnjo metamorfoze značilen, omejuje na Svinški planini nekoliko nižje v profilu (Kleinschmidt, 1970, str. 106).

Blestnik in amfibolit z vložki marmorja, kvarcita in pegmatitnega gnajsa

V precej obsežnem prehodnem območju obeh faciesov Barrowe faciale serije, ki ustreza istočasno zgornjemu delu mezocene, opazujemo že izrazito kristaliziran blestnik in gnajs. Zanj so značilni majhni in centimetrski kristali stavrolita in granata, na Svinški planini tudi disten. Zelo značilni so idiomorfni kristali in mreža finih vključkov v njih, po katerih sklepamo na tektonsko dogajanje med njihovo rastjo. Klorit polagoma izginja. Poseben pomen ima kloritoid, ker nastopa v zaporedju metamorfnih kamenin samo v tem horizontu. V njegovem globljem delu je razvit amfibolit, ki se ne razlikuje od više ležečega amfibolita iz globjega nivoja zelenega skrilavca. Na tanke plasti marmorja v amfibolitu so v tem nivoju vezani tudi najvišji pogostni pojavi pegmatitnega gnajsa.

Blestnik in gnajs z značilnimi porfiroblasti je razvit na zahodnem Kozjaku v talnini globjega nivoja zelenega skrilavca. Prehod je oster, kar je odvisno od prvotne litološke razlike: blestnik je nastal iz glinasto peščenih sedimentov, zeleni skrilavec pa iz srednje bazičnih vulkanskih kamenin, ki so se povečini pomešale s sedimenti. Ker najdemo blestnik s kloritoidom, stavrolitom in granatom na celotnem severozahodnem Kozjaku, sklepam, da gre verjetno za tektonske ponovitve. Navidezna debelina tega horizonta je najmanj 500 m, na Svinški planini pa le 150 m. Marmor, amfibolit, kvarcit in pegmatitni gnajs so redki. Globji mezoconalni deli nastopajo na Kozjaku proti vzhodu. V Ožbalskem jarku najdemo manjše leče serpentinita v distenovem protastem dvo-služdnem blestniku in gnajsu z redkimi granati, velikimi 1 cm (Mioč, 1972).

Po dosedanjih podatkih je blestnik z velikimi kristali granata in s kloritoidom na Pohorju manj značilno razvit. V Vuhredskem jarku mu ustreza v talnini drobnozrnatega oligoklaznega amfibolita z epidotom in kalcitom (vz. 71/23473) drobnozrnat biotitno muskovitni blestnik z drobnimi in velikimi granati ter drobnim stavrolitom, rekristaliziranim v nizce; vsebuje tudi Mg-klorit.

Na Pohorju nad Dovžami severno od Tomažiča pa leži ta nivo tektonsko omejen med zelo drobnozrnatim blestnikom, diafioritnim almandinovo muskovitnim blestnikom in očesnim gnajsom. Nastopa predvsem značilni muskovitni blestnik z velikim in drobnim granatom ter kloritoidom, plavajočim v sericitnem agregatu (tabla 4, sl. 2). Je precej retrogradno spremenjen. Vsebuje tanjše vključke amfibolita in protastega sericitiziranega distenovega gnajsa z granatom. V blestniku so tudi drobni conarni kristali zoisita-epidota. Pegmatitni gnajs je redek.

Nekoliko globji deli, ki so najbolj razširjeni, pripadajo neenakomerno zrnatemu amfibolitu z epidotom in kloritom, ki vključuje tanke plasti belega marmorja in številne žile pegmatitnega gnajsa s turmalinom. Opazujemo lateralne prehode v drobnozrnat biotitni gnajs z drobnim granatom in v drobnozrnat muskovitni kvarcit. Plagioklaz v amfibolitu je oligoklazni andezin, plagioklaz v biotitnem gnajsu pa andezin. Amfibolit in pegmatitni gnajs sta pogosto zelo kataklazirana. V zbruskih opazujemo celo psevdotahilitna območja.

Na meji med zelenim skrilavcem in kloritoidnim blestnikom, torej na meji med epizono in mezozono nastopa biotitno muskovitni blestnik z granatom in stavrolitom. Kristali stavrolita so veliki do tri centimetre, kristali granata pa majhni, dosežejo le 2 do 3 mm. Prevladuje zeleno pleohroičen biotit, rdeče pleohroičnega je manj. Plagioklaz in kremen sta redka. Stavrolit je idiomorfen, včasih izometričen in obdan tudi s terminalnimi ploskvami, kar je redkost. Nekateri kristali so dvoj-
dični in podolgovati. Tudi granat je navadno idiomorfen in obdan od ploskev (110). V stavrolitu in granatu je ohranjena interna struktura, nakazana z neprosojnimi vključki in s kremenom; v granatu je zelo fina, v stavrolitu pa groba. Obod granata je brez vključkov, kar kaže na večfazno kristalizacijo, ki je glede na sigmoidno nanizane fine vključke v jedru predtektonska in sintektonska. Conarni granat je vključen tudi v velikem kristalu stavrolita. To dokazuje, da je v končni fazi kristalizacije stavrolit lahko nadomestil granat. Tudi veliki vključki, ki nakazujejo interno strukturo v stavrolitu in so ob obodu le rahlo zasukanani, bi dokazovali mlajšo rast tega minerala. Obrobek stavrolita je včasih sericitiziran. Opazujemo tudi nekaj mm velike popolnoma sericitizirane kristale, ki so morda pripadali prvotno distenu. Veliki kristali niso bili tektonsko deformirani. Sljuda je fino mimetsko nabrana, a tudi prečno orientirana.

Biotitno muskovitni blestnik z granatom in stavrolitom je razširjen na Kozjaku ob potoku Velka in severneje ob Bistrici (tabla 5, sl. 1). Pas tega blestnika se razteza več kilometrov daleč. Nastopa tudi na Svinški planini (Kleinschmidt, 1970), kjer se izmenjuje z granatovim blestnikom. Granat je tam velik več centimetrov.

Pod blestnikom z velikimi idiomorfnimi kristali stavrolita vidimo na dvosljudnem blestniku in gnajsu s kloritoidom sledove močnih deformacij in večfazno kristalizacijo (tabla 5, sl. 2). Zaporedje kristalizacije je različno od vzorca do vzorca in zelo komplicirano. Opazujemo dve ali več faz kristalizacije kloritoida, granata in stavrolita (tabla 6, sl. 1). Kloritoid predstavlja v nekaterih vzorcih začetno in končno fazo kristalizacije. V prvem primeru nastopa z značilno interno strukturo v granatu, v zadnjem primeru je lahko retrogradni produkt stavrolita. Granat je idiomorfen, pa tudi zelo korodiran. Poleg kristalov granata, velikih 1 cm, opazujemo zelo drobna idiomorfna zrna granata. Stavrolita in kloritoida ne vidimo na oko. Posebno stavrolit je v vseh kameninah možno zamenjati s turmalinom. Biotit je zelen in rdeč. Vzorci so delno sericitizirani in kloritizirani.

Očesni gnajs, muskovitno biotitni gnajs in pegmatitni gnajs

Najgloblji del pohorskih metamorfnih kamenin predstavlja drobnozrnat muskovitno biotitni gnajs z očesnim in pegmatitnim gnajsom. Skrajni zahodni del območja očesnega gnajsa seže do Dovž, kjer je tektonsko prekinjen. Gnajs je antiklinalno naguban. Gube imajo glavno smer vzhod—zahod. Pogosto je na mejnih območjih foliacija bolj strmo nagnjena. Očesni gnajs se zmenjuje z muskovitno biotitnim gnajsom, ki je brez porfiroblastov in ponekod levkokraten. Petrografsko sem opisala gnajse tega horizonta v prejšnjem delu (Hinterlechner-Ravnik, 1971, str. 204). Gnajsi ne vsebujejo mineralov, značilnih za stopnjo metamorfoze.

Diafioritni almandinovo muskovitni blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom

V prejšnji razpravi (Hinterlechner-Ravnik, 1971, str. 196) sem te kamenine imenovala almandinov filitni blestnik in gnajs. Predstavljajo značiln horizont, debel okrog 500 m. Njihova rekristalizacija v nižjo metamorfno stopnjo je pozno sintektonska.

Diafioritne kamenine so razvite na severnem obrobju Pohorja južno od Ribnice ob tektonski črti v smeri E—W. Bolj pa so razširjene na južnem Pohorju od Volovice in Skrivnega hriberja na vzhodu, prek Črnega vrha do Planjave in Razborca. Zahodna meja je tektonska, kjer meje na različne kamennine prehodne cone obeh faciesov ter na anhimetamorfne temno sive skrilavce. Krovna diafioritnih kamenin je popolnoma denudirana. V normalnem kontaktu z diafioritnimi kameninami je v njihovi talnini biotitno muskovitni blestnik in gnajs z almandinom. Ta vsebuje tudi eklogitne leče, ki jih je od vzhoda proti zahodu vedno manj. Na meji s tonalitom obroblja diafiorite pas biotitnega blestnika in gnajsa z andaluzitom, širok do 100 m. V njem ni retrogradnih sprememb. Granodiorit je termično vplival na kristalizacijo kamenin in idiomorfni kristali andaluzita, ki so v diafioritnih kameninah popolnoma sericitizirani. Dacit in njegov diferenciat malhit, ki pogosto sečeta diafioritne kamenine, v njih nista povzročila kontaktnih sprememb.

Za diafioritni almandinovo muskovitni blestnik in gnajs so značilni ostanki rožnatega granata. Njegovi kristali so bili veliki po več milimetrov in so sedaj povčini nadomeščeni s peninom. Kloritni agregati so tektonsko zelo razvlečeni (tabla 6, sl. 2). Druga značilnost diafioritnih kamenin so sericitni agregati, pri katerih še lahko sklepamo na njihove prvotne kristalne oblike; povečini pa so tektonsko razpotegnjeni. Prvotni možni kristali, ki so glede na sedanje oblike mrcili do nekaj milimetrov, so andaluzit, disten, stavrolit in plagioklaz. Redko vsebujejo sericitni agregati posamezen kristal kloritoida, bolj pogosto drobno paličast epidot-zoisit. Plagioklaz meri okrog 1 mm. V jedru je svež, po obodu pa pogosto nadomeščen z velikimi luskami sericita. Struktura je redko dvojlična in neizrazito lamelarna. Sestava plagioklaza, merjena na UM, je 31% an, kar ustreza oligoklaznemu andezinu. Iste značilnosti opazujemo tudi v plagioklazu pegmatitnega gnajsa. Kremen je povčini kataklaziran. Muskovit je pozno sintektonski. Količina muskovita je zelo

različna, ponekod ga skoraj ni. Temno barvo daje diafторitnim kameninam fino dispergirani penin in ne neprosojni minerali, ki so sorazmerno redki. Akcesoren je turmalin.

Sestava diafторitnega horizonta je enolična. Poleg diafторitnega blestnika in grajsa s pegmatitnim gnajsom sem našla rdečkasto zeleni biotitni gnajsa, ki je le delno diafторitiziran. Sicer je biotit ohranjen pogosteje v talninskih delih diafторitnega horizonta. Marmorni vložki so tanki in zelo redki. Vsebujejo z brezbarvnim kloritom leuchtenbergitom psevdomorfozirani mineral, epidot, zoisit, oligoklazni andezin, muskovit, klorit, kremen in rdečkast biotit.

V diafторitnih kameninah ohranjene oblike kristalov, psevdomorfozirane s sericitom in peninom, dokazujejo, da je bila njihova izhodna kamenina izrazito kristalizirana. Vsebovala je pegmatitni gnajsa, bazičnih in apnenih vključkov pa skoraj ne. Glede na to sta kot izhodni kamenini možna blestnik in gnajsa v krovnini blestnika z eklogitom. Diafторitizirana sta bila pozno sintektonsko ob koncu variscijske orogeneze. Katakliaza je redka. Retrogradna metamorfoza je bila izokemična. To dokazujejo skoraj enaki podatki kemične analize diafторitnega almandinovo muskovitnega blestnika in muskovitno biotitnega blestnika z andaluzitom (tabe-la 1). Zanimiva je velika količina alkalij ter oksidov aluminija in titana.

Table 1

Tabela 1

Kemični analizi — Rock analyses					
1	SiO ₂	59,00 %	2	SiO ₂	58,70 %
	TiO ₂	0,80 %		TiO ₂	1,00 %
	Al ₂ O ₃	20,50 %		Al ₂ O ₃	20,50 %
	Fe ₂ O ₃	1,30 %		Fe ₂ O ₃	1,02 %
	FeO	5,90 %		FeO	6,50 %
	MnO	0,16 %		MnO	0,17 %
	MgO	2,00 %		MgO	2,42 %
	CaO	2,20 %		CaO	1,68 %
	Na ₂ O	2,00 %		Na ₂ O	1,75 %
	K ₂ O	3,30 %		K ₂ O	3,15 %
	P ₂ O ₅	0,38 %		P ₂ O ₅	0,027 %
	H ₂ O ⁺	0,70 %		H ₂ O ⁺	0,98 %
	H ₂ O	0,10 %		H ₂ O ⁻	0,04 %
	CO ₂	1,76 %		CO ₂	3,19 %
	S	—		S	0,35 %
		100,10 %			99,387 %

1 14261/18170

Muskovitno biotitni blestnik z andaluzitom in staurolitom jugovzhodno od Črnega vrha. — Muscovite-biotite schist with andalusite and staurolite SE of Črni vrh.

2 304/25251

Diafторitni almandinovo muskovitni blestnik jugovzhodno od Črnega vrha. — Diaphторite-almandine-muscovite schist SE of Črni vrh.

Analizirali: M. Treppo in T. Lavrič, Metalurški inštitut, Ljubljana. — Analyzed by: M. Treppo and T. Lavrič, Metalurški inštitut, Ljubljana.

Vpliv tektonike na kristalizacijo metamorfnih kamenin

Centralne Alpe sestojajo večidel iz regionalno metamorfoziranih kamenin. Njihovi vzhodni grebeni segajo na območje severne Slovenije. Progressivna regionalna metamorfoza je posledica orogenetskega in magmatskega delovanja v več časovnih intervalih. Regionalna metamorfoza centralnoalpskih kamenin, ki ustrezajo Barovi facijalni seriji, je varisična. Morfološko pa se je gorovje izoblikovalo v alpski orogenezi, torej mnogo pozneje. V alpski orogenezi so prodrle v metamorfne sklade magmatske kamenine, ki so povzročile kontaktne spremembe. Gre v glavnem za tonalit in dacit. Naj tu pripomnimo, da ime tonalit ne ustreza pohorski globočnini. Njena sestava govori za biotitni kremenov diorit s prehodi v granodiorit (Fanning, 1970). Ob njenem kontaktu z diafotritnimi kameninami so se ohranili kristali andaluzita, kar kaže na kontaktno metamorfozo. Po skladnih strukturah kremenovega diorita in granodiorita ter metamorfnih kamenin bi sklepali, da v njihovi starosti ne more biti velike razlike.

Pohorje predstavlja tektonski blok, ki je bil ob vzdolžnih in prečnih alpskih prelomih dvignjen glede na mezozojske sklade za več 1000 metrov. Dviganje je bilo stopničasto. Zato so prišle bolj metamorfozirane kamenine v stik z nižje metamorfnimi in nespremenjenimi kameninami. Stopničasto dviganje je izrazilo z južne in vzhodne smeri. Na zahodu pa so razširjeni manj metamorfozirane kamenine in paleozojski sedimenti.

Podobno tektoniko opazujemo tudi na zahodnem Kozjaku, kjer so na morfološko višjem severnem delu prišle na površje bolj metamorfozirane kamenine.

Glavna tektonska smer je E—W. Pogojena je s periadriatskim prelomom, ki omejuje Pohorje na jugu in se nato obrne proti severovzhodu (Premru, 1971). Tudi severno obrobje Pohorja, zlasti ribniški tektonski jarek, kaže enako tektonsko smer. Od periadriatskega preloma proti severu so se usmerjali alpski narivi.

Na zahodu omejuje Pohorje in Kozjak labotski prelom. Ta mlajša tektonska smer WNW—ESE je na zahodnem Pohorju zelo izrazita, kar se odraža v njegovi parkejni strukturi. Ob labotskem prelomu kakor tudi ob prelomih, vzporednih z njim, se metamorfni skladi in granodiorit zaslužijo iz prvotne smeri vzhod—zahod v smer severozahod—jugovzhod.

Merjene mikrostrukture, ki se odražajo v foliaciji, lineaciji in B-oseh gub centimetrskih dimenzij, se skladajo z veliko tektoniko. Mikrostrukture so zato manj enotne v zahodnem kot v južnem delu Pohorja. Polja maksimumov so tudi razvlečena. Maksimumi merjenih foliacij in lineacij, dobljenih iz strukturnih diagramov, so naslednji:

1. Drobnozrnati blestnik z vključki amfibolita, marmorja, kvarcita, metakeratofirja in melatufa, zahodno od Turičnika.

Maksimuma foliacije: $0^{\circ}/39^{\circ}$, $10^{\circ}/21^{\circ}$.

2. Drobnozrnati blestnik z vključki amfibolita, marmorja, kvarcita, metakeratofirja in melatufa zahodno od Turičnika.

Maksimuma lineacije: $282^{\circ}/29^{\circ}$, $316^{\circ}/49^{\circ}$.

3. Amfibolit in biotitni gnajs z vključki marmorja in pegmatitnega gnajsa, severno od Dovž.

Maksimuma foliacije: $328^{\circ}/40^{\circ}$, $0^{\circ}/20^{\circ}$.

4. Amfibolit in biotitni gnajs z vključki marmorja in pegmatitnega gnajsa, severno od Dovž.

Maksimuma lineacije: $11^{\circ}/21^{\circ}$, $265^{\circ}/45^{\circ}$.

5. Muskovitni blestnik z redkim amfibolitnim eklogitom, južno od Črnega vrha — potok Mislinja.

Maksimuma foliacije: $310^{\circ}/9^{\circ}$, $325^{\circ}/40^{\circ}$.

6. Muskovitni blestnik z redkim amfibolitnim eklogitom, južno od Črnega vrha — potok Mislinja.

Maksimuma lineacije: $295^{\circ}/12^{\circ}$, $240^{\circ}/13^{\circ}$.

7. Diaforitni blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom, Črni vrh—Dovže.

Maksimuma foliacije: $304^{\circ}/16^{\circ}$, $213^{\circ}/30^{\circ}$.

8. Diaforitni blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom, Črni vrh—Dovže.

Maksimuma lineacije: $321^{\circ}/10^{\circ}$, $292^{\circ}/10^{\circ}$.

9. Očesni gnajs s pegmatitnim gnajsom, severno od Mislinje.

Maksimum foliacije: $201^{\circ}/38^{\circ}$.

10. Očesni gnajs s pegmatitnim gnajsom, severno od Mislinje.

Maksimumi lineacije: $111^{\circ}/10^{\circ}$, $271^{\circ}/20^{\circ}$, $291^{\circ}/10^{\circ}$.

V glavnem vpadajo lineacije rahlo proti W, WNW in WSW, redkeje v nasprotni smeri. Vse kamenine so bile ob metamorfozi enako plastične. Zato na določenem območju med posameznimi različki ni razlik v vrednostih lineacije in foliacije.

Kristalizacija metamorfnihih kamenin je bila v glavnem sintektonska, le v manjši meri predtektonska in potektonska. Glavni znak za časovno odvisnost kristalizacije od tektonike je oblika mineralov, značilnih za stopnjo metamorfoze, in interna razporeditev njihovih vključkov, ki jo primerjamo s strukturo kameninske osnove. Visoka metamorfoza je prvotno notranjo strukturo povečini uničila. Prvotni vključki so zato ohranjeni v kristalih kamenin zelenega skrilavca in zgornjega dela almandinovo amfibolitnega faciesa. Opazujemo jih v plagioklazu, biotitu, rogovači, kloritoidu, stavrolitu, granatu in turmalnu.

Visoke pritiske ob pogojih kristalizacije kamenin v Barrowi facialni seriji pripisujejo intenzivnemu luskanju in narivanju.

Ohranjeni so tudi ostanki nekoliko starejše kristalizacije, ki je potekala pri prav tako visoki temperaturi, a nekoliko nižjem pritisku. Dokazujejo jo zaključeni agregati distena v almandinovem protastem gnajsu, ki predstavljajo tektonsko razpotegnjene procej sericitizirane psevdomorfoze po andaluzitu. Za Barrowo facialno serijo andaluzit ni značilen mineral. V tem nivoju so ohranjene tudi reliktno kalcijevo silikatne kamenine z bitovnitom (Hinterlechner-Ravnik, 1971, str. 201).

Pod skladi zelenega skrilavca, blizu njegove meje, pa najdemo v pegmatitnem gnajsu celo silimanit. Ta mineral je značilen za silimanitni subfacies almandinovo amfibolitnega faciesa. Na Svinški planini (Neugebauer, 1970, str. 73-76) pripisujejo silimanit starejši kristalizaciji

v zelenem skrilavcu. Silimanit predstavlja poseben relikv. Na istem nivoju nastopajo torej skupaj minerali, značilni za različne metamorfne stopnje. Zato se je težko držati razdelitve metamorfnih kamnin v facijalne serije, ki temelji na laboratorijskih poskusih. V tem pogledu je zanimiv podatek o rasti distena v filitu pri zelo nizki temperaturi in pritisku (Kröner, 1971, str. 370). Verjetno sledovni elementi Ti, Mg in C katalitično vplivajo in zamenjujejo Al pri rasti distena v pelitskih sedimentih ob pogojih nizke metamorfoze.

V končni fazi variscijske orogeneze so se kamenine delno retrogradno metamorfozirale. Diafloreza je zajela kamenine od nižjih delov faciesa zelenega skrilavca navzdol. V zgornjih delih diafortitiziranih kamnin so značilne psevdomorfoze penina po kristalih biotita, rogovače in granata. V spodnjih delih pa sta plagioklaz in disten sericitizirana. Stavrolit je prav tako sericitiziran in delno spremenjen v kloritoid. Granat v eklogitu je nadomeščen z rogovačo, epidotom in plagioklazom. Prvotne mineralne asociacije še vedno lahko določimo. Z diaflorezo se je torej stopnja metamorfoze posameznih horizontov v zaporedju skladov postopno zniževala.

Nad eklogitnim horizontom je ohranjen diafortitni almandinovo muskovitni blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom. Ta diafortitni horizont ima regionalni obseg in je 400 m debel. Leži v sinklinalnih delih gub. Pred diaflorezo so bile kamenine izrazito kristalizirane, saj so ohranjene psevdomorfolne oblike kristalov, velike več mm. Granat je spremenjen v penin. Sericitni agregati so lahko nastali iz andaluzita, stavrolita, distena in plagioklaza, ki pa je pogosto še delno ohranjen. Verjetno se je spremenil bazični plagioklaz, bolj kisli (30% an) pa se je ohranil. Kot izhodna kamenina diafortitnega almandinovo muskovitnega blestnika in gnajsa pride v poštev blestnik in gnajs z distenom in stavrolitom ali pa blestnik in gnajs z andaluzitom nad eklogitnim horizontom. Retrogradna metamorfoza je bila izokemična, kar dokazujeta presenetljivo enaki sestavi diafortitnega blestnika in blestnika z andaluzitom (glej tabelo 1). Andaluzitni blestnik nastopa kot ozek obrobek diafortita na meji s kremenovim dioritom in granodioritom.

Stratigrafija metamorfnih skladov

Pri kartiranju metamorfoziranih kamnin se vedno postavlja vprašanje njihovega prvotnega stratigrafskega zaporedja. Stratigrafska korelacija je že pri sedimentih pogosto težka, pri metamorfnih skladih pa je še težja zaradi večkratne metamorfoze in tektonike. V metamorfnih kameninah se alpska tektonika odraža predvsem v razkosavanju, variscijska pa v močnem luskanju in narivanju, ki je bilo predmetamorfno in sirmetamorfno.

Prvotno so centralnoalpski kristalinik razdelili na serije, ki jih predstavljajo značilni metamorfni litološki razliki poleg neznanih. Metamorfne serije pa predstavljajo zaporedje litoloških enot določene geosinklinalne. Če sledimo razprostranjenosti serije, ugotovimo facijalne spremembe v geosinklinali. Posameznim serijam je bila vtisnjena določena stopnja metamorfoze, ki je bolj ali manj uničila prvotne znake

starosti. Zato pri določitvi starosti metamorfnih paleozojskih skladov sama razčlenitev na serije ne zadostuje. Razdelitev metamorfoziranih kamenin v anhicone, epicone, mezocone in katacone ter še novejša razdelitev progresivno metamorfoziranih kamenin po Barrowi facialni seriji se mineraloško prekrivata z ugotovljenim zaporedjem metamorfnih serij, njihove stratigrafije pa prav tako ne rešujeta.

Po Fritschu (1962) je npr. debelina metamorfnih plasti na Svinški planini z vsemi serijami od anhicone prek mezocone do katacone okrog 10 000 m. Pri tej debelini bi bilo možno, da segajo metamorfne plasti od devona-silura, dokazanega s fosili, navzdol do predkambrija. Odsotnost groboklastičnih sedimentov assynthske faze (Clar in dr., 1963, str. 25) in sedemkratna ponovitev marmorja z metabaziti v tem profilu pa naj bi govorili proti predkambrijski starosti in za tektonske ponovitve. Nekateri raziskovalci (Thiedig, 1966, str. 50) sicer sklopajo, da konglomerati niso nujni za assynthsko orogenezo in da jih lahko nadomešča šibka kotna diskordanca, ki je bila z metamorfozo zabrisana. Velika razprostranjenost serij, ki kažejo enak litološko-metamorfni razvoj in njihovo zaporedje pa bi govorila proti večkratni tektonski ponovitvi posameznih serij.

Domneve raznih avtorjev o tektonskih ponovitvah metamorfnih serij so medtem potrdili s fosili. Neugebauer (1970, str. 23-93) je v srednjem delu epicone v filitni coni na Svinški planini našel v belem marmorju, ki leži v talnini modrikasto sivega marmorja, fosil iz rodu *Spirifer*. Ta brahiopod nastopi v zgornjem llandoveriju, a je verjetno še mlajši. Ugotovljena starost se skoraj sklada z najstarejšo konodontno favno štalenskogorske serije, ki je bila določena kot zgornji llandoverij-spodnji wenlock. S tem odpade možnost, da bi plasti med obema s fosili določenima horizontoma, debele 1000 do 2000 m, razlagali kot neprekinjeno sedimentno zaporedje in je tektonska ponovitev dokazana.

Enako stare plasti leže v metamorfoziranih terenih večkrat druga prek druge in so različno močno metamorfozirane. Verjetnost tektonskega mešanja je veliko večja na manjšem območju kot v velikem prostoru. torej pri velikih daljinskih transportih. Luskanje je bilo paralelno s-ploskvam in plastem, to je litološkim spremembam ter ploskvam (nivojem) enake stopnje metamorfoze. Ploskve premikanja, luskanja in narivarja je na terenu težko ugotoviti. Premikanja so bila predmetamorfna in sin-metamorfna. Kamenine so bile istočasno močno rekristalizirane.

Zaradi dokazanih velikih narivov pred metamorfozo in med njo skušajo danes določiti stratigrafsko zaporedje metamorfnih kamenin s pomočjo kemična izhodnega materiala, zlasti na podlagi glavnih prvin. Ker je bila metamorfoza izokemična, je ostal kemizem nespremenjen. Vsaka sedimentna in magmatska kamenina ima že v prvotnem geosinklinalnem območju določene kemične lastnosti. Posledica teh je možnost rasti in oblika kristalov, značilnih za metamorfozo, kot so granat, stavorlit, disten in kloritoid (Neugebauer in Kleinschmidt, 1971). Na ta način sklepajo, da so metamorfne kamenine centralnoalpskega kristalinika litološko in kemično podobne staropaleozojskim sedimentom srednje Evrope. Tako ustrezajo:

- najmanj metamorfozirane kamenine epiconalnega apnenega razvoja kristalinika sedimentom silura ali devona, verjetneje devona,
- apneni filiti z metakeratofirjem sedimentom in vulkanitom silura in zgornjega ordovica,
- metabazične vulkanske kamenine z metamorfnimi skrilavci nemetamorfoziranemu zgornjemu ordovicu.

Kamenine iz skupine blestnikov bi lahko pripadale pred metamorfozo srednjemu ordovicu, kakršen je razvit v zahodni Evropi.

Ustrezno možnostim pri nas pri kartiranju metamorfne kamenine primerjamo s kameninami na sosednjih območjih. Ugotavljamo, da razvoj metamorfnih kamenin v severovzhodni Sloveniji ustreza zaporedju progresivno metamorfoziranih kamenin na Svinaški planini.

Povzetek

Zaporedje pohorskih kamenin kaže naslednje značilnosti:

1. Najgloblje leži muskovitno biotitni gnajs z očesnim gnajsom. Kamenine so prepredene s pegmatitnim gnajsom in ne vsebujejo mineralov, značilnih za določeno stopnjo metamorfoze.

2. Slede najmanj rekristalizirane drobnozrnate kamenine, ki obsegajo protast distenov gnajs z velikim almandinom, marmor, amfibolit in pegmatitni gnajs. Pogosto imajo blastomilonitno strukturo. Značilni so agregati distena, ki predstavljajo psevdomorfozo po andaluzitu.

3. Na njih leži blestnik z eklogitom in amfibolitom. Biotitno muskovitni blestnik vsebuje veliko almandina, stavrolit in disten. Ta del profila vsebuje najbolj debelozrnat blestnik in gnajs. Stavrolit in disten, ki sta značilna minerala za razlikovanje dveh subfaciesov, nastopata skupaj. Eklogit v globljem delu je manj spremenjen kot v višjem.

4. Blestnik in gnajs s pegmatitnim gnajsom v krovnihi eklogitnega horizonta sta diaforitizirana, razen ozkega pasu ob granodioritu, kjer nastopata andaluzitni blestnik in gnajs.

5. Sledi amfibolit s kloritom in epidotom, ki lateralno prehaja v drobnozrnat biotitni gnajs. Biotit je povečini rdeče pleohroičen, podobno kot v globljih nivojih. Amfibolit vsebuje tanke vložke marmorja, ob katerem je zelo pogosten pegmatitni gnajs, ki je više redek. V krovnihi pa je granatov biotitno muskovitni blestnik s kloritoidom, distenom in stavrolitom.

Zanimivo je, da je na Kozjaku blestnik s kloritoidom zelo razvit, saj preseže njegova debelina 500 m, verjetno zaradi tektonskih ponovitev. Na njem leži biotitno muskovitni blestnik z granatom in stavrolitom, ki doseže tri cm; minerala se medsebojno nadomeščata. Biotit je zelen.

6. Del kamenin, navedenih pod točko 5, spada v prehodno cono med almandinovo amfibolitnim faciesom in faciesom zelenega skrilavca. V to prehodno cono štejem poleg tega fino-zrnat kloritno muskovitni blestnik z redkim drobnim svetlo rdečim granatom, plagioklazom in značilnimi drobnimi kristali stavrolita ter najnižji del biotitno amfibolovega skrilavca. Za kristale tega območja je značilna fina interna struktura, nakazana z drobnimi vključki. V tem nivoju se prvič pojavi retrogradna metamorfoza.

7. Slede kamenine pravoga »zelenega skrilavca« z zelenim in rdečim biotitom, epidotom, modrikasto zeleno in brezbarvno rogovačo, Mg-kloritom in plagioklazom. Posebna kamenina tega horizonta je metadiabaz z uralitiziranimi kristali avgita.

8. V naslednjem odseku zaporedja so razviti filiti s sericitom-muskovitom, kalcitom, kloritom, epidotom, albitom, kremenom in zelenim biotitom. Značilne kamenine so metakeratofir, njegov tuf in marmor s tufsko in filitno primesjo.

V centralnoalpskem kristaliniku predpostavljajo starejši in mlajši avtorji tektonske ponovitve metamorfoziranih skladov ordovica, silura in devona. Na to sklepajo po legi marmorja pod štalensko-gorsko serijo. Marmor vsebuje brahiopodno vrsto, ki kaže na devon. Štalensko-gorska serija pa je starejša. Pri nas so ustrezni marmorni skladi slabo razviti in v njih doslej nismo našli fosilov. Sorazmerno velika debelina blestnika s kloritoidom na Kozjaku tudi kaže na tektonske ponovitve.

Zelo metamorfozirane kamenine, kjer ni pričakovati fosilnih ostankov, skušajo stratigrafsko uvrstiti po primerjavi njihove kemične sestave s kemično sestavo ustreznih nemetamorfoziranih sedimentov in magmatskih kamenin.

The Metamorphic Rocks of Pohorje Mountains II

Ančka Hinterlechner-Ravnik

Abstract

In the columnar section of Pohorje metamorphic rocks given in the previous article (Hinterlechner-Ravnik, 1971), some greenschists were not determined precisely. They were described as phyllite with meta-keratophyre, its tuff, and biotite-amphibole schist. During the present studies, it was proved that with the increasing metamorphic grade, pennine and green biotite disappear, and relatively high birefringent chlorite and reddish-brown biotite develop. Epidote gets better crystallized. The feldspar in meta-keratophyre is partly preserved as microclinized orthoclase, or it is pseudomorphized by albite, which contains up to 3% of anorthite. Biotite-amphibole schist is interchanged by meta-dabase, characterized by uralitized augite crystals.

To the above mentioned rocks, including meta-dabase, corresponds west of Turičnik home, a fine-grained chlorite-muscovite schist with marble lenses, acid meta-tuff, and amphibolite. Reddish brown biotite, small pink garnet, and staurolite are characteristic minerals for this chlorite-muscovite schist. The staurolite crystals vary in their size from several tenths of a mm to 3 mm. In this level, a partial retrogressive metamorphism is already observed.

There was a gap left below the rocks with meta-dabase in the columnar section in the previously mentioned paper. Namely, in the Pohorje Mountains no corresponding layers were found. But in the Kobansko Moun-

tains, in the same horizon, a biotite-muscovite schist with porphyroblasts of red garnet and isometric staurolite crystals up to three cm in diameter were observed. Underlain to this follows the garnet-biotite-muscovite schist with chloritoid, chlorite, disthene, and staurolite. Its thickness being more than 500 m indicates the possibility of a tectonic repetition. The corresponding strata of the Pohorje Mountains do not show a characteristic development. They are underlain by amphibolite with chlorite and epidote, including marble intercalations associated closely with pegmatite gneiss. In the overlying metamorphic rocks pegmatite gneiss is getting rare.

According to the previous paper (Hinterlechner-Ravnik, 1971) the rocks including either staurolite or disthene could not be determined precisely. Therefore a transitional zone between both Barrow's facies was indicated. The present investigation, however, showed that the staurolite appears even higher in the columnar section. Also the granulation is not regularly increasing with the grade of metamorphism.

Diaphthorite-almandine-muscovite schist is underlain by muscovite schist intercalated with eclogite lenses, as it was proved again. Due to the thermic influence of granodiorite the diaphthorite-almandine-muscovite schist and gneiss have been recrystallized to andalusite-muscovite-biotite schist and gneiss.

The Pohorje rock sequence shows the following characteristics:

1. The deepest level is represented by muscovite-biotite gneiss and schist with locally developed augen gneiss. The rocks are penetrated by pegmatite gneiss and do not contain minerals showing a characteristic subfacies.

2. The less recrystallized fine-grained schists follow, consisting of almandine-disthene flaser gneiss, marble, amphibolite, and pegmatite gneiss. They show frequently blastomylonitic texture. Aggregates of disthene, which are pseudomorphous after andalusite, are typical in this level.

3. The above mentioned rocks are overlain by almandine-biotite-muscovite schist with eclogite and amphibolite. The schist contains usually staurolite and disthene. In this section prevails very coarse-grained schist. Eclogite in deeper levels is less retrogressively metamorphized as it is in the higher ones.

4. Schist and gneiss with pegmatite gneiss above the eclogite horizon was highly submitted to retrogressive metamorphism. In a narrow belt, close to the granodiorite and due to its thermic influence, diaphthorite almandine-muscovite schist and gneiss was turned to andalusite schist and gneiss.

All up to now mentioned rocks belong to almandine-amphibolite facies.

5. Amphibolite with chlorite and epidote follows, laterally grading over to fine-grained biotite gneiss. Amphibolite contains thin intercalations of marble, intimately associated with pegmatite gneiss. The last one is seldom found in higher levels. Above the amphibolite, garnet-biotite-muscovite schist with chloritoid, staurolite, and disthene occurs. Biotite is mainly reddish brown, similarly as it is in deeper levels. The chloritoid

schist in Kobansko Mountains is largely spread out, its thickness exceeding 500 m, probably due to tectonic repetition. It is overlain by characteristic thin beds of biotite-muscovite schist, including garnet and staurolite up to 3 cm in diameter. These porphyroblasts can replace each other. Biotite is green.

6. A part of rocks, mentioned in paragraph 5, belongs to the transitional zone between the almandine-amphibolite facies and the greenschist facies. This transitional zone contains additionally fine-grained chlorite-muscovite schist, including some pink garnet, plagioclase, and fine staurolite crystals. To the same metamorphic level belongs also the lowest part of biotite-amphibole schist. The crystals are characterized by a fine internal structure, indicated by lines of tiny opaque inclusions (st). Retrogressive mineral transitions occurred already in this level.

7. The rocks of the transitional zone grade over to rocks of real greenschist, with green and reddish brown biotite, epidote, bluish and colourless amphibole, Mg-chlorite, and plagioclase. The characteristic rock of this horizon is meta-diorite with unaltered augite crystals.

8. In the following horizon of the metamorphic rock sequence there are phyllites with sericite-muscovite, calcite, chlorite, epidote, albite, quartz, and green biotite. The characteristic rocks are meta-keratophyre, its tuff, and marble including meta-tuff and phyllite fragments.

Different authors suppose tectonic repetitions of Ordovician, Silurian, and Devonian rocks in the central metamorphic zone of the Eastern Alps. One of the latest conclusions, regarding the age of original beds of the present metamorphic rocks is derived from the position of the marble below the Magdalensberg series in Saualpe (Carinthia, Austria). This marble includes a brachiopod species, belonging to Devonian. But the Silurian Magdalensberg series is older. In our area, the corresponding marble layers are weakly developed and no fossils were found in them up to now. Comparatively large thickness of schist with chloritoid in Kobansko Mountains indicates also a tectonic repetition.

Literatura

Objavljena dela — Published works

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, Jg., 73, str. 23—51, Klagenfurt.

Fritsch, W. 1957. Aufnahmebericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a.d. Glan. Kärnten. Der Karinthian, F. 34/35, str. 211—217, Knappenberg/Kärnten.

Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schönenberg, R. 1960. Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), I. Carinthia II. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, Jg., 70, (150), str. 7—28, Klagenfurt.

Fritsch, W. 1962. Von der «Anchi» — zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. Geologische Rundschau, Bd. 52, str. 202 do 210, Stuttgart.

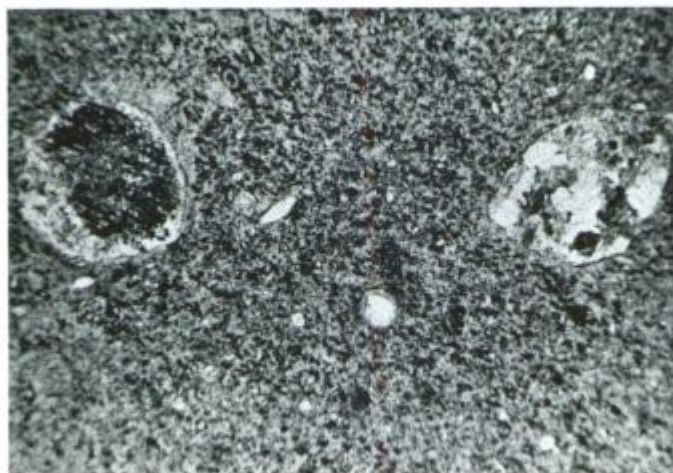
Fritsch, W., Meixner, H., Wieseneder, H. 1967. Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. N.Jb. Miner., Mh. H. 12, str. 364—376, Stuttgart.

- Faninger, E., 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciji. *Geologija* 13, str. 35—104, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971 Pohorske metamorfne kamnine. *Geologija* 14, str. 187—226, Ljubljana.
- Kieslinger, A., Beck, H., Teller, F., Winkler, A. 1929, Geologische Karte Unterdrauburg, Wien.
- Kleinschmidt, G. in Wurm, F. 1966, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), X. Paläozoikum und epizonale Serien (zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. *Carinthia II*, Jg. 78. (156), str. 108—140, Klagenfurt.
- Kleinschmidt, G. 1970, Metamorphose und Stratigraphie im Kristallin der südlichen Saualpe (Ostalpen). *Abh. Verb. naturwiss. Ver. Hamburg*, HF 14, str. 81—144 Hamburg.
- Kleinschmidt, G. 1971, Leit Horizonte im Kärntner Kristallin, Bedeutung und Deutung. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, Hf. 40, str. 131—150, Hamburg.
- Kröner, A. 1971, A preliminary account on the growth of kyanite under conditions of very low temperature and pressure. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1971, H. 8, str. 370—378, Stuttgart.
- Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). *Ostalpen-Tektonik II. Geotektonische Forschungen*, H. 35, str. 23—93, Stuttgart.
- Neugebauer J. in Kleinschmidt, G. 1971, Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Jg. 1970, Bd. 122, str. 113—122, Hannover.
- Thiedig, F. 1966, Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. *Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins*, Teil VII. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 16, str. 5—70, Wien.
- Tröger, W. E. 1971, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Weissenbach, N. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. *Carinthia II. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten*, Jg., 73. (153), str. 5—23, Klagenfurt.
- Weissenbach, N. 1965, Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. *Dissertation*, Clauthal.
- Winkler, H. G. F., 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl., Springer-Verlag, Berlin, London.
- 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, str. 189—248, Stuttgart.
- Wurm, F. 1968, Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe in Kärnten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* Bd. 18, str. 151—206, Wien.
- Zwart, H. J. 1963, On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application on the Bosost area (central Pyrenees). *Geol. Rund.*, 52/1, str. 38—65, Stuttgart.

Neobjavljena poročila — Unpublished reports

- Dozet, S. 1969, Končno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte SFRJ list Slovenj Gradec 1 : 25 000 v letu 1968. *Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani*.
- Mioč, P. 1971, Zaključno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte SFRJ list Slovenj Gradec sekcije 52-25/1, 3 in 54-25/2. *Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani*.
- Mioč, P. 1972, Zaključno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte na območju lista Slovenj Gradec v letu 1971. Sekcije 51 25/1, 2 in 52-25/1, 2. *Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani*.
- Premru, U. in Marincič, S. 1971, Tektonska zgradba južnovzhodne Slovenije in severovzhodne Hrvaške. *Arhiv Geološkega zavoda v Ljubljani*.

Tabla — Plate 1



Sl. 1. Modrikasto siv drobnozrnat marmor. Vsebuje drobne tufske fragmente in plagioklaze, impregnirane z neprosojno snovjo. Redki večji lapili kisle sestave iz plagioklaza in kremenca so zaobljeni. Zelo malo je muskovita in zoisita. Vzorec 31923/24288, ca 5 ×, nikola +, Kozjak.

Fig. 1. Bluish grey fine-grained marble, including small tuff fragments, plagioclase, sparse muscovite, and zoisite. Tuff fragments are impregnated by opaque material, some larger ones of acid composition are rounded. Specimen 31923/24288, ca 5 ×, nicols +, Kozjak Mts.



Sl. 2. Modrikasto siv drobnozrnat marmor z značilnimi filitnimi drobci. Vsebuje tudi precej drobnih zrn kremenca, plagioklaza, muskovita in fine neprosojne snovi. Vzorec 61/23471, ca 5 ×, nikola //, Pohorje, južno od Vuhreda.

Fig. 2. Bluish grey fine-grained marble, including the characteristic phyllite fragments. Besides this, it contains small grains of quartz, plagioclase, and muscovite. The matrix is impregnated by fine opaque material. Specimen 61/23471, ca 5 ×, nicols //, Pohorje Mts., S of Wuhred.

Tabla — Plate 2



Sl. 1. Zilica laumontita, penina in siderita v finozrnatem biotitnem filitnem gnajsu.

Vzorec 31689/2/24637, 35 X, nikola //, Kozjak.

Fig. 1. A veinlet filled by laumontite, pennine, and siderite, crossing a fine-grained biotite phyllite gneiss.

Specimen 31689/2 24637, 35 X, nicols //, Kozjak Mts.



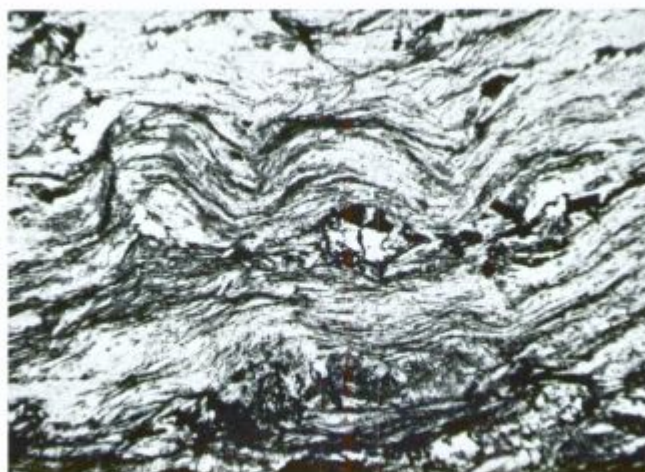
Sl. 2. Temno sivkasto zelen drobnozrnat biotitno muskovitni blestnik s stavrolitom in kloritom. Veliko lusk muskovita meri le okrog 0,15 mm.

Vzorec 234A 25417., 31 X, nikola //, Pohorje, zahodno od Turičnika.

Fig. 2. Dark greyish green, fine-grained biotite-muscovite schist with staurolite and chlorite. Muscovite size is mainly about 0.15 mm.

Specimen 234A 25417, 31 X, nicols //, Pohorje Mts., W of Turičnik home.

Tabla — Plate 3



Sl. 1. Siv finozrnat gnajs nabran v gube. Muskovit je združen v lečaste agregate. V vzbočenih delih opazujemo oligoklaz in kloritiziran granat. Oligoklaz vsebuje neprosojne vključke.

Vzorec 229 X2/25224, 31 ×, nikola //, Pohorje, zahodno od Turičnika.

Fig. 1. Grey, fine-grained microfolded gneiss. Muscovite is segregated in lenses. In the crests of microfolds is growing a small chloritized garnet and oligoclase with lines of opaque inclusions.

Specimen 229 X2/25224, 31 ×, nicols //, Pohorje Mts., W of Turičnik home.



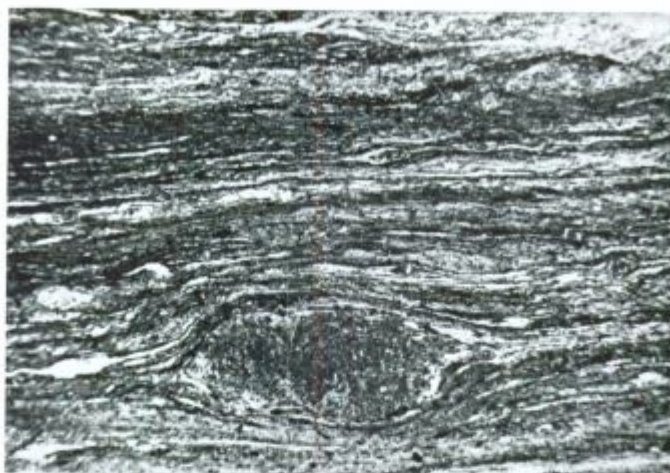
Sl. 2. Sivkasto zelen lističast kloritno muskovitni bleštnik. Drobní agregati kloritiziranega granata. Večina lusk muskovita meri pod 0,2 mm.

Vzorec 377 4/25284, 31 ×, nikola //, Pohorje, zahodno od Turičnika.

Fig. 2. Greyish green flaky chlorite-muscovite schist with small aggregates of chloritized garnet. Muscovite size is usually less than 0.2 mm.

Specimen 377 4/25284, 31 ×, nicols //, Pohorje Mts., W of Turičnik home.

Tabla — Plate 4



Sl. 1. Temno siv laminiran finozrnat sericitno kloritni skrilavec s kloritiziranimi in zoisitiziranimi granati, velikimi po nekaj mm.

Vzorec 383/25287, ca 10 ×, nikola //, Pohorje, zahodno od Turičnika.

Fig. 1. Dark grey banded fine-grained sericite-chlorite schist with chloritized and zoisitized garnets. Their size is about some mm. Specimen 388/25287, ca 10 ×, nicols //, Pohorje Mts., W of Turičnik home.

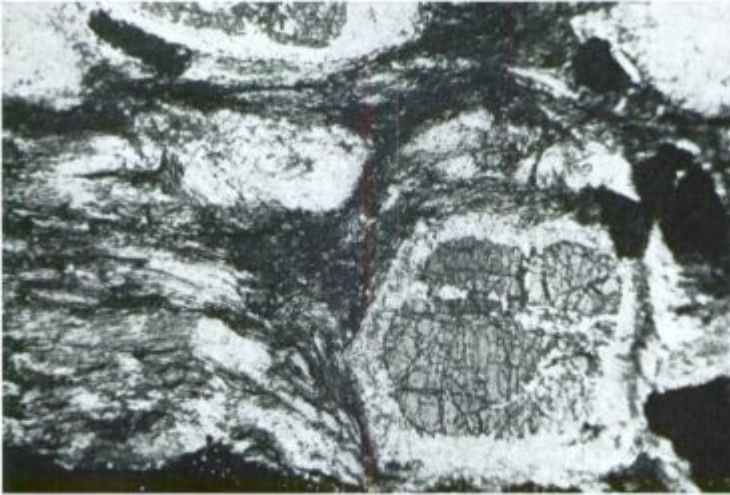


Sl. 2. Sivkast finozrnat muskovitni blestnik s porfiroblasti granata. V sericitnem agregatu izkristaliziral kloritoid. Vzorec 565/25554, 45 ×, nikola +, Pohorje, W od Turičnika.

Fig. 2. Grey fine-grained muscovite schist with garnet porphyroblasts. Chloritoid grows in a sericite matrix.

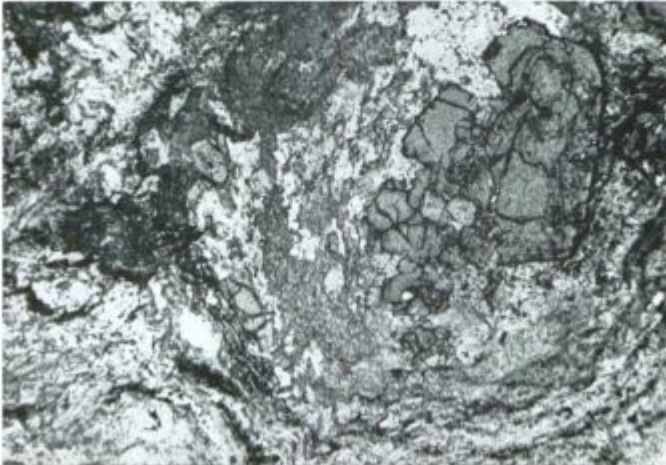
Specimen 565/25554, 45 ×, nicols +, Pohorje Mts., W of Turičnik home.

Tabla — Plate 5



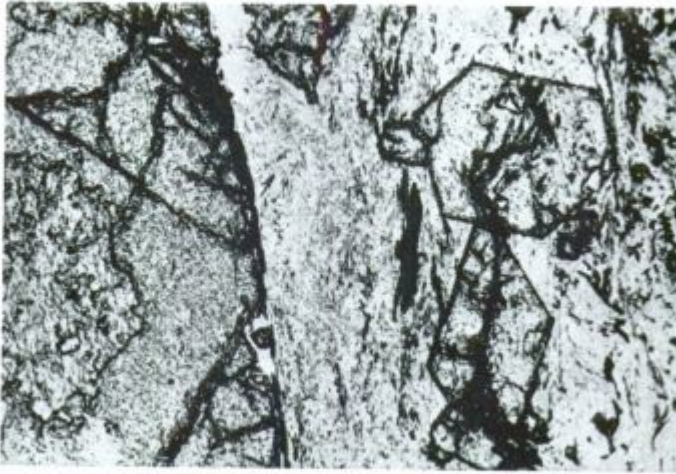
Sl. 1. Biotitno muskovitni blestnik s porfiroblasti stavrolita in granata, ki se medsebojno nadomeščata. Biotit je zeleno in rdečkasto pleohroičen. Okrog stavrolita, velikega 1 cm, je obrobek sericita. Vidna terminalna ploskev stavrolita. Vzorec 25365/25008, ca 4 ×, nikola //, Kozjak.

Fig. 1. Biotite-muscovite schist with staurolite and garnet which can replace each other. Biotite is green and red. Idiomorphic staurolite, 1 cm in diameter, is growing in a sericite matrix. Specimen 25365/25008, ca 4 ×, nicols //, Kozjak Mts.



Sl. 2. Zelenkast kloritno muskovitni blestnik s porfiroblasti granata, velikega 1 cm. Nastopata tudi kloritoid in stavrolit. Kristali kažejo znake rasti v več fazah. Vzorec 25282/24680, 20 ×, nikola //, Kozjak.

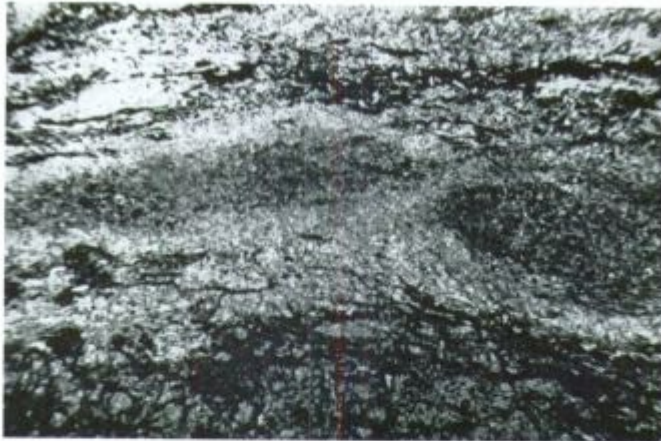
Fig. 2. Greenish chlorite-muscovite schist with garnets, up to 1 cm in diameter. There are also crystals of chloritoid and staurolite, showing different phases of growth. Specimen 25282/24680, 20 ×, nicols //, Kozjak Mts.



Sl. 1. Zelenkast kloritno muskovitni blestnik s porfiroblasti granata, velikega 1 cm. V granatu vključek kloritoida. Iz sericitnega agregata raste potektonski stavrolit z vključki grafita, ki nakazujejo prvotno plastovitost. Vzorec 25282/24680, 41 ×, nikola //, Kozjak.

Fig. 1. Greenish chlorite-muscovite schist with garnet porphyroblasts enclosing a chloritoid crystal. The posttectonic staurolite, growing in a sericite matrix, encloses deformed lines of graphite inclusions (si) following the original bedding.

Specimen 25282/24680, 41 ×, nicols //, Kozjak Mts.



Sl. 2. Temno siv diafthoritni almandinovo muskovitni blestnik. Na spodnjem robu slike je razpotegnjen kloritizirani granat (visok relief). V sredini slike razpotegnjena gosta sericitna agregata retrogradno spremenjenega minerala (distena, andalusita ali stavrolita).

Vzorec 314/25255, 20 ×, nikola //, Pohorje.

Fig. 2. Dark grey diaphthorite almandine-muscovite schist. In the lower part a distorted highly chloritized red garnet. In the center of the figure is a distorted sericite aggregate, representing a retrogressively metamorphosed mineral, possibly disthene, andalusite or staurolite.

Specimen 314/25255, 20 ×, nicols //, Pohorje Mts.

Pohorske magmatske kamenine*Ernest Faninger***Vsebina**

Uvod	271
Mlajše magmatske kamenine	272
Modalna sestava pohorske globočnine	272
Klasifikacija	278
Primerjava z adamelskim tonalitom	285
Apliti in pegmatiti	292
Melanokratni vključki v pohorski globočnin	292
Čizlakit	293
Porfirske kamenine	299
Geneza pohorskih magmatskih kamenin	297
Starejše magmatske kamenine	300
Igneous rocks of the Pohorje Mountains (Abstract)	301
Magmatische Gesteine von Pohorje	302
Literatura	313

Uvod

Od Adamella prek Monte Ivinge (Iffinger), Vetteite di Ries (Rieserferner) in Karavank do Pohorja se pojavljajo ob znanih tektonskih črtah večji in manjši izdanki globočnin, v glavnem tonalita in granodiorita, ki jih je *Salomon* (1897) združil v periadriatski niz.

V Sloveniji prištevamo k periadriatskim globočninam pohorsko globočnino, imenovano tudi tonalit, in magmatsko cono v Karavankah z njenim tonalitim in granitnim pasom. Jedro pohorskega masiva predstavlja ogromen lakolit, ki ga obdajajo metamorfne kamenine. Vse pa predira dacit.

S periadriatskimi globočninami so na en ali drug način genetsko povezani apliti in pegmatiti, čizlakit, dacit in porfirske kamenine med Mežico in Slovenj Gradcem, za katere pa ne vemo, ali so v genetski zvezi s karavanskim tonalitom ali pa predstavljajo podaljšek pohorskega dacita proti zahodu.

V naši razpravi se bomo omejili na pohorsko globočnino in dacit ter na kamenine, ki so z njima v genetski zvezi.

Mlažje magmatske kamenine

Modulna sestava pohorske globočnine

Pohorska globočnina je drobnozrnata do srednjezrnata kamenina z bolj ali manj razvito paralelno teksturo. Sestoji v glavnem iz plagioklazov, kremenca, ortoklaza in biotita, ki ga delno nadomešča klorit. V manjših količinah vsebuje rogovačo, ki pa lahko tudi povsem manjka. Akcesorne minerale zastopajo sfen, epidot, ortit, apatit, kalcit in neprosojni minerali, v glavnem pirit.

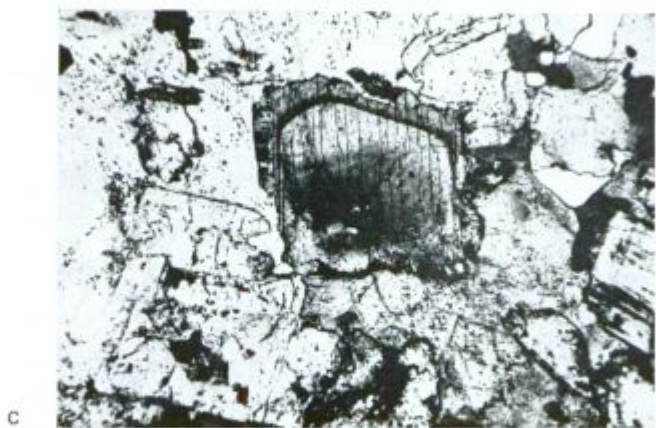
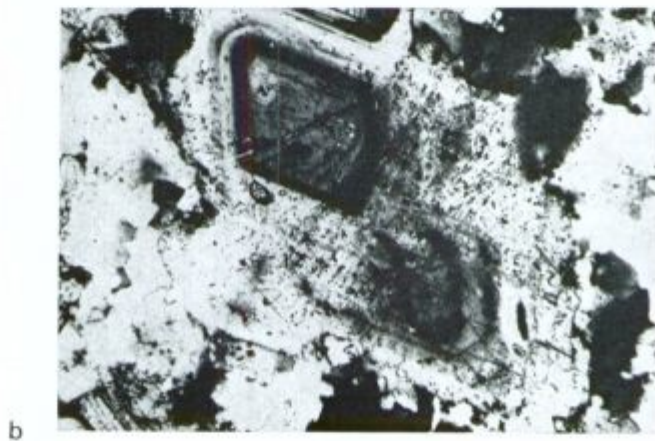
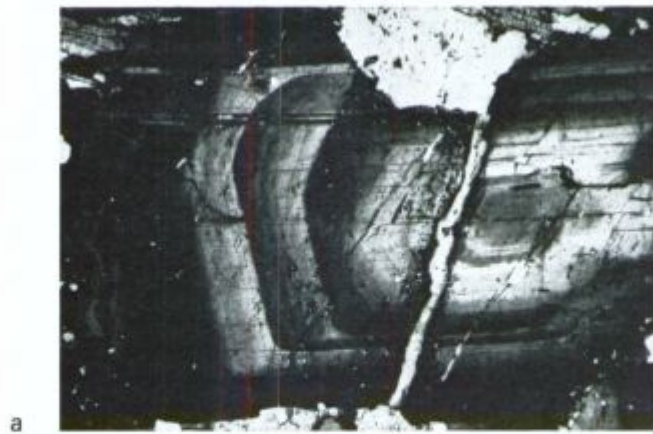
Razmerje med glinenci pri pohorski globočnini se močno spreminja. Povsod prevladujejo plagioklazi nad ortoklazom, ki ga je ponekod zelo malo, drugod pa ga moramo prištevati med glavne sestavine kamenine. Na splošno prevladujejo na vzodnem delu lakolita vzorci z malo ortoklaza, na zahodnem pa primerki bogati z ortoklazom; prehod med njimi je izrazito postopen.

Najbolj razširjena rudnina v pohorski globočnini so plagioklazi. Pojavljajo se kot conarna in neconarna hipidiomorfna zrna. Njihova velikost se giblje v drobnozrnatih različnih okoli 1 mm, v srednjezrnatih okoli 1,5 mm, dosežejo pa tudi 3 do 3,5 mm. Po podatkih Dolan-Mantuanijeve (1935) variira sestava conarnih plagioklazov pohorske globočnine od 54,5 % an v jedrih do 20 % an na obrobni delih, povprečno pa vsebujejo jedra 40,5 % an, periferni deli zrn 29,5 % an in conarna zrna v celoti 35 % an. Po naših meritvah variira sestava conarnih plagioklazov od 52 % an v jedrih do 26,5 % an na periferiji, tako da vsebujejo jedra v povprečju 42 % an, osrednji deli zrn 37 % an, periferije 32 % an in conarna zrna v celoti povprečno 37 % an. Sestava neconarnih plagioklazov variira po

Sl. 1 Plagioklazi pohorske globočnine

Abb. 1. Plagioklase aus dem Tiefengestein des Pohorje Gebirges

- a) Conarni plagioklaz. V jedru smo izmerili 39 % an, sledijo mu plasti po 37, 35,5, 34,5, 33 in 32,5 % an; na skrajni periferiji. Zbrusek št. 57, 36 X, nikola +, granodiorit, Cezlak.
Zonarer Plagioklas. Der Kern enthält: 39 % An, es folgen Zonen mit 37, 35,5, 34,5, 33 und 32,5 % An an dem äußeren Rand. Dünnschliff Nr. 57, 36 X, Nicols +, Granodiorit, Cezlak.
- b) Conarni plagioklaz s 3 bazičnejšimi jedri. Največje jedro vsebuje 45 % an, manjše jedro 48 in na robu slike še delno vidno jedro 52 % anortita. Na vmesnem delu med jedri smo izmerili 31,5 % an, na robu conarnega zrna pa 29 % an. Zbrusek št. 60, 36 X, nikola +, granodiorit, Cezlak.
Zonarer Plagioklas mit 3 basischeren Kernen. Der größte Kern enthält 45 % An, der kleinere 48 und der am Rande der Abbildung noch teilweise sichtbare Kern 52 % An. Im Zwischenraum der Kerne wurden 31,5 % An, am Plagioklasrand dagegen 29 % An gemessen. Dünnschliff Nr. 60, 36 X, Nicols +, Granodiorit, Cezlak.
- c) Plagioklaz z delno inverzno zgradbo. V njegovem jedru smo izmerili 46 % an, sledi mu področje (na sliki svetlo) s 31 % an, nakar se sestava skokovito dvigne na 36 % an (na sliki temnejša cona) in proti robu pade na 34,5 % an. Zbrusek št. 20935, 36 X, nikola +, granodiorit, Josipdol.
Plagioklas mit teilweise inversem Zonarbau. Im Kern wurden 46 % An gemessen, es folgt eine Zone (hell) mit 31 % An, wonach der Anortitgehalt sprunghaft auf 36 % An ansteigt (dunkel), bis er in der Randzone wieder auf 34,5 % An fällt. Dünnschliff Nr. 20935, 36 X, Nicols +, Granodiorit, Josipdol.



Dolar-Mantuanijevi (1935) v razponu od 40 do 21 % an, tako da znaša povprečje 33 % an. Po naših meritvah veriira sestava neconarnih plagioklazov od 40 do 32 % an in znaša povprečno 35 % an. Potemtakem vsebujejo po Dolar-Mantuanijevi (1935) plagioklazi povprečno 34 % an, po naših meritvah pa 36 % an. Če oboje združimo, dobimo za plagioklaze pohorske globočnine povprečno 35 % anortita, kar ustreza kislemu andezinu. Dva tipična primera conarnih zrn vidimo na sl. 1a in 1b.

Alkalne glinence pohorske globočnine je imela Dolar-Mantuani (1935) za anortoklaz. Nikitin (1942) jih je imenoval sanidin-ortoklaz, po Karamati (1959) pa gre za normalni ortoklaz oziroma ortoklaz-kriptopertit z delnimi začetnimi prehodi v mikroklin.

Alkalni glinenci so v pohorski globočnini in v njenih aplitnih in pegmatitnih žilninah sorazmerno sveži, ksenomorfnih oblik, večja zrna pa pogosto vsebujejo manjše idiomorfne plagioklaze (sl. 2a). Po naših meritvah (sl. 3) zavzema optična indikatriza pri večini poedincev izrazito monoklinski položaj, drugod pa se rahlo nagiba k triklnskemu. Primerki z monoklinskim položajem optične indikatrise nedvomno ustrezajo ortoklazu, kar potrjujejo tudi kemični podatki (Dolar-Mantuan, 1935, str. 105) z odločnim prevladovanjem kalija nad natrijem. Rahla triklnska lega indikatrise pa govori za prehod v mikroklin, če to ni posledica pritiskov v kristalih (Nikitin, 1942). Ker mikroklnska mreža pri alkalnih glinencih pohorske globočnine in njenih aplitno pegmatitnih žilninah na splošno ne zapažamo, kot optičnih osi pa je sorazmerno nizek, samo z optičnimi metodami ne moremo ugotoviti, ali gre v teh primerih za prehod v mikroklin ali pa za optične anomalije. Da imamo ponekod res opravka s prehodom v mikroklin, dokazuje zrno s porajajočo se mikroklnsko mrežo (sl. 2c). Kot optičnih osi je pri alkalnih glinencih pohorske globočnine in njenih aplitno pegmatitnih žilninah sorazmerno nizek in znaša v povprečju $2V = -52,5^\circ$ (ustrezni podatki na sl. 3). Le na območju, kjer se poraja mikroklnska mreža že omenjenega zrna, smo izmerili sorazmerno visok kot optičnih osi z $2V = -79^\circ$. Alkalni glinenci pohorske globočnine ustrezajo torej ortoklazu z delnimi začetnimi prehodi v mikroklin.

Na meji med ortoklazom in plagioklazi pogosto najdemo mirmekit (sl. 2b).

Sl. 2. Alkalni glinenci pohorske globočnine

Abb. 2. Alkalifeldspate aus dem Tiefengestein des Pohorje Gebirges

- a) Ortoklaz (svetlo polje) z vključki plagioklazov. Zbrusek št. 60, 36 ×, nikola +, granodiorit, Cezlak.
 Ortoklas (helles Feld) mit Plagioklaseinschlüssen. Dünnschliff Nr. 60, 36 ×, Nicols +, Granodiorit, Cezlak.
- b) Ortoklaz (temno polje) z mirmekitom. Zbrusek št. 60, 36 ×, nikola +, granodiorit, Cezlak.
 Ortoklas (dunkles Feld) mit Myrmekit. Dünnschliff Nr. 60, 36 ×, Nicols +, Granodiorit, Cezlak.
- c) Začetna mikroklnizacija v ortoklazu. Na meji s plagioklazom na robu slike je mirmekit. Zbrusek št. 16639, 96 ×, nikola +, granodiorit, Pesek.
 Beginnende Mikroklinisierung im Ortoklas. An der Grenze zum Plagioklas am Bildrand befindet sich Myrmekit. Dünnschliff Nr. 16639, 96 ×, Nicols +, Granodiorit, Pesek.

a



b



c



Kremen se pojavlja kot nekaj mm velika ksenomorfna zrna, ki so v skrilavi kamenini sploščena in zdrobljena v drobnozrnate agregate, v katerih se velikost posameznih zrn giblje od 0,1 do 2 mm.

Fenične minerale zastopa v glavnem biotit. Posamezne krpice so do 3 mm dolge, večinoma pa sestojijo iz manjših lističev. Biotit je ponekod delno nadomeščen s kloritom. Tudi rogovača se pojavlja v pohorski globočnini, navadno v zelo majhnih količinah, lahko pa tudi povsem manjka.

Za pohorsko globočnino je značilna bolj ali manj poudarjena paralelna tekstura, ki se v glavnem izraža s paralelno razporeditvijo biotitnih



Sl. 3. Alkalni glineneci pohorske globočnine in njenih pegmatitov
 Abb. 3. Alkalifeldspate aus dem Tiefengestein des Pohorje und seiner Pegmatitgängen

- globočnina
Tiefengestein
- × pegmatit
Pegmatit

1.	R	89	8	82,5	⊥ (001)	Or 3° NE Mi 9° SW	2V = -54°
2.	R	6	80	85	⊥ (010)	Or 5,5° NE Mi 13° SE	V ₁ V ₂ = -52°
3.	R	90	10	80	⊥ (001)	Or 4° N Mi 11° N	V ₁ V ₂ = -54°
4.	R	83	68,5	23	⊥ (100)	Or 5° N Mi 11° SW	2V = -59°
5.	R	7	88	84	⊥ (010)	Or 6,5° NW Mi 12° SE	2V = -48°
6.	R	88	8	83	⊥ (001)	Or 4° NE Mi 6° N	2V = -56°
7.	R	57	73	39,5	⊥ (110)	Or 3° SE Mi 14,5° W	2V = -45°
8.	R	88	5	85	⊥ (001)	Or 1° E Mi 8° SW	2V = -45°
9.	R	88	6	84,5	⊥ (001)	Or 1° E Mi 9° SW	2V = -46°
10.	R	89,5	3,5	87	⊥ (001)	Or 1° SE Mi 10° SW	2V = -60°
11.	H	87	79	11	⊥ (1502)	Or 2° NE Mi 15° NW	
12.	R	82,5	87	9	⊥ (1502)	Or 10° NE Mi 10° NW	
13.	R	90	8,5	82	⊥ (001)	Or 3,5° N Mi 9,5° W	2V = -65°
14.	R	84	11	81	⊥ (001)	Or 6° NE Mi 5° W	2V = -50°
15.	R	86	11,5	79,5	⊥ (001)	Or 6,5° NE Mi 6,5° NW	V ₁ V ₂ = -56°
16.	R	80	5,5	85	⊥ (001)	Or točno Mi 7° SW	2V = -49°
17.	R	1	88	90	⊥ (010)	Or 1° W Mi 18° SE	V ₁ V ₂ = -52°

Opomba:

Številke 1—12 ustrezajo alkalnim glinencem pohorske globočine, 13—17 pa alkalnim glinencem rjenih pegmatitov. R = razkolna razpoka, 2V oziroma V₁V₂ se nanašata na kot optičnih osi, ki smo ga izmerili pri izstopu ene ali obeh osi. Or = ortoklaz, Mi = mikroklin.

Bemerkung:

Die Nummern 1—12 entsprechen den Alkalifeldspaten aus dem Tiefengestein des Pohorje Gebirges, 13—17 dagegen den Alkalifeldspaten aus dem mit ihm genetisch gebundenen Pegmatit. R = Spaltfläche, 2V bzw. V₁V₂ beziehen sich auf den Winkel der optischen Achsen, wenn nur ein bzw. beide Achsenausstritte ein gemessen worden sind. Or = Ortoklas, Mi = Mikroklin.

krpic in ločastih agregatov kramena. Nastanek paralelne teksture si razlagamo s kristalizacijo pod pritiskom. Po raziskavah *Hinterlechner-Ravnikove* (1971) sta kontakti in skrilavost v tonalitu paralelna ploskvam foliacije kamenin metamorfnega ovoja.

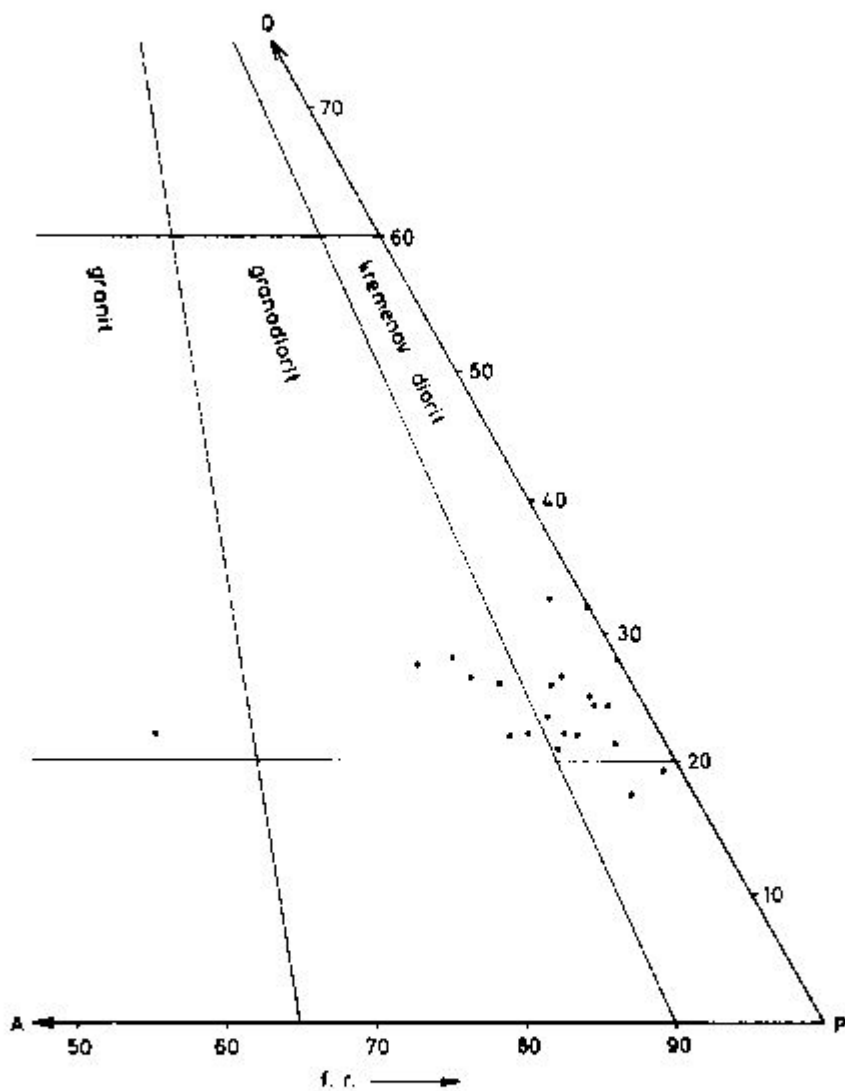
Klasifikacija

Kvantitativno modalno sestavo pohorske globočnine je prva raziskala *Dolar-Mantuani* (1953), ki je podala tudi popolno kemično analizo enega vzorca. Po njenih podatkih vsebuje pohorska globočnina v povprečju (v vol. %): plagioklaze 62 $\frac{1}{2}$, ortoklaz 6 $\frac{1}{2}$, kremen 22 $\frac{1}{2}$, biotit 5 $\frac{1}{2}$, rogovačo 1 in klorit 1 $\frac{1}{2}$. Po primerjavi z *Adamellom* je imenovala pohorsko globočnino tonalit, ki je siromašen s feričnimi minerali. Opazila pa je, da se kamenini ne ujemata povsem, plagioklazi pohorske globočnine vsebujejo znatno nižji odstotek anortita in je kamenina bolj levkokratna, kar

Oznaka kamenine Gesteinsnummer	f. r.	Q
40 a	90,3	21,2
40 b	85,5	26,6
40 c	90,1	23,7
41	95,5	25,0
42	84,6	27,8
I a	91,5	22,0
I b	95,9	21,5
II a	88,7	22,0
II b	96,3	24,6
III a	94,0	26,4
III b	59,7	22,1
IV a	95,8	24,4
IV b	81,2	27,3
52 a	93,4	17,4
26	96,9	32,6
6	88,2	26,1
7 a	98,6	19,6
7 b	92,8	26,2
23	100,0	28,1
67	100,0	31,8
3	87,1	22,2
4	92,9	22,2

Zbruski od 40 a do IV b so iz Josipdola, 52 a iz Cezlaka, 26 iz osrednjega Pohorja, 6 do 23 iz okolice Sl. Bistrice, 67 iz Sl. Kalvarije ter 3 in 4 iz konglomeratov pri Mariboru.

Die Dünnschliffe von 40 a bis IV b stammen aus Josipdol, 52 a aus Cezlak, 26 aus dem mittleren Teil des Pohorje Gebirges, 6 bis 23 aus der Umgebung von Sl. Bistrica, 67 von Sl. Kalvarija, 3 und 4 aus dem Konglomerat bei Maribor.



Sl. 4. Prikaz modalne sestave pohorske globočnine na diagramu QAP (Streckeisen, 1967) po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935, Tabela XIII)
 Abb. 4. Darstellung der modalen Zusammensetzung des Tiefengesteines des Pohorje Gebirges nach Angaben von Dolar-Mantuan! (1935, Tabelle XIII) mit Zuhilfenahme des Diagrammes QAP (Streckeisen, 1967)

potrjuje tudi kemična analiza. Ponekod najdemo vzorce s povečanimi količinami alkalnih glinencev; v takih primerih gre za kremenov monzonit (Dolar-Mantuani, 1940).

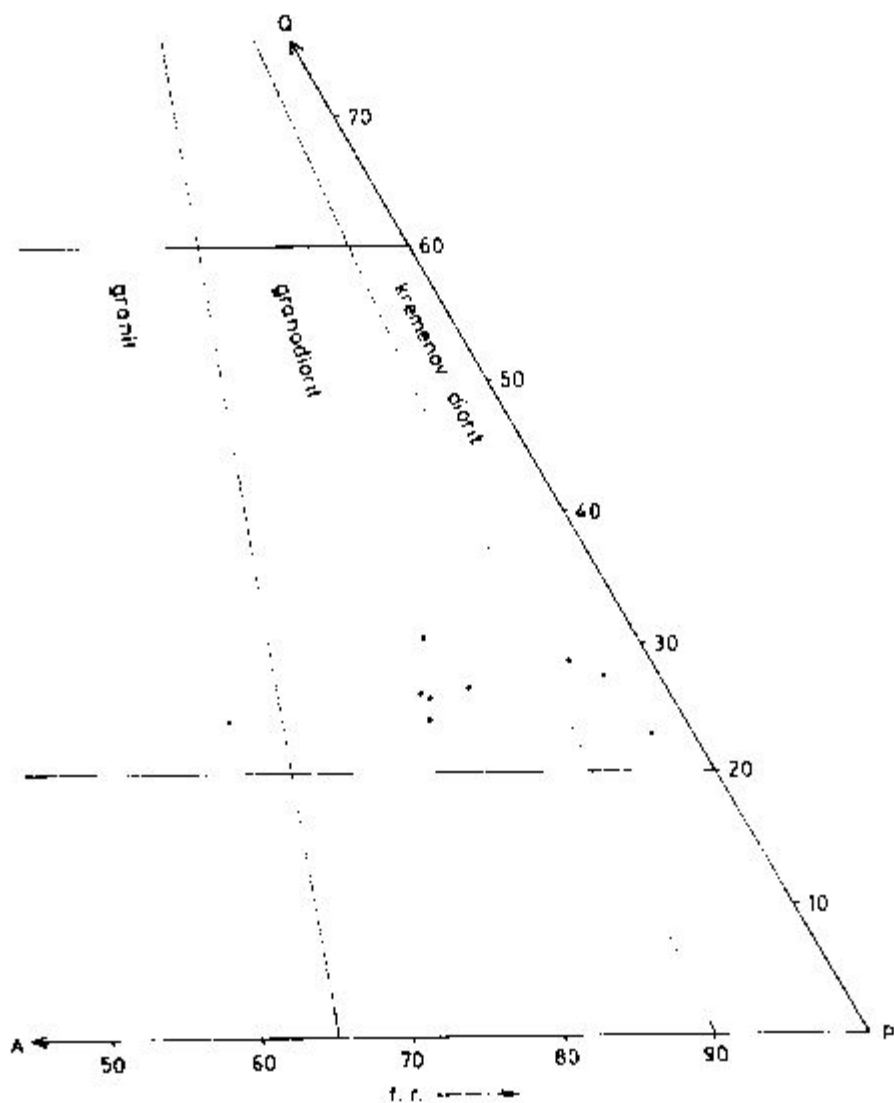
V novejšem času se je petrografska klasifikacija močno izpopolnila. Adamello so vsestransko temeljito proučili Bianchi, Callegari, Jobstreibitzer (1970). Zato je bilo treba tudi našo globočnino ponovno raziskati, da bi rešili problem njene klasifikacije. V ta namen smo mikroskopsko in kemično analizirali več vzorcev, katerih kvantitativne modalne sestave z ustreznimi kemičnimi analizami, Nigglijevimi parametri in vrednostmi QLM (Burri, 1959) vidimo na tabeli 1.

Ker vsebuje pohorska globočnina kremen med glavnimi sestavinami, pridejo pri klasifikaciji v poštev le granitoidne kamenine, odvisno pač od sistema, ki ga uporabljamo. Danes pri klasifikaciji na modalni osnovi zelo upoštevajo Streckeisenu (1967) predlog klasifikacije magmatskih kamenin. Po Streckeisenu vsebujejo granitoidne kamenine od vseh levkokranih sestavin 20 do 60 % kremen (Q); podrobnejša razdelitev na alkalni granit, granit, granodiorit in kremenov diorit pa temelji na podlagi naslednjega razmerja (izraženega v odstotkih) med plagioklazi in celotno količino glinencev (f. r.) 0 10 65 90 -100. Omenjeno razmerje se izra-

čuna po formuli $f. r. = \frac{P}{P + A}$ (P plagioklazi, A = alkalni glinenci).

Grafično izvedemo klasifikacijo na diagramu QAP, ki ga za podatke Dolar-Mantuanijeve (1935, str. 111) vidimo na sl. 4, za naše meritve pa na sl. 5. Po podatkih Dolar-Mantuanijeve ustreza od 22 zbruskov 15 kremenovemu dioritu (če tu upoštevamo še oba vzorca z nekoliko manjšimi količinami kremen), 6 granodioritu in 1 granitu, po naših meritvah pa od 9 vzorcev pohorske globočnine 3 kremenovemu dioritu, 5 granodioritu in 1 granitu. Ker je prehod med kremenovim dioritom in granodioritom postopen, granit pa predstavlja izjemo, lahko za pohorsko globočnino trdimo, da po Streckeisenu (1967) predstavlja kremenov diorit, ki postopno prehaja v granodiorit, v izjemnih primerih celo v granit. Na vzhodnem delu pohorskega masiva prevladuje kremenov diorit, na zahodnem pa granodiorit.

Št. kamenine Gesteinsnummer	f. r.	Q	Nabjalistiše Lokalität
1	95,1	27,6	Šmartno na Pohorju
2	96,7	23,1	Tinje
3	92,6	28,7	Cezlak
4	82,4	26,6	Cezlak
5	77,8	24,1	Pesek
6	78,5	25,4	Mislinski jarek
7	79,8	30,0	Ribniška koča
8	60,3	24,0	Josipdol
9	78,1	26,0	Črni potok



Sl. 5. Príkaz naših meritev modalne sestave pohorske globočnine na diagramu QAP (Streckeisen, 1967)

Abb. 5. Darstellung der von uns ausgeführten Messungen der modalen Zusammensetzung des Tiefengesteines des Pohorje Gebirges mittels des Diagrammes QAP (Streckeisen, 1967)

Tabela 1. Modalna in kemična sestava pohorske globokožne
 Tabelle 1. Modale und chemische Zusammensetzung des Tiefengesteines
 von Pohorje

a) Modalna sestava (v vol. %) — Modale Zusammensetzung (in Vol. %)

St. kamenine Gesteinsnummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Plagioklazi Plagioklase	60,0	65,2	53,9	54,2	53,3	53,8	50,5	41,6	52,0
Ortoklaz Ortoklas	3,1	2,2	4,3	11,6	15,2	14,7	12,8	27,4	14,8
Kremen Quarz	24,1	20,2	23,4	23,8	21,8	23,3	27,1	21,8	23,7
Biotit Biotit	9,2	8,5	13,4	5,4	8,1	5,6	7,5	5,7	6,3
Klorit Chlorit	1,2	0,2	2,9	3,4	1,4	2,2	1,4	1,1	1,8
Rogovača Hornblende	1,1	2,9	1,4	0,8	0,3	—	—	1,9	—
Sfen Sphen	0,2	—	—	0,2	—	—	0,2	0,1	—
Epidot Epidot	0,9	0,3	0,6	0,5	—	—	0,05	—	—
Ortit Ortit	0,1	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Apatit Apatit	0,1	0,4	0,1	0,1	—	—	—	—	0,04
Kalcit Kalcit	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Nepresojni min. Opake Minerale	0,02	0,09	0,2	0,1	0,05	0,4	0,4	0,3	0,5
	100,12	100,06	100,2	100,1	100,15	100,0	99,95	99,9	99,94

b) Kemične analize (utež. %) — Chemische Analysen (Gewichts. %)

St. kamenine Gesteinsnummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65,9	62,4	64,50	68,69	65,20	68,67	68,1	66,0	68,12
TiO ₂	0,46	0,38	0,35	0,32	0,30	0,21	0,35	0,43	0,28
Al ₂ O ₃	18,0	18,6	18,64	17,99	18,30	16,18	17,2	17,3	16,89
Fe ₂ O ₃	0,38	0,92	0,95	0,69	1,21	1,54	0,90	0,84	0,99
FeO	2,69	2,70	2,53	2,39	1,94	1,74	2,08	2,48	1,72
MnO	0,09	0,079	0,03	0,09	0,13	0,06	0,14	0,08	0,08
MgO	1,27	1,89	2,40	1,83	1,12	0,93	1,90	1,72	1,39
CaO	4,72	5,97	3,73	3,95	3,51	3,56	3,16	4,51	3,58
Na ₂ O	4,02	4,31	3,28	3,76	4,10	4,32	3,51	3,70	4,22
K ₂ O	1,93	1,53	1,63	2,15	3,10	2,27	2,38	2,41	2,42
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,23	0,12	0,20	0,08	0,13	0,21	0,11
H ₂ O ⁺	0,20	0,43	1,14	0,30	0,39	0,38	0,43	0,65	0,24
H ₂ O ⁻	0,33	0,16	0,31	0,02	0,03	0,09	0,11	0,13	0,07
CO ₂	0,22	0,25	—	0,26	0,33	0,02	0,11	0,26	0,00
S	0,01	0,001	0,08	0,007	0,12	0,07	0,007	—	0,08
	100,45	99,839	99,78	100,367	99,98	100,12	100,507	100,62	100,19

c) Nigglijevi parametri z vrednostmi QLM (Burri, 1959)
 Niggli-Werte mit QLM (Burri, 1959)

Št. kamenine Gesteinsnummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9
si	260,6	220,6	252,1	268,9	263,1	298,4	287,1	258,8	286,8
ti	1,43	1,06	1,17	0,99	0,97	0,78	1,27	1,18	1,01
p	0,24	0,21	0,47	0,19	0,24	0,16	0,25	0,24	0,20
al	42,0	38,6	43,0	42,7	43,6	41,5	42,6	40,0	41,9
fm	17,8	20,9	25,1	20,1	17,4	17,5	22,5	21,0	18,3
c	20,0	22,5	15,7	17,1	15,0	16,5	14,2	18,9	16,1
alk	20,2	18,1	16,2	20,2	24,0	24,5	20,5	20,1	23,7
k	0,24	0,19	0,25	0,28	0,33	0,26	0,31	0,28	0,27
mg	0,41	0,48	0,56	0,49	0,39	0,34	0,53	0,48	0,48
qz	+79,8	+48,4	+87,3	+87,1	+67,1	+100,0	+105,1	+79,4	+92,0
Q	50,1	45,8	51,5	51,2	48,5	51,7	52,7	50,0	51,0
L	41,1	44,7	34,3	38,4	41,5	41,9	36,2	40,2	41,5
M	8,9	9,5	14,4	10,4	9,9	6,5	11,3	9,7	7,5

1 Kremenov diorit, Smartno na Pohorju

2 Kremenov diorit, Tinje (vzorec 441/192 a — Geološki zavod, Ljubljana)

3 Kremenov diorit, Cezlak

4 Granodiorit, Cezlak

5 Granodiorit, Pesek

6 Granodiorit, Mislinjski jarek

7 Granodiorit, Ribniška koča

8 Granodiorit, Josipdol

9 Granodiorit, Črni potok

Opomba: Kemične analize št. 1, 7 in 8 je napravila ing. V. Hudnik, 2 ing. S. Kandare, 3 ing. N. Čerk, 4 dr. S. Gomišček, 5 ing. M. Treppo ter 6 in 9 prof. dr. L. Guzelj. Zbruske in analizo vzorca št. 2 s Tinja na Pohorju nam je dal na razpolago Geološki zavod v Ljubljani.

Omenili smo že, da v najnovjšem času imenujejo pohorsko globočnino tonalit. V prvotnem pomenu se beseda tonalit nanaša le na biotitno rogovačni kremenov diorit (navadno je biotita nekoliko več kot rogovače), kakršnega najdemo na Adamelli in v tem pomenu označuje tudi Streckeisen (1967) ustrezne kamenine kot tonalit, medtem ko nekaterim drugim avtorjem pomeni tonalit isto kot kremenov diorit (Johansen, 1958). Dosedanji podatki nas nedvomno prepričajo, da pri pohorski globočnini biotit na splošno odločno prevladuje nad rogovačo. Izjema je do neke mere le vzorec kremenovega diorita s Tinj (tabela 1), ki se z nekoliko večjimi količinami rogovače približuje biotitno rogovačnemu kremenovemu dioritu, t. j. tonalitu v prvotnem pomenu besede. Če torej ne upoštevamo izjem, predstavlja po Streckeisenovi klasifikaciji pohorska globočnina kremenov diorit, ali še natančneje biotitni kremen diorit, ki proti zahodu postopno prehaja v granodiorit. Če pa uporabljamo besedo tonalit kot sinonim pa kremenov diorit (Johansen, 1958), lahko tudi pri pohorski globočnini govorimo o tonalitu.

Nekoliko drugače kot Streckeisen postavlja Ronner (1963) meje med granitom, granodioritom in kremenovim dioritom na podlagi razmerja med plagioklazi in celotno količino glinencev. Tudi beseda tonalit ima po njem povsem drugačen pomen. Po Ronnerju vsebujejo alkalno kalcijev granit od vseh glinencev 15 do 60 % plagioklazov, granodiorit 60 do 85 % in kremenov diorit 85 do 100 %. Upoštevajoč podatke za f. r. v tekstu k sl. 4 in 5, se lahko takoj prepričamo, da po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935, str. 111) od 22 zbruskov pohorske globočnine 18 ustreza kremenovemu dioritu, 2 granodioritu in 1 granitu, po naših meritvah pa od 9 vzorcev pohorske globočnine 3 kremenovemu dioritu in 6 granodioritu, izmed katerih pa eden leži čisto na meji h granitu. Tudi po Ronnerjevi klasifikaciji je pohorska globočnina kremenov diorit, ki postopno prehaja v granodiorit, v izjemnem primeru celo v granit.

Bistvena razlika med Ronnerjem in Streckeisenom je v uporabi besede tonalit. Ronner (1963) razlikuje pri kremenov dioritni družini poleg kremenovega diorita v ožjem pomenu besede tudi tonalit, ki po njem pravzaprav predstavlja kremenov gabrov diorit s plagioklazi, katerih povprečna sestava se giblje med 45 in 55 % anortita. Ker pa vsebuje pohorska globočnina mnogo bolj kisle plagioklaze, po Ronnerju seveda ne ustreza tonalitu.

Upoštevali bomo še Lindgrenovo klasifikacijo (Johannsen, 1958), ki deli granitoidne kamenine na kremenov diorit, granodiorit, kremenov monzonit in granit na podlagi naslednjega razmerja (v odstotkih) med alkalnimi glinenci in celotno količino glinencev: 0—13 $\frac{1}{3}$ —33 $\frac{1}{3}$ —66 $\frac{2}{3}$. Po Lindgrenovi klasifikaciji ustreza od 22 zbruskov pohorske globočnine, ki jih navaja Dolar-Mantuanijeva (1935, str. 111), 18 kremenovemu dioritu, 3 granodioritu in 1 kremenovemu monzonitu, od 9 naših vzorcev pa 3 kremenovemu dioritu, 5 granodioritu in 1 kremenovemu monzonitu. Po Lindgrenu je torej pohorska globočnina kremenov diorit, ki postopno prehaja v granodiorit, v izjemnem primeru celo v kremenov monzonit.

Vzorec pohorske globočnine, o katerem je pisala Dolar-Mantuanijeva (1935), izvira iz Josipdola. Njegova sestava (v vol. %) je naslednja:

plagioklazi 65, ortoklaz 7, kremen 20, biotit 7 in klorit 1. Kemična analiza, preračunana na Nigglijeve parametre, pa daje naslednje vrednosti: $si = 307$, $ti = 1,07$, $p = 0,27$, $al = 44,5$, $fm = 15,0$, $c = 17,7$, $alk = 22,8$, $k = 0,16$, $mg = 0,43$. Magma: farsunditni tip granodioritne magme. Drugi podatki, dobljeni po ekvivalentni normi (Burri, 1959), so za opisani vzorec naslednji: $Q = 53,8$, $L = 39,5$ in $M = 6,7$.

Kemično sestavo naših vzorcev kaže tabela 1. Opazimo, da vzorci biotitnega kremenovega diorita po Nigglijevih parametrih ustrezajo farsunditnemu tipu granodioritne magme (Burri, 1959), primerki granodiorita prav tako farsunditnemu tipu ali prehodom med farsunditnim in normalnim tipom granodioritne magme. Prehod med farsunditnim in normalnim tipom je značilen tudi za jospidolski vzorec (tabela 1, vzorec št. 8), ki smo ga na podlagi njegove modalne sestave imenovali granit, medtem ko se pri biotitno rogovačnem kremenovem dioritu s Tinj (tabela 1, vzorec št. 2) pojavlja levkopelcicitni tip granodioritne magme. Če torej ne upoštevamo vzorca s Tinj, lahko za pohorsko globočnino trdimo, da je zanjo še najbolj značilen farsunditni tip z delnimi prehodi k normalnemu tipu granodioritne magme. Ker se prehod med farsunditnim in normalnim tipom pojavlja tudi pri jospidolskem vzorcu, ki smo ga glede na modalno sestavo imenovali granit oziroma kremenov monzonit, sklepamo, da smo pri mikroskopski preiskavi imeli opravka le z lokalnimi nakopičenji ortoklaza v izmeri zbruska, zaradi česar lahko tudi ta vzorec na podlagi njegove kemične sestave imenujemo granodiorit.

Kemizem pohorske globočnine ustreza torej po Nigglijevi klasifikaciji (Burri, 1959) granodioritnim magmam, v prvi vrsti farsunditnemu tipu s prehodi k normalnemu tipu. Značilno za pohorsko globočnino je, da se tudi pri vzorcih kremenovega diorita ne pojavlja kremenova dioritna magma, kot bi na prvi pogled pričakovali. Nigglijevi parametri nam pokažejo tudi bistveno razliko med tipičnim pohorskim kremenovim dioritom, kot ga npr. predstavlja vzorec s Smartnega (tabela 1), in adamellskim tonalitom. Kemizem pohorskega kremenovega diorita namreč ustreza farsunditnemu tipu granodioritne magme, za adamellski tonalit pa je značilna kremenova dioritna magma (Callegari, 1963).

Po dosedanjih preiskavah predstavlja torej pohorska globočnina v glavnem biotitni kremenov diorit, ki postopoma proti zahodu prehaja v granodiorit. Besedo tonalit lahko za pohorsko globočnino, kolikor ustreza kremenovemu dioritu, uporabljamo le kot sinonim za kremenov diorit.

Primerjava z adamellskim tonalitom

Ko je Dolari-Mantuani (1953, 1940) po primerjavi z adamellskim tonalitom tudi pohorsko globočnino imenovala tonalit, je imela na voljo le eno samo kemično analizo adamellskega tonalita. Danes pa je adamellski masiv temeljito preiskan in adamellski tonalit precizno definiran (Bianchi, Callegari, Jobstraibizer, 1970).

Če ne upoštevamo bazičnejših magmatskih kamenin na obrobju in seveda regionalno metamorfnihi kamenin in sedimentov, lahko trdimo za Adamello, da v glavnem sestoji iz tonalita, levkokratnega tonalita, biotitnega kremenovega diorita, levkokratnega biotitnega kremenovega diorita

Tabela 2. Adamello — glavni tipi magmatskih kamnin po Bianchiju, Callegariju in Jobstraibizerju (1970)

Tabelle 2. Adamello — Haupttypen der Eruptivgesteine nach Bianchi, Callegari, Jobstraibizer (1970)

a) Modalne sestave

Modale Zusammensetzungen

Kamenina Gestein	Plagiokl. Plagiokl.	% An*	Kremen Quarz	Ortoklaz Ortoklas	Biotit Biotit	Rogovača Hornbl.	Akcesorji Access.	M	R
Tonaliti Tonalliten	48,7	(49)	21,5	2,7	15,2	10,5	1,4	27,1	43
Levkokratni tonaliti Leukotonaliten	53,2	(48)	25,6	4,5	10,5	5,4	0,8	16,7	34
Biotitni krem. dioriti Quarzbiotitdioriten	47,7	(48)	28,9	3,1	17,9	1,2	1,2	20,3	6
Granodioriti Granodioriten	47,7	(38)	27,8	10,5	8,2	4,8	1,2	14,2	36
Levkokratni biotitni krem. dioriti Leukoquarzbiotit- dioriten	58,1	(33)	26,6	3,5	10,4	0,8	2,6	13,8	7

b) Nigglijevi parametri
Niggli-Werte

Kamenina Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg
Tonaliti Tonaliten	197	33,6	30,2	22,6	18,6	0,33	0,47
Levkotonaliti Leukotonaliten	230	37,1	25,1	22,2	15,6	0,32	0,43
Biotitni kremen. dioriti Quarzbiotitdioriten	238	37,3	26,2	20,8	15,7	0,36	0,42
Granodioriti Granodioriten	278	40,1	19,2	18,0	22,7	0,31	0,45
Levkokratni biotitni kremenovi dioriti Leukoquarz- biotitdioriten	271	41,6	18,6	18,3	21,5	0,21	0,47

Opombe:

Bemerkungen:

* Sestava norm. plagioklazov izračunana na podlagi rogovačno biotitne variante Nigglijeve ekvivalentne norme.

* Die Zusammensetzung der norm. Plagioklase wurde errechnet mittels der Hornblende-Biotitvariante der Niggli'schen Äquivalentnorm.

M Barvni indeks.

Farbindex.

R Razmerje rogovača/(rogovača + biotit).

Verhältnis Hornblende/(Hornblende + Biotit).

in granodiorita, kot imenujejo omenjeni avtorji ustrezne kamenine, katerih glavne karakteristike navajamo na tabeli 2. Definicija za tonalit se glasi »Tonalite is defined (in agreement with the original definition) as a hornblende-biotite-quartzdiorite, with low K-feldspar content, with strongly zoned plagioclases. The normative composition of the plagioclases is about 50% An; the average colour index is $M = 27$; the ratio hornblende/ (horn. + biot.) is greater than 20 ranging commonly between 30 and 45%; isophaly is typical chemical characteristic of these rocks« (Bianchi, Callegari, Jobstraibizer, 1970). Če primerjamo sedaj tipični pohorski kremenov diorit, kot je npr. vzorec s Smartnega na Pohorju (tabela 1, vzorec št. 1), z adamellskim tonalitom, vidimo naslednje razlike:

1. Vsota vseh femičnih mineralov, barvni indeks M, je pri pohorski kamenini dvakrat manjša.

2. Za razmerje rogovača / (rogov. + biotit) dobimo pri omenjenem vzorcu pohorske globočnine vrednost 11%, kar je še globoko pod razmerjem, značilnim za adamellski tonalit.

3. Normativni plagioklazi vzorca s Šmartnega na Pohorju, izračunani iz standardne katanorme (Burri, 1959), vsebujejo 38 % anortita, kar je bistveno manj kot pri normativnih plagioklazih adamellskega tonalita.

4. Kemizem kremenovega diorita s Šmartnega na Pohorju je izrazito saličen (al \gg fm), adamellskega tonalita pa izofalen (al \approx fm).

Razlika je tudi v sestavi modalnih plagioklazov. Pri adamellskem tonalitu se namreč pojavljajo plagioklazi s korodiranimi bazičnimi jedri sestave bitovnit/labradorit, ki jih obdaja conarno zgrajen ovoj iz andezina, pogosto še z oligoklazom na robovih, povprečna sestava celotnih zrn pa znaša 45 % an (Karl, 1986). Kot smo že videli, vsebujejo plagioklazi pohorske globočnine povprečno le 35 % anortita in jim manjkajo predvsem korodirana jedra bazičnih plagioklazov, ki so tako značilna za adamellski tonalit.

Primerjava torej kaže, da pohorska globočnina, kolikor ustreza kremenovemu dioritu, ni identična z adamellskim tonalitom. Še bolj kot za vzorec s Šmartnega na Pohorju velja to za primerke, ki so še bolj levkokratni ali pa sploh ne vsebujejo rogovače kot npr. že omenjeni vzorec kremenovega diorita iz Josipdola, ki ga je Dolan-Mantuani (1935, str. 111, obrus 40 a) imenovala tonalit. Le biotitno rogovačni kremenov diorit s Tinj (tabela 1), pri katerem odstopno razmerje med rogovačo ter vsoto rogovače in biotita doseže vrednost 25, ustreza tonalitu; toda po drugih lastnostih se tudi ta kamenina tako razlikuje od adamellskega tonalita, da je z njim ne moremo identificirati.

Če torej pohorski kremenov diorit ne ustreza adamellskemu tonalitu, se bomo vprašali, ali morda ni identičen s katerim od naštetih predstavnikov adamellske globočnine, kot jih označujejo Bianchi, Callegari, Jobstraibizer (1970). Primerjava vzorca s Šmartnega na Pohorju (tabela 1) s kameninami, navedenimi na tabeli 2, pokaže, da se pohorski kremenov diorit tako po modalni sestavi kakor tudi po kemičnih lastnostih še najlepše ujema z adamellskim »levkokratnim biotitnim kremenovim dioritom«, kar lahko pri primerjavi parametrov Zavarickega (1964) lepo dokažemo z vrednostmi »d« (tabela 3). Najmanjšo vrednost za »d« dobimo namreč pri primerjavi z adamellskim »levkokratnim biotitnim kremenovim dioritom«. Pri primerjavi z Adamellom predstavlja torej vzorec s Šmartnega na Pohorju levkokratni biotitni kremenov diorit, isto pa velja seveda za druge sorazmerno levkokratne primerke pohorskega kremenovega diorita, še posebno če povsem matjka rogovača med femičnimi sestavinami. Izjeml sta biotitno rogovačni kremenov diorit s Tinj (tabela 1), ki se že približuje adamellskemu »levkokratnemu tonalitu«, in melanokratni različek pohorske globočnine v cezlaškem kamnolomu (tabela 1), ki se pri primerjavi z Adamellom približuje »biotitnemu kremenovemu dioritu«.

Če torej ne upoštevamo izjem, lahko pri primerjavi z Adamellom za pohorsko globočnino trdimo, da predstavlja »levkokratni biotitni kremenov diorit«, ki proti zahodu postopno prehaja v granodiorit. Ker pa »levkokratni biotitni kremenov diorit« ne predstavlja posebnega pojma v petrografski klasifikaciji, bomo pohorsko globočnino v bodoče imenovali biotitni kremenov diorit, če vsebuje malo ortoklaza, oziroma granodiorit, če je poleg kremenca in plagioklazov bistvena sestavina tudi ortoklaz.

Tabela 3. Primerjava kremenovega diorita s Smartnega na Pohorju s povprečnimi sestavami glavnih tipov adamelskih kamenin (Bianchi, Callegari, Jobstraibizer, 1970, str. 135) s parametri Zavarického (Savarizki, 1954)

Tabelle 3. Vergleich des Quarzdiorites von Smartno am Pohorje mit mittleren Zusammensetzungen der Hauptgesteinstypen des Adamello (Bianchi, Callegari, Jobstraibizer, 1970, S. 135) mittels der Zahlenwerten nach Savarizki (1954)

Kamenina Gestein	a	c	b	s	$d = \sqrt{(a - a_0)^2 + (c - c_0)^2 + (b - b_0)^2}$
Biotitni krem. diorit, Smartno na P. Quarzbiotitdiorit, Smartno na P.	11,7	5,8	6,3	76,2	—
Tonaliti, Adamello Tonaliten, Adamello	9,8	7,2	11,7	71,3	d = 5,9
Levkokratni tonaliti, Adamello Leukotonaliten, Adamello	10,0	7,0	8,2	74,7	d = 3,4
Biotitni krem. dioriti, Adamello Quarzbiotitdioriten, Adamello	9,8	6,5	8,8	74,9	d = 3,2
Granodioriti, Adamello Granodioriten, Adamello	12,5	4,8	5,5	77,1	d = 1,2
Levkokratni biotitni krem. dioriti, Adamello Leukoquarzbiotitdioriten, Adamello	12,1	5,3	8,5	76,1	d = 0,7

Tabela 4. Kemične sestave aplitno pegmatitnih žilnin, melanokratnega vključka, čizlakita, dacita in malchita.
Tabella 4. Chemische Zusammensetzungen aplitisch pegmatitischer Ganggesteine, des melanokraten Einschlusses, des
Čizlakits, Dacits und Malchits

a) Kemične analize (ulež. %)

Chemische Analysen (Gewichts %)

St. kamenine Gesteins- nummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	72,74	74,32	51,70	53,82	66,58	67,36	65,95	63,72	63,98	66,58	64,82	66,20	58,44
TiO ₂	0,09	0,06	1,38	0,51	0,31	0,28	0,35	0,35	0,46	0,26	0,38	0,30	0,89
Al ₂ O ₃	15,90	14,15	18,66	7,71	18,22	18,70	18,89	18,34	19,57	18,60	16,60	16,85	16,72
Fe ₂ O ₃	0,06	0,31	3,25	1,09	0,29	0,74	0,42	2,29	1,90	0,97	0,26	1,20	1,28
FeO	0,96	0,42	8,96	3,48	1,52	2,18	2,73	0,81	1,54	1,82	3,17	1,95	4,44
MnO	0,03	sl.	0,35	0,07	0,03	sl.	0,07	0,04	0,04	0,007	0,12	0,12	0,11
MgO	0,99	0,65	6,48	13,78	1,59	1,71	1,80	1,68	2,03	1,38	1,77	1,34	5,47
CaO	2,18	1,13	2,80	18,81	3,67	2,85	3,10	3,29	3,38	3,21	3,43	3,47	7,07
Na ₂ O	4,13	4,34	2,19	1,82	4,42	2,45	3,56	3,48	3,02	3,24	3,90	4,20	4,01
K ₂ O	2,46	3,65	2,78	0,68	2,07	1,96	2,50	2,35	1,77	2,31	3,30	3,00	1,86
P ₂ O ₅	0,01	0,055	0,60	0,68	0,11	0,18	0,24	0,29	0,23	0,21	0,27	0,21	0,57
H ₂ O ⁺	0,16	0,30	0,44	0,22	0,82	0,58	1,80	1,93	0,04	1,03	1,20	0,45	0,63
H ₂ O ⁻	0,06	0,00	0,15	0,11	0,23	0,77	0,35	1,34	1,36	0,05	0,59	0,10	0,26
CO ₂	0,00	0,16	0,00	0,25	0,04				0,50			0,49	
S	0,10	0,17	0,05		0,04	0,08	0,08	0,04	0,09	0,09	0,07	0,12	0,08
	99,86	99,735	99,79	100,43	100,04	99,81	99,84	100,11	99,81	99,757	99,86	100,00	99,83

b) Nigglijevi parametri z vrednostmi QLM (Burri, 1959).
Niggli-Werte mit QLM (Burri, 1959).

St. kame- nine Gesteins- nummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
si	370,3	420,7	130,9	109,5	275,3	297,5	278,5	263,3	254,5	285,6	280,0	270,8	159,6
ti	0,28	0,34	2,96	0,73	1,02	1,06	1,27	1,24	1,44	0,93	1,20	0,98	1,87
p	0,03	0,14	0,64	0,07	0,20	0,34	0,43	0,47	0,41	0,41	0,48	0,25	0,68
al	47,8	47,3	29,1	9,3	44,4	48,5	42,1	44,7	45,9	47,0	39,3	40,8	27,9
fm	12,1	8,8	52,6	49,8	16,2	22,0	22,7	20,6	23,2	18,6	22,4	19,4	36,3
c	11,8	6,8	7,9	36,7	16,2	13,5	14,0	14,8	14,8	14,7	14,7	15,2	21,4
alk	28,3	37,1	10,3	4,4	23,2	15,9	21,3	20,1	16,2	19,6	23,6	24,6	14,4
k	0,28	0,36	0,45	0,19	0,24	0,34	0,32	0,31	0,28	0,32	0,36	0,32	0,24
mg	0,63	0,62	0,49	0,84	0,61	0,51	0,20	0,51	0,53	0,48	0,47	0,41	0,83
qz	+188,2	+172,3	-4,3	-8,1	+82,5	+133,9	+83,3	+82,9	+89,7	+107,2	+65,6	-72,4	+2,0
Q	58,9	56,8	34,2	26,9	50,4	57,0	51,4	50,6	52,3	53,7	47,8	49,0	36,0
L	37,5	39,0	28,6	18,5	41,7	28,5	37,4	37,3	30,9	34,8	42,0	41,2	41,4
M	5,6	4,2	37,3	54,6	8,0	14,5	11,4	12,2	16,8	11,5	10,2	9,9	22,6

1 Aplit, Cezlak

2 Pegmatit, Cezlak

3 Melanokratni vključek, Cezlak

4 Čizlakit, Cezlak

5 Dacit, Sv. Bolfenk pri Ribnici na Pohorju

6 Dacit, Legen

7 Dacit, Troblje

8 Dacit, Trbonje

9 Dacit, Vuzenica

10 Dacit, Mislinjski jarek

11 Dacit, Vrhnik

12 Dacit, Ribniška koča

13 Malchit, Mislinjski jarek

Opomba: Analize št. 1, 3 in 5 je naredil prof. dr. L. Guzeji, 2, 11 in 12
ing. M. Treppo, 4 ing. R. Klemen, 6, 7, 8, 9 in 10 ing.
N. Čerk in analizo št. 13 prof. dr. L. Dolari Mantuani.

Apliti in pegmatiti

Kot vse granitoidne kamenine prepletajo tudi pohorsko globočnino številne aplitne in pegmatitne žilnine, ki segajo ponekod tudi še v sosednjo regionalno metamorfne kamenine. Toda takoj moramo soglašati s Kie-slingerjem (1935), da so metamorfne kamenine prepredene tudi z aplitno pegmatitnimi žilninami, ki nimajo ničesar skupnega z globočnino, temveč so sigurno starejše od nje. V tem poglavju se omejimo le na aplitno pegmatitne žilnine, ki so v genetski zvezi s pohorsko globočnino. Opisemo pa dve ustrezni žilnini iz cezlaškega kamnoloma, aplit in pegmatit.

Aplit predstavlja do 3 m debelo žilnino, ki v ravnih mejah presčkava globočnino. Struktura je drobnozrnata, njegova tekstura pa paralelna. Kamenina sestoji v glavnem (v vol. %) iz plagioklazov 38,3, ortoklaza 30,0 in kremenca 28,4. Druge sestavine pa so biotit s kloritom 3,1, granat 0,03 in neprosojni minerali, v glavnem pirit 0,1. Plagioklazi ustrezajo v povprečju oligoklazu s 24 % anortita. Kemično sestavo kamenine podajamo na tabeli 4.

Pegmatit sestoji v glavnem iz kristalov plagioklaza in ortoklaza ter kremenca, zdrobljenega v drobnozrnate agregate. Plagioklazi ustrezajo v povprečju oligoklazu z 11 % an, alkalni glinenec pa ortoklazu z začetnimi delnimi prehodi v mikroklin (sl. 3). V minimalnih količinah se še pojavljajo biotit, klorit, granat in neprosojni minerali, v glavnem pirit. Kemično sestavo kamenine kaže tabela 4.

Aplitne in pegmatitne žilnine, ki prepletajo pohorsko globočnino, so kisli diferenciacijski produkti njene magne. Posebno pogoste so ob jugovzhodnem robu pohorske globočnine nad Slovensko Bistrico, opisala pa sta jih že Benesch (1917) in Dolar-Mantuani (1935).

Melanokratni vključki v pohorski globočnini

Pohorska globočnina vsebuje številne podolgovate temne vključke, velike do nekaj dm, ki v bistvu sestojijo iz enakih mineralov kot globočnina, le da femične sestavine prevladujejo nad salicnimi. Tako sestoji melanokratni vključek iz cezlaškega kamnoloma (v vol. %) iz plagioklazov 18,2, ortoklaza 16,9, kremenca 6,1, biotita 57,9, klorita 0,3, apatita 0,4, sfena 0,1, epidota 0,03 in neprosojnih mineralov 0,1. Plagioklazi ustrezajo, podobno kot v obdajajoči globočnini, kislemu andezinu s 34 % an, alkalni glinenec pa ortoklazu z delnimi začetnimi prehodi v mikroklin. Naj navedemo tri podatke (R - razkolna razpoka, Or = ortoklaz, Mi = mikroklin):

1.	R	90	6,5	84	⊥ (001)	Or	1,5° N	2V = -50°
2.	R	5	85	90	⊥ (010)	Or	5° N	V ₁ V ₂ = -51°
						Mi	16° S	
3.	R	11	80	88	⊥ (010)	Or	11° W	
						Mi	13° S	

Kemično sestavo melanokratnega vključka iz cezlaškega kamnoloma podajamo na tabeli 4.

Cizlakit

V bližini cezlaškega kamnoloma se v pohorski globočnini nahaja leđa srednjecrnatc kamenine, ki sestoji po Nikitinu (1937, 1939) v glavnem iz svetlo zelenega avgita, temno zelene rogovače in plagioklazov, v manjši meri tudi iz ortoklaza in kremenca, v neznatnih količinah pa vsebuje še sfen, apatit in biotit. Femičnih mineralov je 70 do 80 vol. %, v glavnem avgita in rogovače, pri čemer v normalnih primerkih avgit močno prevladuje nad rogovačo.

Cezlaško melanokratno kamenino je najprej omenil Benesch (1917) kot rogovačni avgitni diorit. Pozneje jo je Nikitin (1937, 1939) po temeljiti petrografski preiskavi po Cezlaku (– Cizlak?) preimenoval v čizlakit. Da je dal cezlaški kamenini posebno ime, se je čutil upravičenega, ker do takrat še niso poznali kamenine, ki bi imela po sistemu CIPW formulo IV. 1. 1s. (2)3. (1)2., kot jo kaže prav naša kamenina.

Glavna sestavina čizlakita je avgit, ki ga pohorska globočnina sploh ne vsebuje. Poleg tega je v čizlakitu znatno več rogovače kot biotita, torej obratno kot v globočnini. Pač pa se po sestavi večina čizlakitovih plagioklazov lepo ujema s plagioklazi v pohorski globočnini, saj po Nikitinu (1939) variirajo plagioklazi v čizlakitu med 52 in 35 % an, po naših meritvah med 38,5 in 34 % an s povprečjem 36,5 % an. Po meritvah Dolarmantuanijeve (1940) vsebujejo plagioklazi v čizlakitu povprečno 36 % an, vendar je v prejšnjem delu (Dolar-Mantuani, 1935) navedla tudi bazičnejše plagioklaze, ki ustrezajo labradoritu. Nadalje ugotavljamo, da so alkalni glinenci v čizlakitu identični z alkalnimi glinenci obdajajočc globočninc in torej ustrezajo ortoklazu z začetnimi delnimi prehodi v mikroklin. Navajamo dva podatka:

(R = razkolna razpoka, Or = ortoklaz, Mi = mikroklin):

1.	R	88	5	86	L (001)	Or	1°	N	2V = 48°
2.	R	65,5	64	38	L (110)	Or	7,5°	SW	
						Mi	15°	SE	

Cizlakit vsebuje torej dve vrsti sestavin, in sicer takšne, ki jih v obdajajoči globočnini ni (avgit, bazični plagioklazi), in minerale, ki so navzoči tudi v obdajajoči globočnini (andezin, ortoklaz, rogovača).

Porfirske kamenine

Porfirske kamenine zahodnega Pohorja so starejši avtorji (Anker, 1835; Morlot, 1848 in Rolle, 1857) enostavno prištevali h granitu. Njih pravo naravo je prvi prepoznal Hussak (1884). Imenoval jih je kremenove sljudne porfirite in rogovačne porfirite. Enako jih je označil tudi Teller, (1896), ki jih pa genetsko ni povezal s pohorsko globočnino. Doelter (1884) in Pontoni (1895) sta pohorski granit, granitni porfir, sljudni in rogovačni porfir obravnavala kot enoten masiv z različnimi strukturnimi oblikami. Eigel (1895) je poudarjal, da se granitni porfir pojavlja kot večji čoki, porfiriti pa v obliki žilnin. Pozneje je Heritsch (1913) granitne porfirje preimenoval v dacit, medtem ko je Dolar-Mantuani (1935) pri porfirskih kameninah zahodnega Po-

horja glede na stopnjo kristalizacije osnove in mineralno sestavo razlikovala dacit, diorit-porfirit in malchit, pri čemer se diorit-porfirit očitno nanaša na nediferencirane žilnine, malchit pa na rogovačne porfirite starejših avtorjev. Med tipičnim dacitom kot predornino in diorit-porfiritnimi žilninami so znani številni prehodi. Zato jih je Kieslinger (1935) enostavno združil z dacitom. Tudi Teller (1896) pri svojih kremenovih sljudnih porfiritih ni delal razlike glede načina pojavljanja. Tudi mi bomo v bodoče na Pohorju z dacitom označevali tako ustrezne predornine kot nediferencirane žilnine porfirskega zloga. S tem hočemo poudariti, da nediferencirane žilnine ne predstavljajo apofiz globočnine, temveč v globljih razpokah skrepenelo dacitno magmo.

Za ugotovitev starosti porfirskih kamenin zahodnega Pohorja imata zasluge Zurga (1926) in Winkler (1929). Ker dacit predira ivniške (eibiswaldske) sklade, v katerih se pojavljajo tudi dacitni tufi, je dacit po starosti identičen z ivniškimi skladi, ki jih danes uvrščamo v helvetsko stopnjo miocena (Janoschek, 1964). Do dacitnih izbruhov je torej prišlo v helvetu, po Kieslingerju (1935) pa lahko delno še prej.

Svetlo sive porfirske kamenine zahodnega Pohorja se pojavljajo kot večji čoki ali pa v obliki žilnin, med njimi pa so številni prehodi, kakor zapažamo prehode tudi med svetlo sivimi nediferenciranimi žilninami in malchitom.

Večji svetlo sivi izdanki porfirskih kamenin, pri katerih se kot vitrošniki v komaj kristalizirani osnovi pojavljajo plagioklazi, kremen in ferični minerali biotit, klorit ali rogovača, ustrezajo dacitu. Plagioklazovi vitrošniki v dacitu so idiomorfni in približno enako veliki kot v zrnati globočnini, ustrezajo pa delno visokotemperaturnim modifikacijam delno tudi vmesnim oblikam, po odstotku anortita pa povprečno kislemu andezinu z nekatko 32 %. Kemizem večjega dela doslej raziskanih vzorcev pohorskega dacita (Faninger, 1970) ustreza prehodu med farsunditnim in normal-

Sl. 6. Porfirske kamenine zahodnega dela Pohorja
 Abb. 6. Porphyrisch entwickelte Eruptivgesteine des westlichen Pohorje
 Gebirges

a) Skupki zaobljenih kremenovih vitrošnikov v malo kristalizirani osnovi. Majhen vitrošnik je plagioklaz. Zbrusek št. 16636, 36 X, nikola +, dacit, Vrhnik. Gruppe von abgerundeten Quarzeinsprenglingen. Der kleine Einsprengling ist Plagioklas. Dünnschliff Nr. 16636, 36 X, Nicols +, Dacit, Vrhnik.

b) Conaral plagioklazov vitrošnik z bazičnejšim robom. V jedru smo izmerili 45,5 % an, proti periferiji pade sestava postopno na 31 % an, toda na sliki temni rob vsebuje zopet 45,5 % an. Zbrusek št. 16635, 36 X, nikola -, dacit, Ribniška koča.

Zonarer Plagioklaseinsprengling mit basischerem Rand. Im Kern wurden 45,5 % An gemessen, gegen die Peripherie fällt der Anortitgehalt allmählich auf 31 %, doch der Rand (dunkel) enthält wieder 45,5 % An. Dünnschliff Nr. 16635, 36 X, Nicols +, Dacit, Ribniška koča.

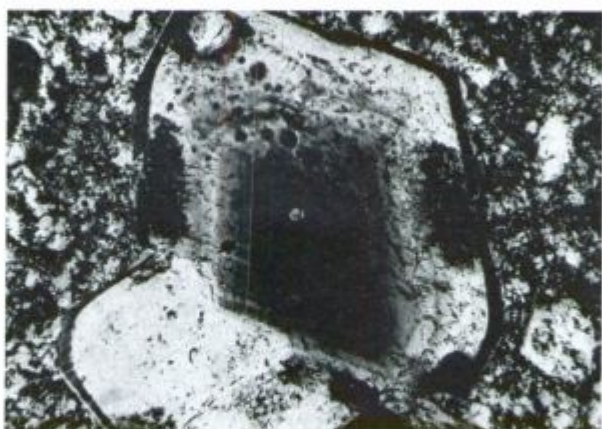
c) Plagioklaz s kislesjo notranjostjo. Na sliki temnejši zaobljen del v notranjosti plagioklaza vsebuje 30 % an, sledi mu cona s 35 % in obrobni del vitrošnika s 30,5 % an. Zbrusek št. 51, 36 X, nikola +, dacit, Troblje.

Plagioklas mit saurerem Inneren. Auf dem Bild dunklerer ovaler Teil des Inneren enthält 30 % An, es folgt ihm eine Zone mit 35 % An, während die Randteile des Einsprenglings 30,5 % Anortitgehalt enthalten. Dünnschliff Nr. 51, 36 X, Nicols +, Dacit, Troblje.

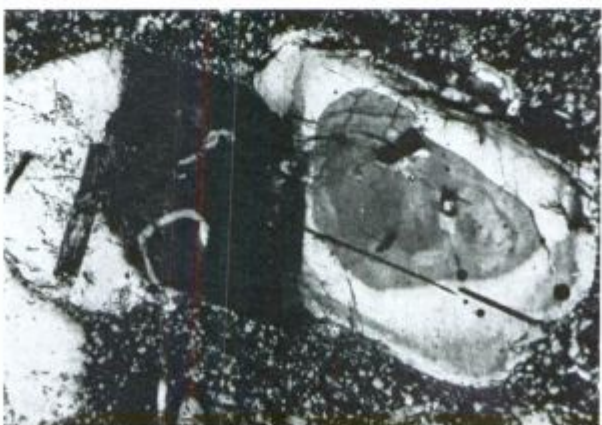
a



b



c



nim tipom granodioritne magme, redkeje samemu farsunditnemu. Kemično sestavo vidimo na tabeli 4.

Makroskopsko so dacitu podobne svetlo sive žilnine, ki se od njega razlikujejo le po tem, da je kremen med vtrošniki le akcesoren. Pod mikroskopom se lahko prepričamo, da je osnova nekoliko bolj kristalizirana kot pri dacitu in da je polna kremenca, kar potrjuje tudi normativna sestava. Plagioklazovi vtrošniki so idiomorfni, pripadajo delno visokotemperaturnim, delno nizkotemperaturnim modifikacijam ali pa vmesnim oblikam, po odstotku anortita pa ustrezajo andezinu. Doslej smo petrografsko opisali ustrezno žilnino iz Mislinjskega jarka (Faninger, 1970), ki smo jo takrat imenovali tonaliti porfirit. Kamenina ima mikrokristalno osnovo. Kot vtrošniki se pojavljajo plagioklazi s povprečno 37 % an, biotit in redka zrna kremenca, medtem ko sestoji osnova iz glincev, kremenca, biotita in klorita. Kemično kamenino navajamo na tabeli 4. Ker v kemičnem pogledu ni razlike napram dacitu, s katerim tvorijo podobne žilnine po strukturi, načinu pojavljanja in količini kremenca med vtrošniki številne prehode, jih moramo imeti za nediferencirane žilnine dacitne magme. Da bi to poudarili in zaradi enostavnosti bomo odslej nediferencirane žilnine enostavno imenovali dacit. Dacitne žilnine so zelo pogoste v Mislinjskem jarku, najdemo jih tudi ob Razborci, kjer po stopnji kristalizacije osnove še predstavljajo tipične žilnine, glede na velike količine kremenovih vtrošnikov pa so podobne dacitu.

Čeprav v večini primerkov z lahko ločimo dacit od globočnine, najdemo na zahodnem Pohorju tudi vzorec, pri katerem makroskopsko ne moremo takoj ugotoviti, ali imamo opravka z dacitom ali z globočnino. To velja v prvi vrsti za porfirske kamenine, bogate z vtrošniki, ki so enako veliki kot sestavine zrnate globočnine, in obilica vtrošnikov z malo osnove daje videz zrnate kamenine. Toda natančnejša preiskava nam takoj pokaže razliko, saj je za pohorsko globočnino značilna bolj ali manj razvita paralelna tekstura, zrnca kremenca pa so zdrobljena v agregate, medtem ko pri dacitu paralelne teksture ne zapažamo, kremenovi vtrošniki pa se pojavljajo kot enotni kristali zaobljenih oblik, pogosto še združeni v večje skupke (sl. 6a). Razlika je tudi v plagioklazih, ki v globočnini ustrezajo nizkotemperaturnim, v dacitu pa v glavnem visokotemperaturnim ali pa vmesnim oblikam.

Nadrobneje bomo opisali dva vzorca pohorskega dacita in sicer dacit z Vrhnika, ki predstavlja predornino, in dacit iz kamnoloma pri Ribniški koči, ki se pojavlja v obliki žilnine.

Vrhnik. Kamenino je Trobei (1908) imenoval bostonit, Dolarmantuani (1938) pa dacit. Ker se podatki obeh avtorjev močno razlikujejo glede kemične sestave, smo se odločili za ponovno preiskavo.

Kot vtrošniki se v vrhniški porfirske kamenini pojavljajo plagioklazi, kremen, biotit, klorit in rogovača. Plagioklazovi vtrošniki so idiomorfni, veliki do 2,5 mm, ustrezajo pa prehodnim oblikam med visokotemperaturnimi in nizkotemperaturnimi modifikacijami. Če merilne podatke vrednotimo na diagramih za visokotemperaturne oblike (Sarantšchina, 1963), ki se jim vsekakor bolj približujejo, ugotovimo nihanje v sestavi neonarnih plagioklazov od 33 do 29 % an, njih povprečje pa znaša 32 % anortita, medtem ko smo pri nekem omarnem zrnju v jedru izmerili

43,5, na periferiji pa 35 % an. Kremenovi vtrošniki so zaobljeni, veliki do 2,2 mm, poedinci pa se lahko združujejo v večje skupke. Osnova je komaj kristalizirana do mikrokristalna, v kateri dosegajo zrnca 0,006 mm. Kamenina vsebuje tudi pirit. Kemizem kamenine počajamo na tabeli 4; po Niggliju (B u r r i, 1959) ustreza prehodu med farsunditnim in normalnim tipom granodioritne magme. Vsi podatki torej kažejo, da je porfirski kamenina z Vrhnika dacit.

Ribniška koča. Jugovzhodno od Ribniške koče na Pohorju je odprt kamnolom, v katerem se pojavljata globočnina in siva kamenina porfirskega zloga, ki predira globočnino in vsebuje tudi vključke globočnine. Porfirski kamenina predstavlja nediferencirano žilnino, podobno že prej opisani iz Mislinjskega jarka, ki jo bomo odslej naprej kot tudi vzorec porfirski kamenine z Ribniške koče imenovali dacit. Kot vtrošniki se pojavljajo plagioklazi, veliki do 2,3 mm, nadalje še rogovača in biotit, medtem ko kremen ni videti med njimi. Osnova je mikrokristalna z velikostjo zrnca okoli 0,06 mm, ki jih zaradi majhnih dimenzij ne moremo identificirati.

Plagioklazovi vtrošniki v porfirski kamenini pri Ribniški koči ustrezajo večinoma prehodu: med visokotemperaturnimi in nizkotemperaturnimi modifikacijami. Za povprečje dobimo andecin s 33 % an, če meritvene podatke vrednotimo na krivuljah za visokotemperaturne oblike, in 39 % an po nizkotemperaturnih krivuljah (4 meritve). Ugotovili pa smo tudi zrno plagioklaza, ki s 48 % an ustreza nizkotemperaturni modifikaciji. Za nekatere plagioklazove vtrošnike je še značilen bazičnejši rob. Tako smo pri nekem conarnem zrnu v jedru izmerili 45,5 % an, sledita mu sloja s 42 in 31 % an, na robu pa se sestava zopet dvigne na 45,5 % an (sl. 6b).

Kemizem porfirski kamenine pri Ribniški koči ustreza prehodu med farsunditnim in normalnim tipom granodioritne magme (tabela 4). Ker normativna sestava po ekvivalentni normi (B u r r i, 1959) vsebuje 18,6 % kremen (Q), ga bo v obilici pričakovati tudi v osnovi. V kemičnem pogledu torej ni videti razlike napram tipičnemu dacitu, zato menimo, da porfirski kamenina pri Ribniški koči predstavlja v globljih razpokah skrepenelo dacitno magmo, torej dacit.

Dacitne žilnine zahodnega Pohorja postopno prehajajo v diferencirane žilnine, malchit, kot imenuje Dolar-Mantuan (1938) ustrezne lamprofirske žilnine. Malchit iz Mislinjskega jarka je petrografsko obdelala Dolar-Mantuan (1938). Po njenih podatkih sestoji kamenina (v vol. %) iz plagioklazov 58, kremen 3, biotita 4, rogovače 34 in pirita z apatitom 1. Plagioklazi delno ustrezajo labradoritu, delno bazičnemu andecinu. Kemizem kamenine podajamo na tabeli 4.

Geneza pohorskih magmatskih kamenin

Po dosedanji raziskavi pohorskih magmatskih kamenin postavimo za njihov nastanek naslednje časovno zaporedje: čizlakit/globočnina/apliti in pegmatiti / dacit z malchitom. Po obsegu daleč prevladuje globočnina, torej biotitni kremenov diorit z granodioritom in prehodi med obema. Kdaj je nastala pohorska globočnina, z geološkimi metodami ne moremo ugotoviti, sigurno pa mora biti mlajša od domnevno variscenih regionalno

metamorfnih kamenin, med katere je prodrla, in starejša od helvetskih ivniških skladov, v katerih se že pojavljajo prodniki pohorskega tonalita (Dolar-Mantuani, 1935). Tako lahko vežemo nastanek pohorske globočnine na alpidsko orogenezo, po vsej verjetnosti na njeno laramijsko fazo. Da je pohorska globočnina sorazmerno mlada, periadriatska, sklepamo posredno, saj se v pohorskem grödenskem peščenjaku ni posredilo najti značilnih conarnih plagioklazov pohorskega tonalita (Kieslinger, 1935). alkalni gneneci pohorske globočnine z ortoklazom in njegovimi začetnimi prehoji v mikroklin pa so bolj značilni za paleogenske globočnine kot za globočnine variscijske starosti (Karamata, 1959). Tudi po enaki kemični sestavi pohorske globočnine in v helvetu nastalega dacita sklepamo, da mora globočnina biti sorazmerno mlada. Ker pa dacit predira globočnino, mora globočnina biti vsaj nekoliko starejša od njega. Tako se je magmatsko delovanje na Pohorju moralo začeti z intruzijo, po vsej verjetnosti že v laramijski fazi alpidске orogeneze (sinorogenetski plutonizem), končati pa v helvetu z izlivi dacitne lave (postsokventni vulkanizem). Doba nastanka pohorske globočnine bo znana šele po določitvi njene absolutne starosti.

Glede starosti pohorske globočnine si torej nismo povsem na jasnem. Več pa lahko povemo o izvoru njene magme, ki mora biti le palingenetskega izvora, kar pomeni, da je nastala pri taljenju med gubanjem globoko pogreznjenih kamenin. Kot dokaze za palingenezo navajamo naslednje:

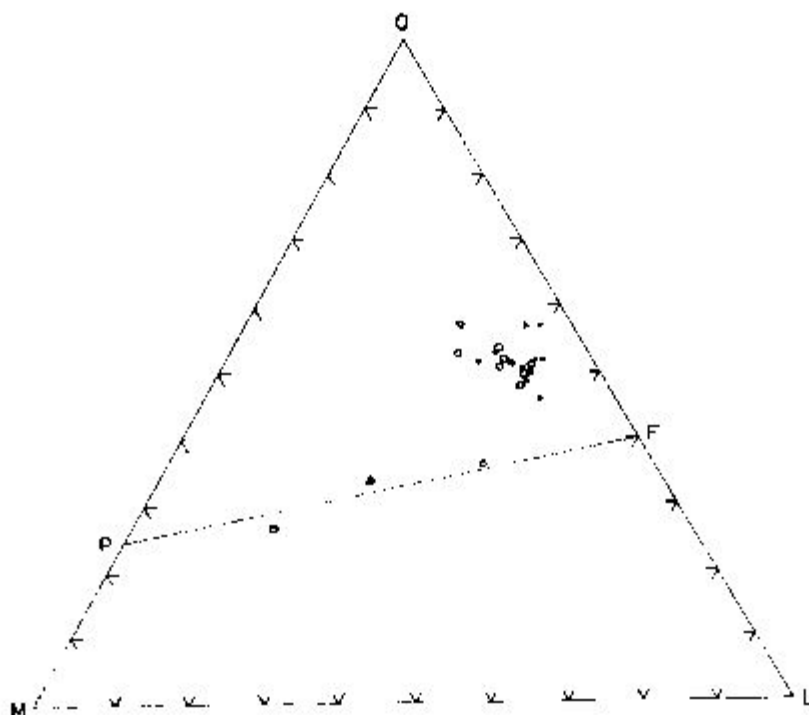
1. Nikjer na Pohorju ne najdemo bolj bazične kamenine, npr. gabra, zato se pohorska globočnina ni mogla razviti pri diferenciaciji iz gabroidne magme. Izdatek čizlakita je v primerjavi s pohorsko globočnino zanemarljivo majhen; poleg tega se njihova glavna sestavina avgit — v pohorski globočnini sploh ne pojavlja, kar seveda govori za to, da se magma pohorske globočnine direktno ni mogla razviti pri diferenciaciji iz čizlakitne.

2. Kemizem pohorske globočnine na splošno ustreza farsunditnemu tipu, delno pa tudi prehodom k normalnemu tipu granodioritne magme. Ker diferenciatom primarne gabroidne magme ustrezajo po Nigglijevi klasifikaciji na kemični osnovi te kamenine z normalnimi tipi magme, obstaja za pohorsko globočnino z značilnim farsunditnim kemizmom le majhna verjetnost, da bi njena magma nastala pri diferenciaciji neke primarne gabroidne magme.

3. Poleg normalno grajenih conarnih plagioklazov z manjšimi rekurencami najdemo sicer v zelo redkih primerih tako v pohorski globočnini kot tudi v dacitu plagioklaze z bolj kisló ovalno zgrajeno notranjostjo in bolj bazičnim ovojem (slika 1c in 6c). Po Mehnertu (1967, str. 261) se takšni plagioklazi pojavljajo pri kameninah, nastalih iz anatektične magme.

4. Končno se pojavlja pohorska globočnina v nagubanem področju Alp, pripada torej »orogenetski kameninski seriji«, pri kateri vsaj granitoidnim kameninam lahko pripisujemo anatektični izvor njihove magme. kolikor seveda ne predstavljajo produktov metasomatoze. Ker pa so meje pohorske globočnine napram obdajajočim kameninam vedno ostre, sklepamo, da imamo opravka le z intruzijo, torej s prodorom anatektične oziroma palingenetske magme.

Magma pohorske globočnine je torej nastajala pri taljenju med gubanjem globoko pogreznjenih kamenin. Tako nastala magma je prodrla med



SI. 7. Diagram QLM (Burri, 1959)
 Abb. 7. Diagramm QLM (Burri, 1959)

- Pohorska globočnina (Tabela 1)
- Das Tiefengestein des Pohorje Gebirges (Tabelle 1)
- Aplit, Pegmatit (Tabela 4)
- Aplit, Pegmatit (Tabelle 4)
- Dacit (Tabela 4)
- Dacit (Tabelle 4)
- Malčit (Tabela 4)
- Malčit (Tabelle 4)
- Melanokrater vključek v globočnini (Tabela 4)
- Melanokrater Einschluß im Tiefengestein (Tabelle 4, Gesteinsnr. 3)
- Čizlakit (Tabela 4)
- Čizlakit (Tabelle 4)

višje ležeče sklade in se strdila v obliki lakolita, pri čemer so v končni fazi strjevanja pri diferenciaciji nastale še aplitne in pegmatitne žilnine.

Kemično se dacit in pohorska globočnina, ki smo jo klasificirali kot granodiorit, ne razlikujeta. Zato sklepamo, da je tudi dacitna magma palinogenetskega izvora. Isto lahko trdimo tudi za malčit, saj zapažamo prehode med njim in dacitnimi žilninami, kar je tudi v soglasju s splošnimi ugotovitvami, da se pri anatektičnih procesih proti koncu poraja vedno bolj bazična magma.

Kot v vseh globočinah najdemo tudi v pohorski globočini do nekaj dm velike podolgovate melanokratne vključke. Če pomislimo na anatektonični izvor njene magme, gotovo predstavlja mnogo melanokratnih vključkov še nepredelane ostanke melanosoma, toda v mnogih primerih imamo opravka tudi z ne povsem asimiliranimi vključki bazičnih kamenin kot npr. amfibolita.

Tudi čizlakit je problem zase. Po njegovi sestavi sklepamo, da avgit, bazični plagioklazi pa tudi večji del rogovače izhajajo iz neke bazične magme, medtem ko srednjekislil plagioklazi, ortoklaz in kremen iz magme obdajajoče globočnine; čizlakit naj bi poleg tega predstavljal produkt hibridizacije med neko ultrabazično magmo, prihajajočo iz globine, in magmo pohorske globočnine. Proces si lahko zamislimo tako, da je ultrabazična magma prodrla v območje, kjer je prišlo do anatekse, s tem pa tudi do hibridizacije in nastanka čizlakita, ki je z intruzijo pohorske globočnine prišel v sedanjo lego.

Diagram QLM (Burri, 1959) na sl. 7 lepo kaže, da padejo primerki pohorske globočnine in dacita na isto polje, kar govori za to, da izhajata njuni magmi iz istega ognjišča. Desno zgoraj sta primerka aplita in pegmatita, kislila diferenciatata pohorske globočnine, levo spodaj pa malchit, v katerem prehajajo dacitne žilnine. Velika odmaknjenost čizlakita od področja vzorcev pohorske globočnine in dacita na diagramu govori za njegov nastanek iz neke ultrabazične magme, ki nima nič skupnega z anatektonično magmo obdajajoče globočnine.

Starejše magmatske kamenine

V manjšem obsegu najdemo na Pohorju tudi magmatske kamenine, ki so starejše od tamkajšnje globočnine in nimajo v genetskem pogledu z njo ničesar skupnega. Sem spadajo izdanki diabaza na zahodnem Pohorju in ostanke ultramafitov na Pohorju nad Slovensko Bistrico. Tudi porfiritu pri Pušavi pripisuje Grobelšek (1959) triadno starost. Zelenkasta porfirna kamenina pod falskim železniškim mostom (Fanning, 1970) je mikroskopsko bolj podobna triadnemu kremenovemu porfiritu kot dacitu zahodnega Pohorja. V prvi vrsti pa moramo v tem poglavju omeniti skrilave aplitne in pegmatitne žilnine, ki prepletajo regionalno metamorfne kamenine in se razlikujejo od aplitno pegmatitnih žilnin v pohorski globočini po porfiroblastični strukturi in mikroklinih z lepo razvito mikroklinsko mrežo ter vsebujejo poleg kremenca še vedno muskovit, često tudi turmalin in granat. Hinterlechner-Ravnik (1971) jih ima za pegmatitni gnajs, Germovšek (1952) pa za milonitne pegmatite. Po Kieselingerju (1935) so omenjene pegmatitne žilnine starejše od tonalita in so verjetno v genetski zvezi z nekim hipotetičnim granitom, katerega zgornje nivoje naj bi danes predstavljali očesni gnajsi Mislinjskega jarka. Novejše teorije razlagajo nastanek aplitno pegmatitnih žilnin, ki nimajo vidne genetske zveze z določeno globočnino, z začetnimi anatektoničnimi pojavi in z izločanjem tako nastalega levkosoma med regionalno metamorfozo, v našem primeru seveda variscično ali morda celo predvariscično. Primerek takšnega starejšega pegmatita, vzorčevanega ob cesti s Fale proti Klopnemu vrhu, smo že opisali (Fanning, 1970, str. 57).

Igneous rocks of the Pohorje Mountains

Ernest Faniĝer

Abstract

The plutonic igneous rocks of the Pohorje Mountains have been petrographically examined, and their origin and relations to the porphyritic igneous rocks of the western part of the Pohorje determined. Some relevant data have already been published (Faniĝer, 1970). These data have now been revised and adapted according to the new literature.

On the basis of the quantitative mode composition and rock analysis was found that the Pohorje plutonic igneous rock consists mainly of rather leucocratic biotite quartz diorite grading into granodiorite; in the eastern part of the massive prevails quartz diorite, and in the western Pohorje granodiorite. The Pohorje quartz diorite is petrographically not identical with the Adamello tonalite, and by the definition of tonalite according to recent studies of the Adamello (Bianchi, Callebari, Jobstreibitzer, 1970) it should not be called tonalite at all.

The magma of the Pohorje plutonic igneous rock is of palygenetic origin; its aplitic and pegmatitic dike rocks are products of magmatic differentiation. Some of its melanocratic enclosures, in the size of some decimetres, represent undissolved crustal rock remnants; others could be inclusions of more basic rocks partly digested by the magma.

Near the village Cezlak there occurs in the Pohorje plutonic igneous rock a lens of very interesting medium-grained rock, that has been named by Nikitin (1937, 1939) *ĉizlakite*. This rock consists of two component parts:

1. Minerals that do not appear in the enclosing plutonic rock; they are augite and basic plagioclases;

2. Minerals that appear in the plutonic rock as well; they are andesine, orthoclase and hornblende. It is concluded, that the *ĉizlakite* represents a product of hybrid origin of both an ultrabasic magma, and of the magma of the Pohorje plutonic rock.

The chemical composition of porphyritic rocks of the western Pohorje correspond with dacite, which occurs in larger stocks or in the shape of dike rocks, and originated, as already established by Žurga (1926) and Winkler (1929), during the Helvetian stage of the Miocene. According to rock analyses the dacite does not differ from the plutonic rock, and it can be concluded, that their magmas are of common origin, but the plutonic rock has to be older than dacite which penetrated the plutonic rock.

Magmatische Gesteine von Pohorje

Ernest Fasniger

Einführung

Das Pohorje Gebirge besteht zum großen Teil aus regional metamorphen Gesteinen, in die sich ein riesiger Lakkolith eingeschaltet hat, während im Westen des Gebirges das Tiefengestein selbst, die kristallinen Schiefer, das Mesozoicum, ja sogar auch die heute zum Helvet zählenden Eibiswalder Schichten vom Dacit durchbrochen worden sind.

Genetisch sind mit dem Tiefengestein wohl die vielen in ihm enthaltenen Aplit- und Pegmatitgänge gebunden, mit ihm in Zusammenhang müssen aber auch die melanokraten Einschlüsse und der sogenannte Cizakit betrachtet werden.

Das Verhältnis des Tiefengesteines zum Dacit ist bisher immer ein Problem gewesen. Zuerst wurden beide als ein einheitliches Massiv und als Granit betrachtet, dann kam die Trennung in Tonalit und Dacit, heute wirft sich aber die Frage auf, ob die beiden Gesteinsarten mit demselben Magmatismus entstanden seien oder ob sie ihre Entstehung zweien getrennten Vorgängen zu bedanken haben. Diesem Problem neben der petrographischen Beschreibung der erwähnten Gesteine und Deutung ihrer Genese werden wir unsere Aufmerksamkeit widmen.

Die modale Zusammensetzung des Tiefengesteines

Das Tiefengestein des Pohorje Gebirges weist eine körnige Struktur mit mehr oder weniger entwickelter Paralleltexur auf. Es besteht größtenteils aus Plagioklas, Ortoklas, Quarz und Biotit, der teilweise von Chlorit ersetzt wird. Auch Hornblende kann zugegen sein, doch sie steht gewöhnlich weit hinter dem Biotit oder sie kann auch gänzlich fehlen. In minimalen Mengen kommen noch Sphen, Epidot, Ortit, Calcit und undurchsichtige Minerale vor. Überall überwiegen die Plagioklasse bei weitem die Alkalifeldspate, doch das Feldspatverhältnis ist großen Schwankungen unterworfen: es kommen fast alkalifeldspatlose Proben vor, wogegen in anderen Proben die Menge der Alkalifeldspate schon so angewachsen ist daß sie unbedingt zu den Hauptbestandteilen des Gesteines gerechnet werden müssen.

Die Plagioklasse im Tiefengestein des Pohorje Gebirges können zonar wie auch nichtzonar gebaut sein. Nach unseren Angaben variiert die Zusammensetzung der zonaren Plagioklassen zwischen 52% An im Kern bis 36,5% An am äußersten Plagioklasrand, so daß die Plagioklaskerne im Durchschnitt 42, die Zwischenteile 37 und die Peripherien 32% Anortit enthalten, während die mittlere Zusammensetzung der zonaren Plagioklasse einen Anortitgehalt von 37% aufweist. Bei nichtzonaren Plagioklassen wurden Schwankungen zwischen 40 und 30% An festgestellt, deren Mittel entspricht aber einem Andesin mit 35% An, das Mittel aller Plagioklassen dagegen einem Andesin mit 36% An. Ähnliche Resultate führt auch Dollař-Mantuañi (1935, S. 92) an, so daß auch bei deren Berücksichtigung für die Plagioklasse des Tiefengesteines des Pohorje Gebirges gesagt werden kann, daß sie dem Anortitgehalt nach einem sauren Andesin mit unge-

fähr 35 % An entsprechen und daß die Schwankungen bei den zonar gebauten Glieder vom basischen Andesin in dessen Kernen bis zum sauren Andesin bzw. basischen Oligoklas an dessen äußersten Peripherien vorkommen. Auf den Abb. 1a und 1b sind zwei zonar gebaute Plagioklase zu sehen.

Die Alkalifeldspate des Tiefengesteines von Pohorje und der mit ihm genetisch gebundenen Pegmatitgängen haben ein frisches Aussehen (Abb. 2a) und zeigen ein undulöses Auslöschchen. Die Mikroklingitterung ist außer in einem Ausnahmefall und da noch in deren beginnendem Stadium (Abb. 2c) nicht zu sehen. Oft kommt auch Myrmekit vor (Abb. 2b). Die Ergebnisse der U-Tischmessungen werden im Zusammenhang mit der Abb. 3 gezeigt. Es ist ohne weiteres ersichtlich, daß bei den meisten Fällen eine monokline Lage der optischen Indikatritz vorliegt und daß die entsprechenden Feldspate als Ortoklas angesprochen werden müssen. Bei den Fällen mit leicht trikliner Lage der Indikatritz könnte es sich um einen beginnenden Übergang vom Ortoklas zum Mikroklin handeln oder auch nur um durch den Druck verursachte optische Anomalien (Nikitin, 1942). Was hier der Fall sei, kann mit optischen Methoden nicht ermittelt werden, daß aber wenigstens in einigen Fällen mit einem beginnenden Übergang zum Mikroklin gerechnet werden muß, beweist die Abb. 2c. Die Alkalifeldspate des Tiefengesteines und seiner aplitisch-pegmatitischen Gänge entsprechen also dem Ortoklas mit teilweise beginnenden Übergängen zum Mikroklin. Da aber bei den hier betrachteten Alkalifeldspaten die Mikroklingitterung nur in seltensten Fällen auftritt und der Winkel der optischen Achsen im Mittel verhältnismäßig niedrig ist ($2V \approx -52,5^\circ$), so kann allgemein von Ortoklas gesprochen werden.

Der Quarz weist eine Mörtelstruktur auf.

Klassifikation des Tiefengesteines

Die ersten und sehr reichen Angaben über die quantitative modale Zusammensetzung des Tiefengesteines des Pohorje Gebirges wurden von Dolar-Mantuan (1935, S. 111) gegeben. Nach ihren Messungen enthält das Gestein im Mittel (in Vol. %): Plagioklase 62 %, Ortoklas 6 %, Quarz 22 %, Biotit 6 %, Chlorit 1 % und Hornblende 1. Eine Probe aus den Steinbrüchen von Josipdol wurde von ihr auch chemisch analysiert; diese Probe enthält (in Vol. %): Plagioklase 65, Ortoklas 7, Quarz 20, Biotit 7 und Chlorit 1, während die umgerechnete chemische Analyse folgende Niggli-Werte (Burri, 1959) ergibt: si = 307, ti = 1,07, p = 9,27, al = 44,5, fm = 15,0, c = 17,7, alk = 22,8, k = 0,16 und mg = 0,43. Auf Grund dieser Zusammensetzung nannte Dolar-Mantuan (1935) beim Vergleich mit Adamello das Tiefengestein des Pohorje Gebirges Tonalit, sie stellte aber zugleich fest, daß es in petrographischer Hinsicht nicht vollkommen identisch mit dem Tonalit von Adamello sei, sondern eine leukokrate Abart dieses Tonalites darstelle.

Die von uns ausgeführten quantitativen mikroskopisch-chemischen Untersuchungen am Tiefengestein des Pohorje Gebirges werden auf der Tabelle 1 wiedergegeben. Es ist darauf ersichtlich, daß es verhältnismäßig leukokrat ist, daß das Feldspatverhältnis großen Schwankungen unterworfen ist und daß bei den felsischen Bestandteilen der Biotit bei

weitem die Hornblende überwiegt, die auch gänzlich fehlen kann. Da der Quarz überall als Hauptbestandteil vorhanden ist, so kommen bei der Klassifikation nur die granitoiden Gesteine in Frage. In unserer Arbeit werden drei Klassifikationsprinzipien berücksichtigt, nämlich die Klassifikationen nach Streckeisen (1967), Ronner (1963) und Lindgren (Johannsen, 1958).

Auf der Abb. 4 ist auf dem Diagramme QAP (Streckeisen, 1967; Q=Quarz, A=Alkalifeldspat, P=Plagioklas; Q+A+P=100) die von Dolan-Mantuan (1935, S. 111) angegebene quantitative modale Zusammensetzung des Tiefengesteines von Pohorje zu sehen, auf der Abb. 5 dagegen befinden sich entsprechende Angaben für unsere in der Tabelle 1 angeführten Meßergebnisse, samt den für die Konstruktion der QAP-Diagramme nötigen in Prozenten angegebenen Feldspatverhältnissen ($f. r. =$

$\frac{P}{P+A}$) und Q-Werten. Es ist aus den Diagrammen ohne weiteres

ersichtlich, daß nach dem Klassifikationsprinzip nach Streckeisen (1967) das Tiefengestein von Pohorje dem Quarzdiorit entspricht, der allmählich in Granodiorit, in Ausnahmefällen sogar in Granit übergeht. Da der Biotit gewöhnlich die Hornblende bei weitem überwiegt, so stellt der Quarzdiorit des Pohorje Gebirges, genauer genommen, einen Quarzbiotitdiorit dar, nach Streckeisen (1967) also keinen Tonalit, denn er gebraucht das Wort Tonalit im originalen Sinne als Synonym für den Quarzbiotithornblendendiorit, wie er am Adamello vorkommt.

Während beim Streckeisen (1967) die Unterteilung zwischen Quarzdiorit und Granodiorit beim Feldspatverhältnis $f. r. = 90$ erfolgt und die Grenze zwischen Granodiorit und Granit beim Feldspatverhältnis 65 zu liegen kommt, setzt Ronner (1963) die Grenzen zwischen den gleichgenannten Gesteinen bei den Feldspatverhältnissen $f. r. = 85$ bzw. $f. r. = 60$. Auch nach Ronner (1963) entspricht das Tiefengestein von Pohorje dem Quarzdiorit mit allmählichen Übergängen zum Granodiorit, im Ausnahmefall sogar in Granit. Und da nach Ronner der Tonalit einen Quarz-Gabbrodiorit mit Plagioklasen von 45 bis 55% An darstellt, die Plagioklasen im Tiefengestein des Pohorje Gebirges aber durchschnittlich viel azoritärmer sind, kann auch in diesem Falle nicht von Tonalit die Rede sein.

Nach Lindgren (Johannsen, 1958) erfolgt die Einteilung der granitoiden Gesteine in Quarzdiorit, Granodiorit, Quarzmonzonit und Granit auf Grund des Verhältnisses des Alkalifeldspates zu der Summe von Alkalifeldspat + Plagioklas, wobei mittels des so gewonnenen Feldspatverhältnisses folgende Grenzen gesetzt werden: $0 - 13 \frac{1}{2} - 33 \frac{1}{2} - 66 \frac{2}{3}$. Nach Lindgren entspricht der Lakkolith von Pohorje dem Quarzdiorit, genauer gesagt dem Quarzbiotitdiorit, der allmählich in Granodiorit, in Ausnahmefällen sogar in Quarzmonzonit übergeht.

Also nach allen heute üblichen Klassifikationen stellt das Tiefengestein des Pohorje Gebirges einen Quarzdiorit dar, der allmählich in Granodiorit, in Ausnahmefällen sogar in Granit (Quarzmonzonit) übergeht. Ferner erfuhren wir, daß unser Quarzdiorit, genauer genommen, einem Quarzbiotitdiorit entspricht und daß er so im originalen Sinne des Wortes

überhaupt als Tonalit nicht bezeichnet werden dürfte, geschweige noch als Tonalit im Sinne als Quarz-Gabbrodiorit. Aber in mancher Literatur kommt Tonalit auch als Synonym für Quarzdiorit vor (Johannsen, 1958). In diesem weiteren Sinne des Wortes könnte auch der Quarzdiorit von Pohorje als Tonalit bezeichnet werden; ob das sinnvoll wäre, wird der später noch folgende Vergleich mit Adamello zeigen.

Die chemischen Zusammensetzungen der von uns untersuchten Gesteinsproben sind neben den Angaben über deren quantitativen modalen Zusammensetzungen auf der Tabelle 1 angeführt. Mittels der in die Niggli-Werte (Burri, 1959) umgerechneten chemischen Analysen kann festgestellt werden, daß es sich dabei um ausgesprochen salische ($al \gg fm$) granodioritische Magmen handelt, so daß die Quarzdioritproben allgemein dem farsunditischen Typus, die Granodioritproben ebenfalls dem farsunditischen Typus oder den Übergängen zwischen dem farsunditischen und normalen Typus der granodioritischen Magmen entsprechen. Da auch die als Granit bezeichnete Probe (Tabelle 1, Gesteinsnummer 8) einen solchen Übergangsschemismus der granodioritischen Magmen aufweist, so kann auch dieses Gestein künftig als Granodiorit bezeichnet werden.

Der Vergleich mit Adamello

Der Adamellomassiv wurde in letzten Jahrzehnten gründlichen petrographischen Untersuchungen unterzogen. In der Tabelle 2 sind die Charakteristiken der wichtigsten dort auftretenden Gesteinstypen nach Bianchi, Callegari, Jobstraibizer (1970) angeführt, deren Definition des Tonalites hat aber folgenden Wortlaut: „Tonalite is defined (in agreement with the original definition) as a hornblende-biotite-quarzdiorite, with low K-feldspar content, with strongly zoned plagioclases. The normative composition of the plagioclases is about 50% An; the average colour index is $M = 27$; the ratio hornblende / (horn.+biot.) is greater than 20 ranging commonly between 30 and 45%; isophaly is typical chemical characteristic of these rocks“.

Wird jetzt ein typischer Quarzdiorit des Pohorje Gebirges, beispielsweise der Quarzdiorit von Smartno na Pohorju (Tabelle 1, Gesteinsnummer 1), auf Grund dieser Definition überprüft, so findet man folgende Unterschiede zum Adamellotonalit:

1. Der Farbindex M ist zweimal kleiner.

2. Das Verhältnis Hornblende / (Hornbl. + Biotit) hat bei unserem Gestein den Wert 11%, was ist weit unter den charakteristischen Werten für den Adamellotonalit.

3. Der aus der Standardkatalognorm (Burri, 1959) errechneter Anortitgehalt der Plagioklasse beträgt bei der Probe von Smartno na Pohorju 36% An, was ist beträchtlich weniger als beim Adamellotonalit.

4. Der Chemismus des Gesteines von Smartno na Pohorju ist ausgesprochen salisch ($al \gg fm$), der des Adamellotonalits dagegen isophal ($al \approx fm$).

Einen weiteren Unterschied sehen wir auch bei den modalen Plagioklassen, die beim Tiefengestein des Pohorje Gebirges im Durchschnitt einem Andesin mit 35% An entsprechen, die Zusammensetzung der zonaren Glieder variiert aber zwischen einem basischen Andesin im Kern bis zu einem sauren Andesin bzw. basischen Oligoklas am Plagioklasrand, währ-

end im Adamellotonalit findet man Plagioklase mit einem durchschnittlich 45 % Anortitgehalt, charakteristisch für sie sind aber noch stark korrodierte Labradorit / Bytownitkerne, umhüllt von einem normal und rekurrent zonierten Andesin, der oft noch Oligoklasränder besitzt. (K a r l, 1966). Im Tiefengestein des Pohorje Gebirges fehlen vor allem diese basischen Plagioklaskerne.

Verglichen mit Adamello stellt also der Quarzdiorit von Smartno na Pohorju keinen Tonalit dar. Wird er aber noch mit den anderen auf der Tabelle 2 angeführten Gesteinstypen von Adamello verglichen, so stellt es sich heraus, daß er noch am meisten dem »leukokraten Quarzbiotitdiorit« nahekommt bzw. mit ihm identisch ist. Das kann auch mit den Zahlencharakteristiken nach S a w a r i z k i (1954) bewiesen werden, denn beim Vergleich mit dem »leukokraten Quarzbiotitdiorit« erlangt die Größe »d« den geringsten Wert (Tabelle 3). Der Quarzdiorit des Pohorje Gebirge müßte also als »leukokrater Quarzbiotitdiorit« bezeichnet werden, doch weil diese Bezeichnung keinen besonderen Gesteinsbegriff darstellt, werden wir ihn künftig einfach Quarzbiotitdiorit nennen.

Der Lakkolith von Pohorje besteht also aus Quarzbiotitdiorit, der allmählich in Granodiorit übergeht, so daß im dessen östlichen Teil der Quarzbiotitdiorit, im westlichen dagegen der Granodiorit überwiegt. Eine Ausnahme in gewisser Hinsicht stellt aber der Quarzdiorit von Tinje (Tabelle 1, Gesteinsnummer 2) mit seinem etwas erhöhten Hornblendegehalt dar, womit sich diese Gesteinsprobe schon dem »leukokraten Tonalit« von Adamello nähert. Trotzdem liegt auch hier noch ein deutlicher Unterschied bezüglich des Anortitgehaltes der modalen Plagioklase vor

Aplit- und Pegmatitgänge

Das Tiefengestein des Pohorje Gebirges wird von vielen Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt, von denen zwei aus dem Cezlaker Steinbruch von uns schon beschrieben worden sind (F u n i n g e r, 1970). Sie bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, Ortoklas, und Quarz, denen sich noch in geringen Mengen Biotit, Chlorit, Granat und undurchsichtige Minerale, hauptsächlich Pirit, anschließen. Die chemischen Zusammensetzungen beider Gesteinsarten sind in der Tabelle 4 zu sehen.

Melanokrate Einschlüsse und Cizlakit

Wie alle granitoiden Gesteine ist auch das Tiefengestein des Pohorje Gebirges voll von melanokraten Einschlüssen. Ein solcher von uns untersuchter Einschuß aus dem Cezlaker Steinbruch besteht aus (in Vol. %) Plagioklasen 18,2, Ortoklas 16,9, Quarz 6,1, Biotit 57,9, Chlorit 0,3, Apatit 0,4, Epidot 0,03, Sphen 0,1 und undurchsichtigen Mineralen 0,1. Die Plagioklase entsprechen im Durchschnitt einem Andesin mit 34 % An; sie gleichen also denen im umschließenden Tiefengestein, ebenso ist aber auch bei den Alkalifeldspaten kein Unterschied zu sehen. Die chemische Analyse dieses melanokraten Einschlusses ist in der Tabelle 4, Gesteinsnummer 3, zu sehen.

Eine petrographische Besonderheit des Pohorje Gebirges stellt der bei Cezlak vorkommende und von N i k i t i n (1937, 1939) so benannte Cizlakit

dar. Das Gestein, das schon von Benesch (1917) als Hornblendeaugitdiorit erwähnt worden ist, besteht hauptsächlich aus Augit, Hornblende und Plagioklas, wobei im normalen Gestein die femischen Bestandteile die Leukokraten bei weitem überwiegen und bei den femischen der Augit die Hornblende. Die Plagioklase entsprechen nach unseren Untersuchungen im Mittel einem Andesin mit 36% An, gleichen also im Wesentlichen denen im umgebenden Tiefengestein, doch kommen nach Untersuchungen von Dolár-Mantuaní (1935) im Čizlakit auch Plagioklase der Labradorit Reihe vor. Nach unseren Meßergebnissen gibt es keinen Unterschied zwischen den Alkalifeldspaten im Čizlakit und den Alkalifeldspaten des umgebenden Tiefengesteines. Im Čizlakit sind so zwei Mineralarten vorhanden, von denen die eine nur in ihm vorkommt (Augit, Labradorit), während die andere sowohl im Čizlakit wie auch im umliegenden Tiefengestein vertreten ist (Andesin, Orthoklas, Hornblende). Dies legt uns die Vermutung nahe, daß der Čizlakit seine Entstehung einem Hybridisationsvorgang zwischen einem ultrabasischen und dem später in das Tiefengestein erstarrten Magma zu verdanken hat. Da der Čizlakit, wie wir in Steinbruch bei Čezlak beobachten konnten, von einer aus dem Tiefengestein stammenden Apophyse durchquert wird, muß er gewiß wenigstens etwas älter als dieses sein. Die chemische Zusammensetzung des Čizlakits wird in der Tabelle 4, Gesteinsnummer 4, angeführt.

Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje

Es handelt sich meistens um helle porphyrtartig entwickelte in Stöcken oder Gängen auftretende Magmagesteine, die heute wohl von allen Autoren als Dacit betrachtet werden, inwieweit den gangartigen Gebilden nicht ein besonderer Name gegeben worden ist. Außerdem werden auch dunklere Gänge beobachtet, die heute als Malchit bezeichnet werden.

Bei den hellen porphyrisch entwickelten Gesteinen treten als Einsprenglinge in der kaum kristallisierten bis mikrokristallinen Grundmasse Plagioklase, Quarz, Biotit, Chlorit und Hornblende auf. Allgemein wird beobachtet, dass bei größeren Stöcken die Grundmasse kaum kristallisiert ist und der Quarz als Einsprengling ständing in größeren Mengen vorhanden ist. Die Plagioklaseinsprenglinge enthalten bei dieser Gruppe porphyrischer Gesteine nach unseren Untersuchungen durchschnittlich 32% An und gehören teilweise den Hoch- und teilweise den Übergangsformen von Hoch- zum Tieftemperaturmodifikationen an. Wenn man noch an das relativ junge Alter dieser Gesteine denkt, so handelt es sich ohne weiteres um Dacit. Die chemischen Zusammensetzungen der von uns schon untersuchten Dacitproben (Fanning, 1970) sind hier in der Tabelle 4 angeführt. Ihr Chemismus entspricht größtenteils den Übergängen zwischen dem farsunditischen und normalen Typus der granodioritischen Magmen, seltener dem farsunditischen Typus, also genau denselben Magmatypen, die bei den Granodioritproben des Tiefengesteines des Pohorje Gebirges angetroffen worden sind. In chemischer Hinsicht ist also der Dacit vom Granodiorit nicht zu trennen und auch bezüglich des Anortitgehaltes der modalen Plagioklase ist kein wesentlicher Unterschied feststellbar.

Makroskopisch ähneln dem Dacit die hellgrauen bis grauen porphyrisch entwickelten Ganggesteine, nur daß der Quarz als Einsprengling bei ihnen in geringeren Mengen auftritt oder er kann auch gänzlich fehlen. Die Grundmasse dieser Gänge ist mikrokristallin und enthält reichlich Quarz, was auch aus der normativen Zusammensetzung der betreffenden Gesteine ohne weiteres ersichtlich ist. Die Plagioklaseinsprenglinge gehören teilweise den Hoch-, teilweise den Tieftemperaturformen oder den Übergängen zwischen beiden an, dem Anortitgehalt nach aber im Mittel dem Andesin. Ferner wurde es festgestellt, daß der Chemismus dieser Gänge dem Dacitchemismus gleicht, bezüglich des Kristallisationsgrades der Grundmasse und des Auftretens des Quarzes bei den Einsprenglingen werden aber zahlreiche Übergänge zum typischen Dacit beobachtet, so daß mancherorts mehr eine Geschmacksache ist, ob sie einfach als Dacit bezeichnet werden sollten, oder ob sie als Ganggesteine einen besonderen Namen verdienen. Jedenfalls stellen diese Gänge in den Spalten erstarrtes undifferenziertes Dacitmagma dar und nicht etwa aus dem Tiefengestein in das Nebengestein reichende Apophysen. Um das genügend zu betonen, werden wir künftig diese undifferenzierten Ganggesteine einfach als Dacit betrachten, wie auch K i e s l i n g e r (1935) Dacit als einen Sammelnamen für die Erguß- und Ganggesteine gebraucht hat. Einen solchen Dacitgang aus dem Mislinja Graben haben wir schon beschrieben (F a n i n g e r, 1970, S. 97); wir nannten ihn damals noch Tonalitporphyr, welchen wir jetzt nach dem erläuterten in Dacit umbenennen müssen. Die Angaben über dessen chemische Zusammensetzung befinden sich auf der Tabelle 4, Gesteinsnummer 10.

Den schon untersuchten Dacitproben schließen wir jetzt noch zwei neue Proben an und zwar eines typischen Dacites von Vrhnik am westlichen Teil des Pohorje Gebirges, und eines Dacitganges aus dem verlassenen Steinbruch bei Ribniška koča.

Das Eruptivgestein von Vrhnik wurde schon von T r o b e j (1908) und Dolar-Mantuani (1938) untersucht, vom ersten als Bostonit, von Dolar-Mantuani dagegen als Dacit bezeichnet. Da bei den chemischen Analysen, was des Alkaligehaltes anbelangt, ein großer Unterschied zu sehen ist, haben wir das Gestein von Vrhnik neuerlich untersucht. Auch nach unseren Angaben handelt es sich um einen typischen Dacit. Die Struktur ist porphyrisch. Als Einsprenglinge in der kaum kristallisierten Grundmasse treten bis 2,5 mm große Plagiokläse auf, ferner bis 2,2 mm große abgerundete Quarzeinsprenglinge, die sich öfters noch in Gruppen zusammenballen (Abb. 6a). Von feinschen Mineralen sind bei den Einsprenglingen Biotit, Chlorit und Hornblende zu sehen. Die Plagiokläseinsprenglinge gehören den Übergangsformen zwischen den Hoch- und Tieftemperaturmodifikationen an; ihr Mittel entspricht bei den nichtzonaren Plagiokläsen einem Andesin mit 32 % An, während bei einem zonaren Plagiokläs im Kern 43,5 % An, an dessen Peripherie dagegen 35 % An gemessen worden ist. Die chemische Zusammensetzung der Gesteinsprobe von Vrhnik ist auf der Tabelle 4 zu sehen; nach den Niggli-Werten entspricht sie dem Übergang vom farsunditischen zum normalen Typus der granodioritischen Magmen. Das Eruptivgestein von Vrhnik stellt also in jeder Hinsicht einen Dacit dar.

Im verlassenen Steinbruch bei Ribniška koča am westlichen Kamm des Pohorje Gebirges kommt im Tiefengestein ein Dacitgang vor. Der Dacit enthält Einschlüsse vom Tiefengestein, was als Beweis gelten kann, daß das Tiefengestein wenigstens etwas älter als der Dacit sein muß. Der Dacitgang von Ribniška koča weist eine porphyrische Struktur auf. Die Grundmasse ist mikrokristallin und ihre Bestandteile erreichen eine Größe von ungefähr 0,06 mm. Als Einsprenglinge treten Plagioklase, Hornblende und Biotit auf. Die Plagioklaseinsprenglinge entsprechen größtenteils den Übergangsformen zwischen den Hoch- und Tieftemperaturmodifikationen und im Mittel einem Andesin mit 33 % An, wenn sie bei der Auswertung der Meßergebnisse (4 Messungen) als Hochtemperaturformen angenommen werden, dagegen wurde bei einer Tieftemperaturmodifikation 48 % An bestimmt. Außerdem findet man bei diesem Gestein auch einige sonst normal zonar gebaute Plagioklaseinsprenglinge, die aber einen basischeren Rand haben (Abb. 6b). Auch der Chemismus der Dacitprobe von Ribniška koča (Tabelle 4) entspricht dem Übergang vom farsunditischen zum normalen Typus der granodioritischen Magmen, die Äquivalentnorm mit reichlich vorhandenem Q aber beweist noch hinzu, daß auch Quarz in der Grundmasse reichlich vorhanden sein muß, obwohl er als Einsprengling nicht beobachtet wird. Es handelt sich auch in diesem Fall um erstarrtes Dacitmagma.

Durch seine porphyrische Struktur kann der Dacit von Pohorje fast immer leicht vom körnigen und eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur aufweisenden Tiefengestein unterschieden werden. Einige diesbezügliche Schwierigkeiten treten dort auf, wo der Dacit besonders reich an Einsprenglingen ist, so daß bei der makroskopischen Betrachtung eine körnige Struktur vorgetäuscht wird. Aber auch hier kann mit dem Mikroskop der Unterschied gleich gesehen werden, denn auch in diesem Falle ist beim Dacit die Struktur noch deutlich porphyrisch. Ferner kommen beim Dacit die Quarzeinsprenglinge als abgerundete Einzelindividuen vor und bei den Plagioklaseinsprenglingen sind die Hochtemperaturmodifikationen mit den Übergängen zwischen den Hoch- und Tieftemperaturmodifikationen zu finden, während von einer Paralleltexur keine Rede ist. Dagegen ist der Quarz im Tiefengestein zerbröckelt (Mörtelstruktur), die Plagioklase entsprechen den Tieftemperaturmodifikationen und die Paralleltexur tritt mehr oder weniger deutlich in Erscheinung. Ein entsprechender Dacit ist schon von Sv. Boltenk südwestlich von Ribnica na Pohorju beschrieben worden (Fanning er, 1970, S. 97), die entsprechenden Angaben befinden sich hier in der Tabelle 4.

Das Alter der Dacite wurde von Žurga (1926) und Winkler (1929) ermittelt. Da die Eibiswalder Schichten am Nordrand des Pohorje Gebirges vom Dacit durchbrochen werden und mit ihm mit Tuffeinlagen gebunden sind, so mußten die Dacitdurchbrüche in der helvetischen Stufe des Miozäns erfolgt sein, aber wie zusätzlich noch Kieslinger (1935) hinzufügt, kann der Dacit teilweise auch noch älter sein.

Im westlichen Teil des Pohorje Gebirges werden dunkle Gänge beobachtet, die vorher als Hornblendeporphyrite beschrieben worden sind, doch wie es Dolár-Mantuani (1938) feststellt, handelt es sich

meistens um Malchit. Der von Dolac-Mantuani (1938) untersuchte Malchit aus dem Mislinja Graben besteht hauptsächlich aus Plagioklasen der Reihe Labradorit-Andesin und aus Hornblende. Die näheren Angaben befinden sich in der Tabelle 4. Es werden Übergänge zwischen den Dacitgängen und Malchit beobachtet (Dolac-Mantuani, 1938).

Das Verhältnis des Tiefengesteines zum Dacit

Das Verhältnis der porphyrisch entwickelten Magmagesteinen des westlichen Teiles des Pohorje Gebirges, wie sie schon immer bezeichnet worden sind, zum Tiefengestein ist im Laufe der Zeit Gegenstand heftiger Meinungsverschiedenheiten gewesen. Zuerst wurden die Porphyrgesteine einfach zum Granit gezählt und auch Doelter (1894), obwohl er sie schon auf Grund der strukturellen Verschiedenheiten als Granitporphyr, Glimmerporphyr und Hornblendeporphyr bezeichnete, betrachtete sie zusammen mit dem Granit als petrographisch verschiedene Typen eines einheitlichen Massives. Anderer Meinung war Teller (1896), der offensichtlich den Granit für ein älteres Gebilde hielt und ihn deshalb nicht in genetischen Zusammenhang mit den porphyrisch entwickelten Eruptivgesteinen des westlichen Teiles des Pohorje Gebirges brachte, die von ihm Quarzglimmerporphyrite und Hornblendeporphyrite genannt worden sind. Ferner identifiziert Teller die porphyrisch entwickelten Gesteine von westlichen Pohorje mit den ähnlich beschaffenen Eruptivgesteinen auf dem Gebiet zwischen Mežica und Slovenj Gradec, die nach seinen Feststellungen ein postjurisches Alter aufweisen. Und wie später Zurga (1926) behauptete, daß der Granit von Pohorje jung sein muß, erwiderte ihm Heritsch (1928), daß er eigentlich nur das Alter des Dacites festgestellt hatte. Auch heute sind wir uns mit dem Sachverhalt noch nicht ganz im klaren, denn einerseits wird von einem allmählichen Übergang von Tonalit in Dacit gesprochen (Dolac-Mantuani, 1940 und Germovšek, 1952), was bedeuten würde, daß die Intrusionstätigkeit allmählich in den Vulkanismus übergegangen wäre, während es von Kieslinger (1935) behauptet wird, daß das Tiefengestein keine hypabyssische Form des Dacites darstelle und daß zwischen den beiden Gesteinen, obwohl sie als relativ jung und als periadriatisch zu betrachten sind, doch ein gewisser Altersunterschied bestehe — der Tonalit wird vom Dacit durchbrochen, er muß also wenigstens etwas älter als der Dacit sein. Anders gesagt, lautet also die Frage, ob hier nur ein Magmatismus im Spiel gewesen sei oder ob die Intrusion und die Dacitdurchbrüche Folgen von zwei verschiedenen magmatischen Tätigkeiten gewesen sind. Heute vertreten wir die Meinung, daß beide Magmen in demselben Magmaherd entstanden sein mußten, doch zuerst kam es zu der Intrusion (sinorogener Plutonismus), die nach einer gewissen Zeitspanne noch von Dacitdurchbrüchen gefolgt worden ist (postsequenter Vulkanismus). Beide Vorgänge sind mit der alpidischen Orogenese in Zusammenhang zu bringen: der sinorogene Plutonismus höchstwahrscheinlich mit deren lararnischen Phase, während das helvetische Alter der Dacitdurchbrüche schon ermittelt worden ist.

Daß die Magmen des Tiefengesteines und des Dacites genetisch miteinander gebunden sein müssen, das Tiefengestein aber doch etwas älter als der Dacit ist, geht aus folgendem hervor:

1. In chemischer Hinsicht gibt es keinen Unterschied zwischen dem Dacit und den als Granodiorit bezeichneten Proben; folglich stammen beide Magmen, wie schon Kieslinger (1935) betont, aus demselben Tiefenherd. Das beweist auch das Diagramm QLM (Burri, 1959), wo die das Tiefengestein und den Dacit darstellende Punkte auf demselben Felde zu liegen kommen (Abb. 7).

2. Da das Tiefengestein vom Dacit durchbrochen wird, so ist zwischen ihnen ein Altersunterschied gegeben.

Zuerst erstarrte das Tiefengestein und erst dann erfolgten unter ganz anderen Druckverhältnissen die Dacitdurchstöße als letzte Nachschübe desselben Magmas (Kieslinger, 1935). Auch wir überzeugten uns im Steinbruch bei Ribniška koča, daß der dortige Dacitgang Einschlüsse des Tiefengesteines enthält, was als Beweis gilt, daß das Tiefengestein wenigstens etwas älter als der Dacit sein muß.

Genese der Magmagesteine

Aus der schon erwähnten Beobachtung, daß der Čizlakit von einer aus dem umgebenden Tiefengestein stammenden Apophyse durchquert wird, ferner daß das Tiefengestein selbst von den Dacitgängen durchstoßen wird, kann geschlossen werden, daß der Čizlakit älter als das Tiefengestein und das Tiefengestein seinerseits wenigstens etwas älter als der Dacit sein muß. Ferner beweisen die beobachteten Übergänge zwischen den Dacit- und Malchitgängen, daß der Malchit ungefähr gleichzeitig wie der Dacit entstanden ist. Auf dieser Weise kommen wir zur folgenden zeitlichen Entstehungsfolge: Čizlakit / das Tiefengestein / Aplit- und Pegmatitgänge / Dacit mit Malchit.

Daß es sich bei dem Tiefengestein um einen Intrusionsvorgang handelt, geht ohne weiteres aus den scharfen Grenzen zum Nebengestein hervor. Was aber den Ursprung des Magmas anbelangt, kann mit Sicherheit gesagt werden, daß es sich um ein palingenes Magma handelt. Die Beweise sind folgende:

1. Nirgends auf Pohorje Gebirge wird ein gabbroides Gestein angetroffen, das durch die Differentiation eindeutig mit dem Tiefengestein in Verbindung stünde. Der Čizlakit ist, wie wir schon angedeutet haben, eher als ein Hybridisationsprodukt zwischen einem ultrabasischen und dem später als das Tiefengestein erstarrten Magma zu betrachten.

2. Der für das Tiefengestein des Pohorje Gebirges so charakteristische farsunditische Typus der granodioritischen Magmen ist nicht typisch für die Differentiationsprodukte eines primären gabbroiden Magmas.

3. Außer den normal zonaren Plagioklasen kommen in selteneren Fällen so im Tiefengestein wie auch im Dacit auch Plagioklase mit teilweise inverser Zonarbau vor (Abb. 1c und Abb. 6c). Nach Mehnert (1968, S. 261) sind solche Anomalien typisch für die aus den anatexischen Magmen entstandenen Gesteine.

Das Magma des Tiefengesteines mußte also durch die Aufschmelzung während der Orogenese tief abgesunkener Gesteine entstanden sein. Das

so gebildete Magma intrudierte dann in die jetzige Lage und erstarrte als Lakkolith, wobei noch eine Differentiation in Aplit- und Pegmatitgänge stattgefunden hat. Wird eine palinogenetische Entstehungsart des Tiefengesteinsmagmas angenommen, so kann ein Teil der melanokraten Einschlüsse im Tiefengestein als Reste des nicht assimilierten Melanosomes betrachtet werden, inwieweit es sich hier nicht noch um teilweise vom Magma verarbeitete Reste fremdartiger Einschlüsse handelt.

Da der Dacit, ob er in Stöcken oder schmalen Gängen auftritt, chemisch von den als Granodiorit bezeichneten Proben nicht zu unterscheiden ist, mußte auch das Dacitmagma vom palinogenen Ursprung gewesen und in demselben Tiefenherd wie das Tiefengestein selbst entstanden sein, nur daß der Aufstieg später erfolgte. Auch die Beobachtung, daß die Dacitgänge in Malchit übergehen, steht vollkommen im Einklang mit dieser Deutung, denn bei der fortschreitenden Anatexis entstehen ja im Magmaherd immer basischere Magmen.

Zur Altersfrage des Tiefengesteines

Wie schon Dolar-Mantuani (1935) festgestellt hat, kommen in den Konglomeraten der Eibiswalder Schichten in der Umgebung von Mari- bor Tonalitgerölle vor. Da diese Schichten ein helvetisches Alter haben, so kann gesagt werden, daß das Tiefengestein von Pohorje mindestens schon etwas vor dem Helvet entstanden sein mußte. Dasselbe beweisen auch die Dacitdurchbrüche im Tonalit (Kieslinger, 1935). Die obere Grenze der Intrusion ist also durch das Helvet bestimmt.

Das Tiefengestein kommt mit keinen Sedimenten in direkte Berührung, das Alter des Altkristallin, in den die Intrusion eindrang, ist aber unbekannt. Dadurch ist die untere Grenze der Intrusion unbestimmbar. Das Tiefengestein muß also wenigstens etwas älter als die helvetische Stufe des Miozäns sein, wann es aber entstanden ist, kann mit geologischen Mitteln nicht ermittelt werden. Die Intrusion kann mit der alpidischen Orogenese in Zusammenhang gebracht werden — es scheint deren laramische Phase zu sein, doch es kann auch nicht verneint werden, ob sie vielleicht nicht älter sein könnte. Daß aber das Tiefengestein von Pohorje heute als relativ jung, also wie der Adamello-tonalit als periadriatisch betrachtet wird, kann nur indirekt geschlossen werden: Erstens aus der chemischen Zusammensetzung, die keinen Unterschied zu den helvetischen Dacitproben zeigt, und zweitens lassen auf ein alpidisches Alter auch die Alkalifeldspate schließen, denn nach den Untersuchungen von Karata (1959) kommen in den paleogänen Tiefengesteinen in der Regel neben Ortoklas nur Ortoklas mit beginnenden Übergängen zum Mikroklin vor, was auch bei uns der Fall ist, während in den wariszischen Graniten die Alkalifeldspate zugleich von Ortoklas und Mikroklin vertreten werden. Die Intrusion von Pohorje kann also nach den bisherigen geologisch-petrographischen Untersuchungen als relativ jung, als periadriatisch angesehen werden, doch die entgeltliche Entscheidung dieser Frage muß den radiometrischen Altersbestimmungsmethoden überlassen werden.

Außer den periadriatischen relativ jungen Magmagessteine kommen in geringeren Mengen auf Pohorje auch Magmagessteine vor, die mit den eben beschriebenen Gesteinen nichts gemeinsames haben und gewiß älter als diese sind. Hier seien nach Kieslinger (1935) die vielen den Altkristallin durchtränkenden Aplit- und Pegmatitgänge erwähnt, von denen wir ein Vorkommen zwischen Fala und Klopni vrh schon beschrieben haben (Faninger, 1970, S. 99). Charakteristisch für diese alten Pegmatitgänge ist die porphyroblastische Struktur mit schön gegitterten Mikroklinen als Porphyroblasten, ferner das ständige Vorhandensein von Muskovit, der öfters noch von Turmalin und Granat begleitet wird. Diese alten Pegmatitgänge können als Auswitzprodukte der Regionalmetamorphose betrachtet werden, während welcher der Altkristallin entstanden ist. Von Germovšek (1954) werden sie Milonitpegmatit, von Hinterlechner-Ravnik (1971) aber Pegmatitgneis genannt. Man darf aber selbstverständlich nicht außer Acht lassen, daß der Altkristallin auch von jüngeren Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt wird, die als Differenzierungsprodukte des periadriatischen Tiefengesteins zu betrachten sind. Besonders an dessen südöstlichen Rand bei Slovenska Bistrica kommen sie häufig vor, wo sie von Benesch (1917) und Dolar-Mantuan (1935) schon beschrieben worden sind.

Literatura

Anker, M. J. 1835, Kurze Darstellung der ml. geogn. Gebirgsverhältnisse der Steiermark, Graz.

Benesch, F. 1917, Beiträge zur Gesteinskunde des östlichen Bachergebirges (Südsteiermark). Mitt. d. Geol. Gesell. Wien.

Bianchi, A., Callegari, E., Jobsttraubitzer, P. G. 1970, I tipi petrografici fondamentali del plutone dell' Adamello, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, Vol. XXVII, Padova.

Burri, C., 1959, Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage, Basel.

Callegari, E. 1963, La Cima Uzza, Parte II. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, Vol. XXIV, Padova.

Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. und Schönbrenner, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). VI, Carinthia II, Klagenfurt.

Cornelius, H. P. 1929, Zur Altersbestimmung der Adamello — und Bergheller Intrusion. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. I. 137. Band, Wien.

Doelter, C. 1884, Über den Granit des Bachergebirges. Mitt. d. Naturwiss. Vereines für Steiermark, Heft 31, Graz.

Dolar-Mantuan, L. 1935, Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, Knjiga XII, Sveska 2, Beograd.

Dolar-Mantuan, L. 1938, Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje, Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, Knjiga XV, Beograd.

Dolar-Mantuan, L. 1939, Porfirinske kamnine zapadnega Pohorja, (Predoznanilo). Zbornik Prirodoslovnega društva, J. zvezek, Ljubljana.

Dolar-Mantuan, L. 1940, Diferenciacija magmatskih kamenin na Pohorju. Razprave mat.-prirodosl. razr. Akademije znanosti in umetnosti v Ljubljani, Ljubljana.

Eigel, F. 1894, Über Porphyrite des Bachergebirges. Mitt. d. Naturwiss. Vereines für Steiermark, Heft 31, Graz.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferencijati, Geologija, 13. knjiga, Ljubljana.

Heritsch, F. 1913, Beiträge zur geol. Kenntnis der Steiermark IV. Studien des westlichen Bachers. Mitt. d. naturw. Ver. für Steiermark, Graz.

Heritsch, F. 1928, Granit im westlichen Bacher? Geografski vestnik, letnik IV., Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija, 14. knjiga, Ljubljana.

Hussak, E. 1884, Mineralogische und petrographische Notizen aus Steiermark, III. Ueber das Auftreten porphyrischer Eruptivgesteine im Bachergebirge. Verh. d. geol. R. A., Wien.

Janoschek, R. 1964, Das Tertiär in Österreich. Mitt. Geol. Ges. in Wien, Band 58, Wien.

Johannsen, A. 1958, A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, Vol. II, Chicago.

Germovšek, C. 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952, Geologija, 2. knjiga, Ljubljana.

Gottfried, C. 1932, Ueber endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. Chemie der Erde, Band VII, Jena.

Grobelšek, E. 1959, Porfirit iz Puščave. Diplomsko delo, rokopis, Min. petr. institut univerze v Ljubljani.

Karamata, S. 1959, Alkalni feldspati u našim intruzivima, Glasnik Prirodjačkog muzeja Beograd, Serija A, knjiga II, Beograd.

Karl, F. 1959, Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. Jb. d. geol. B. A. Bd. 102, Wien.

Karl, F. 1966, Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteins-systematische Stellung tonalitischer-granitischer Gesteine Tschernmaks miner. petr. Mitt. Band XI, Heft 3-4, Wien.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachers. Verhandlungen d. geol. B. A. Nr. 7, Wien.

Mehnert, K. R. 1968, Migmatites and the Origin of Granitic Rocks, Amsterdam.

Morlot, A. 1848, Uebersicht der geologischen Verhältnisse des südlich von der Drau gelegenen Theiles von Steiermark, Haidingers Berichte V.

Nikitin, V. in Klemen, R. 1937, Diorit-pirokseniti v okolici Čizlaka na Pohorju. Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, 142, Beograd.

Nikitin, V. 1939, Čizlakit — nova kamenina Pohorja. Zbornik Prirodjač. društva, Ljubljana.

Nikitin, V. 1942, O prištevanju živcev k anortoklazu samo na podlagi podatkov o legi optične indikatriše, ki jih daje Fjedorovlja metoda. Razprave mat. prirodjač. Akademije znanosti in umetnosti, knjiga II, str. 269—298, Ljubljana.

Pantoni, A. 1895, Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges. Tscherm. min. u. petr. Mitt., Wien.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Wind. Feistritz und Wind. Graz in Steiermark. Jahr b. d. geol. R.A. VIII, Wien.

Röner, F. 1963, Systematische Klassifikation der Massengesteine. Springer Verlag, Wien.

Salamon, W. 1887, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischen Massen. Tscherm. min. u. petr. Mitt., Vol. XVII, Wien.

Sarantschina, G. M. 1963, Die Fedorow-Methode, Berlin.

Sawarizki, A. N. 1954, Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine, Berlin.

Streckeisen, A. 1967, Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlung Band 107, Heft 22—3, Stuttgart.

Teller, F. 1893, Ueber den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteiermark. Verh. d. geol. B. A., Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Wien 1896.

Trobeci, E. 1908, Über porphyrische und porphyritische Gesteine des Bachergebirges in Steiermark. Mitt. d. Naturw. Vereins für Steiermark, Heft 44, Graz.

Zurga, J. 1926, Starost granita na Pohorju. Geografski vestnik, Ljubljana.

Winkler, A. 1929, Über das Alter der Dacite im Gebiet des Draudurchbruchs. Verh. d. geol. B. A., Wien.

Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja*Ladislav Placer***Vsebina**

Uvod	317
Pregled dosedanjih raziskav	317
Opis krovnih enot	318
Oblika polegla gube in nastanek krovne zgradbe	326
Reconstruction of the Nappe Structure of the Idrija—Žiri Region	332
Rekonstruktion des Deckenbaus des Idrija—Žiri Gebietes	333
Literatura	334

Uvod

Krovno zgradbo idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda je v zadnjem času neizpodbitno dokazal *Mlakar* (1964, 1967, 1969). Tako je potrdil domneve starejših raziskovalcev *Limanovskega*, *Kobra* in *Winklerja*, ki so geološko zgradbo zahodne Slovenije razlagali na podoben način.

Iskanje novih perspektivnih območij v bližnji in daljni okolici idrijskega rudišča je zahtevalo natančnejše strukturne raziskave in ponovno obdelavo zbranih geoloških podatkov. Tako smo v precejšnji meri poglobili poznavanje krovne zgradbe.

Članek je nadaljevanje *Mlakarjeve* (1969) razprave o krovni zgradbi idrijsko žirovskega ozemlja. Za lažje razumevanje problematike je treba poznati tudi njegovo delo.

Pregled dosedanjih raziskav

Natančnejši pregled dosedanjih raziskav širšega idrijskega prostora je podal *Mlakar* (1969), zato se bomo v tem članku omejili na dela o nastanku krovne zgradbe.

Krovno zgradbo Hrušice, Trnovskega gozda in idrijsko žirovskega ozemlja je razlagal *Limanovsky* (1910) z dvojno poleglo gubo. Spodnja naj bi predstavljala Hrušico s poljansko vrhniškimi nizi, zgornja pa Trnovski gozd z idrijsko žirovskim ozemljem. Normalno krilo zgornje polegla gube naj bi se nadaljevalo v škofjeloško polhograjsko ozemlje.

Kropáč (1912, Fig. 2, 24) se ni ukvarjal z zgradbo idrijskega ozemlja v širšem smislu. Vendar je skušal svojo razlago strukture rudišča s trojno prevrnjeno gubo združiti s predstavo o veliki krovni gubi.

Winkler (1923, 1936) je zgradbo obravnavanega ozemlja razlagal z velikimi pokrovi iz plasti v normalni stratigrafski legi. Trnovski gozd, idrijsko žirovsko ozemlje, škofjeloško polhograjsko ozemlje in Hrušico je imel za enoten pokrov.

Mlakar (1964, 1967, 1969) je na podlagi detajlnega kartiranja idrijskega rudišča in njegove širše okolice ter s pomočjo številnih globokih vrtn natančno razčlenil krovno zgradbo idrijsko žirovskega ozemlja. Poimenoval je posamezne krovne enote kot žirovsko-trnovski, idrijski, čekovniški in koševniški pokrov ter opisal njihovo medsebojno lego. Potrdil je zvezo Trnovskega gozda in idrijsko žirovskega ozemlja s škofjeloško polhograjskim ozemljem. Poljansko vrhniške nize, Logaško planoto, Hrušico in goriško vipavsko flišno cono pa je označil za avtohtono podlago opisanih krovnih enot. Nastanek take zgradbe je povezoval z razvojem velike polegla gube, ki jo je imel za izhodno strukturo krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Dokaz za njen obstoj je videl v inverzni legi čekovniškega pokrova in dela idrijskega pokrova, ki naj bi predstavljala srednje inverzno krilo. Avtohtona podlaga, koševniški pokrov in normalni del idrijskega pokrova naj bi predstavljali spodnje normalno krilo, žirovsko-trnovski pokrov pa zgornje normalno krilo polegla gube.

Po Mlakarjevem (1969) mnenju je idrijsko rudišče ležalo v prevojnem delu sinklinale polegla gube, odprte proti jugozahodu. Krovno enoto, v kateri naj bi se nahajalo sedaj, je imenoval idrijski pokrov, ki je glede na cinabaritno rudo najbolj perspektivni del idrijsko žirovskega ozemlja. Njegova interpretacija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja, podkrepljena s številnimi dokazi, je podlaga za razlago tektonske zgradbe zahodne Slovenije.

Opis krovnih enot

Namen članka je, rekonstruirati obliko polegla gube kot izhodne enote krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda. Zato bomo obravnavali le tiste posebnosti pokrovov, ki so za rekonstrukcijo najpomembnejše.

»Avtohtona« podlaga (Mlakar, 1969, 18, 40-41) je temelj vseh krovnih enot. Zgoraj je omejena s krovnim poševnim rezom, tako da nastopajo proti severozahodu čedalje starejši skladi (sl. 1 in 2 na tabli 1). Paleozojske in triadne plasti so odkrite v poljansko vrhniških nizih. Triadne, jurske, kredne in delno terciarne usedline nastopajo na Logaški planoti in Hrušici. Vipavska dolina sestoji v glavnem iz terciarnih sedimentov. »Avtohtona« podlaga pod pokrovi Trnovskega gozda in idrijsko žirovskega ozemlja je severozahodno nadaljevanje opisanih tektonskih enot.

Koševniški pokrov (Mlakar, 1969, 18-20, 41-42) sestoji iz krednega apnenca, ki položno vpada proti jugozahodu. Na eocenskih plasteh »avtohtone« podlage leži kot plošča, omejena spodaj z bazalnim, zgoraj pa s krovnim poševnim rezom (sl. 1 in 2 na tabli 1).

Povprečna debelina koševniškega pokrova je 100 do 150 m, doseže pa 300 m. Kredne plasti leže v normalnem stratigrafskem zaporedju, ki je značilno za »avtohtono« podlago. Širina koševniškega pokrova je 10 km.

Čekovniški pokrov (Mlakar, 1969, 21—22, 42—43) v glavnem sestoji iz noriškega in reškega dolomita ter karnijskih plasti. Na »avtohtoni« podlagi in koševniškem pokrovu leži kot plošča, debela do 300 m, a povprečno 150 do 200 m.

Stratigrafsko zaporedje plasti v čekovniškem pokrovu je inverzno. Skladi so zvečine nagnjeni proti severovzhodu, tako da nastopajo spodnji horizonti noriškega dolomita in karnijske plasti na severovzhodni strani pokrova. Proti jugozahodu slede vedno mlajše plasti do jurskih in spodnjekrednih apnencev pri Colu.

Na vsem ozemlju od zveznice med vrtinama 1/50 in Č/5 do Cola leži čekovniški pokrov na mlajših plasteh. Zato je razdalja 16 km obenem tudi najmanjša dolžina narivanja tega pokrova (Mlakar, 1969, 43). Njegove prave širine ne moremo izmeriti zaradi erozije narivnega roba Trnovskega gozda (sl. 2 na tabli 1).

Postro serijo skladov nad čekovniškim pokrovom je Mlakar (1964, 1967, 1969) uvrstil v »idrijski« pokrov. Novejše raziskave so pokazale, da te plasti niso kot celota samostojna krovna enota, temveč le njihov inverzni del, ki smo ga preimenovali v kanomejski pokrov. Idrijsko rudišče in normalne plasti »idrijskega« pokrova z intenzivno srednjetriadno tektoniko vzhodnojugovzhodno od Idrije pa so kot idrijska luska del žirovske trnovskega pokrova.

V »idrijski« pokrov je Mlakar (1969, 22—31, 43—45) prištel kameline od mlajšega paleozoika do vključno noriške stopnje. Ker se del plasti ponovi, je ločil njegov prvi in drugi del, ki ju je označil kot »III/1« in »III/2«. Skladi prvega dela »idrijskega« pokrova prihajajo na površje v ozki coni od Loga do Medvedjega brda in leže na zgornjetriadnih plasteh čekovniškega pokrova. Na območju Urbanovca, Ljubevča, v podlagi idrijskega rudišča in severozahodno od Idrije na severovzhodni strani idrijskega preloma pa so bili dokazani z globokimi vrtinami; struktura zajema le plasti mlajšega paleozoika in spodnje triade, ki leže ponekod inverzno, drugod pa o njihovi medsebojni legi nimamo dovolj podatkov.

Drugi del »idrijskega« pokrova se razteza med Zgornjo Kanomljo in Rovtami ter ga po legi plasti delimo na tri območja. Severozahodno od Idrije leže skladi povsod inverzno, vzhodno od Idrije pa normalno. Območje je prehodno. Tukaj nastopajo skladi tako v inverzni kot v normalni legi ali pa so subvertikalni.

Kanomejski pokrov zajema inverzne sklade »idrijskega« pokrova severozahodno od Idrije, ki jih je Mlakar (1969) uvrstil v strukturo »III/2«, in ves prvi del »idrijskega« pokrova, označen kot »III/1«. Pripada mu tudi izdanek zgornjepaleozojskega glinastega skrilavca ter srednjeperskih in zgornjeperskih kamenin v okolici Merliaka severozahodno od Prezida, ki ga Mlakar ni izločil iz »idrijskega« pokrova.

Inverzne plasti severozahodno od Idrije na jugozahodni strani idrijskega preloma vpadajo položno do srednje strmo proti severu in severovzhodu. Zato najdemo na severovzhodu najstarejše, zgornjepaleozojske sklade, proti jugozahodu pa vedno mlajše do karnijskih plasti na Slanicah. Te strukturo komplicirajo naravi znotraj pokrova, ki povzročajo različne učinke in so najlepše razviti pri Šturmovcu in Ciklu v Srednji Kanomlji

ter na Razpotju. Debelina kanomeljskega pokrova na tem območju preseže celo 500 m.

Skladi kanomeljskega pokrova na severovzhodni strani idrijskega preloma med Srednjo Kanomljo in Ljubevčem so povečini prekriti z žirovsko trnovskim pokrovom in dosežejo debelino 100 do 250 m. V inverzni seriji zgornjepalcozojskih in spodnjetriadnih kamenin je najmlajši stratigrafski člen zgornjeskitski dolomit, ki leži na zgornjepalcozojskem glinastem skrilavcu in grōdenskem peščenjaku, zaradi česar je Mlakar (1969) v tej strukturi ločil »III/1« in »III/2«. Tak razvoj pripisujemo učinku notranjih narivov, ki jih poznamo tudi z druge strani idrijskega preloma. Zato pripadata kanomeljskemu pokrovu severovzhodno od idrijskega preloma, med Srednjo Kanomljo in Ljubevčem, prvi in drugi del »idrijskega« pokrova.

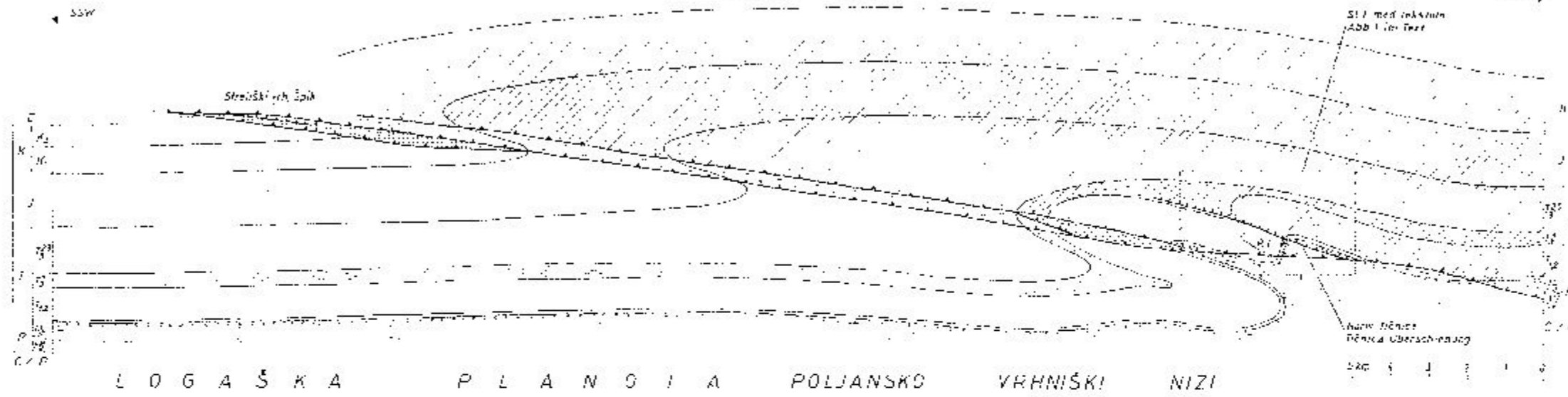
Kanomeljski pokrov v talnini idrijskega rudišča je debel 65 m. V njem nastopajo zgornjepaleozojske in spodnjetriadne plasti do spodnjeskitskega skrilavca v inverzni legi.

Vzhodno od Ljubevča obsega kanomeljski pokrov strukturo »III/1«, ki prihaja na površje med Logom in Medvedjim brdom, ter zgornjepaleozojske plasti pri Merlaku. Pokrov je na tem območju debel nekaj metrov do 100 m, ponckod se celo izklinja kar potrjujeta vrtni R/6 in R/10 pri Kurji vasi. V njem nastopajo zgornjepalcozojski skladi v inverznem in normalnem stratigrafskem zaporedju, pogosto pa so odnosi med njimi nejasni.

Kanomeljski pokrov doseže na Idrijskem širino do 5 km. Zgoraj je omejen s krovnim, spodaj pa z bazalnim poševnim rezom (tabla 1 in 2). Pri splošnem opisu smo že delno nakazali razliko med njegovim severozahodnim in jugovzhodnim delom. Prvi sestoji iz starejših stratigrafskih členov na Idrijskem do vključno karnijskih skladov, drugi pa le iz zgornjepaleozojskih plasti, med katerimi je najpogostejši črni glinasti skrilavec. Oba dela se stikata na območju Ljubevča. Za severozahodni del pokrova so značilni notranji narivi, ki so povzročili večkratno ponavljanje inverznih plasti. Tako ločimo v glavnem tri člene, od katerih je na jugovzhodu razvit le zgornji. Trojnost kanomeljskega pokrova so najlepše dokazale vrtnine na severovzhodni strani idrijskega preloma med Ljubevčem in Srednjo Kanomljo. Lepo je vidna tudi na drugi strani preloma v okolici Šturmovca in na Razpotju. Proti jugozahodu, na območju Nikove in Vojškarske planote, pa je dokaj nejasna. Predvsem manjkajo podatki globokih vrtnin, ki so za tako razčlenitev zelo pomembni.

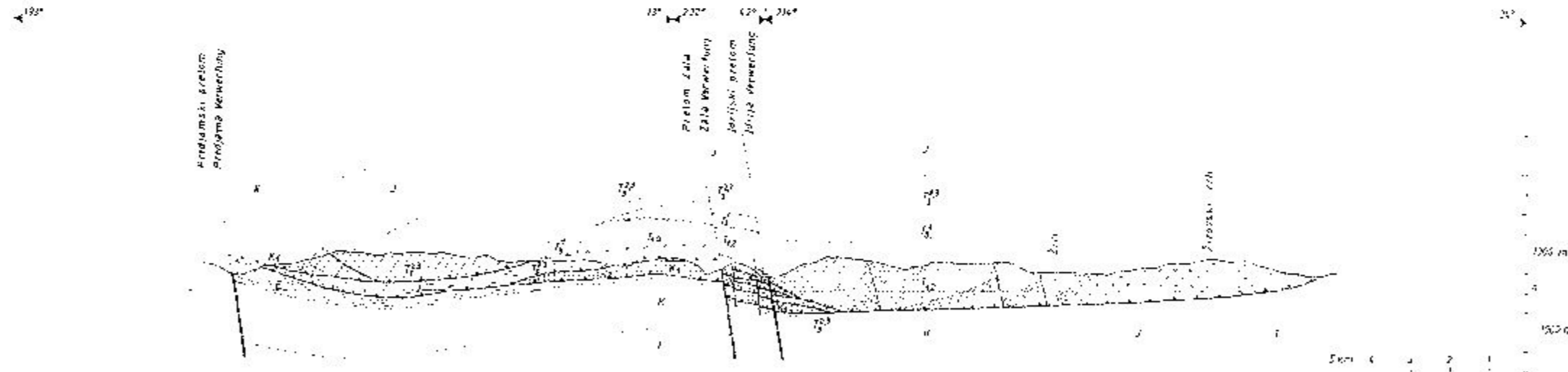
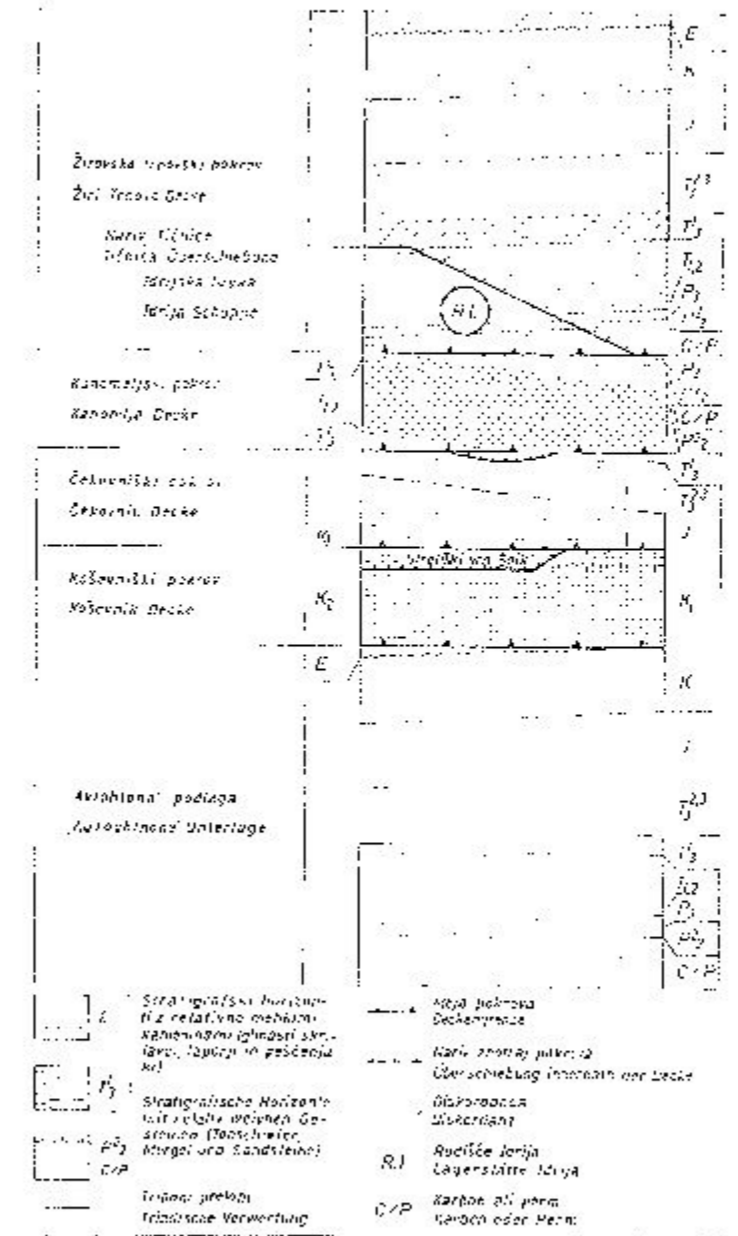
Razvoj kanomeljskega pokrova prikazuje Mlakarjeva (1969) geološka karta na 1. sl. in profili na 3. in 4. sl. Prvi, najnižji člen kanomeljskega pokrova nastopa le severozahodno od Ljubevča in leži v obliki plošče na noriškem dolomitu čukovniškega pokrova. Sestoji iz zgornjepaleozojskega glinastega skrilavca ter grōdenskih, zgornjepermskih in spodnjetriadnih skladov, ki ležijo inverzno. Na severovzhodni strani idrijskega preloma je razvit v neznatni debelini 6 do 30 m kot zgornjepaleozojski glinasti skrilavec in grōdenski peščenjak, ki ju je Mlakar (1969) uvrstil v prvi del »idrijskega« pokrova. Na drugi strani preloma se v okolici Razpotja znatno razširi in doseže debelino 250 m ter vključuje

Tabla 1 - Tafel 1



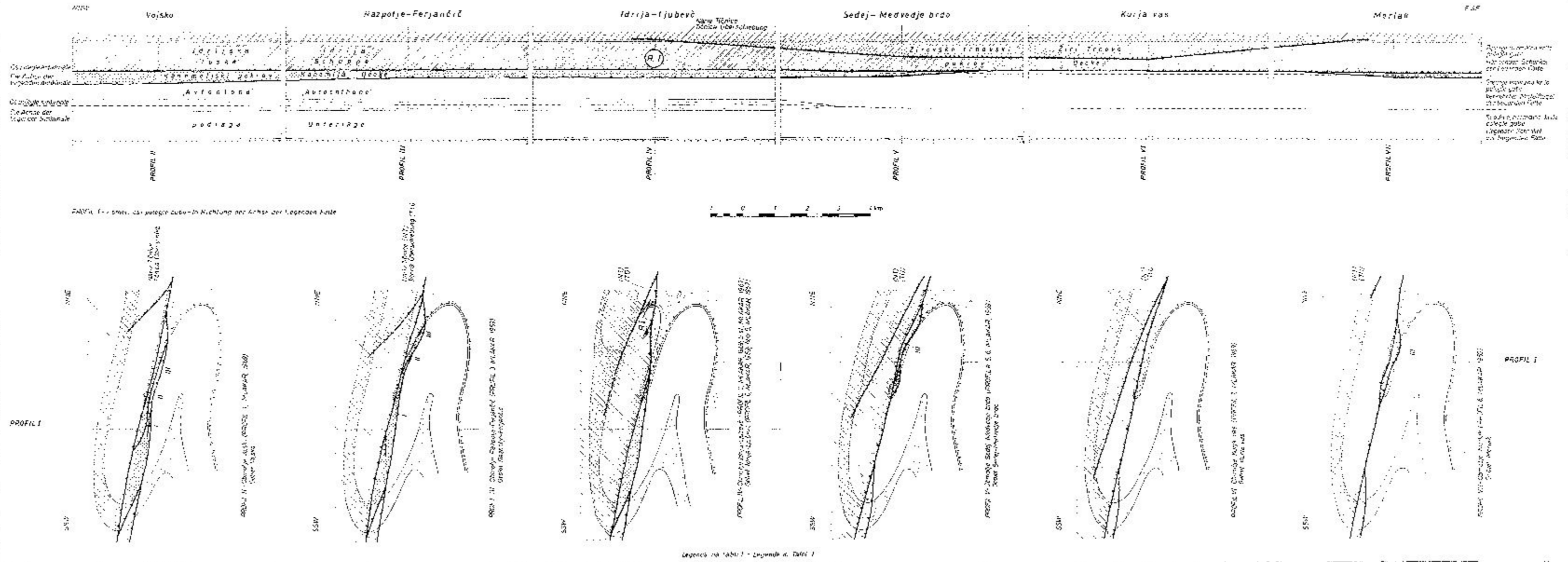
S. 1. Izhodišna struktura polegla gube s prvotno lego krovnih enot - Aba.1 Die Ausgangsstruktur der tieferen Falte mit ursprünglicher Lage der Deckeneinheiten

RAZVOJ IDRUSKE KROVNE ZGRAJBE
ENTWICKLUNG DER DECKENSTRUKTUR DES IDRIJAGEBIETES



S. 2. Sedanja lega krovnih enot. Dopolnjen MLAKARJEV profil (1969, 2. st, profil C) - Aba.2 Gegenwärtige Lage der Deckeneinheiten. Ergänzt Profil von MLAKAR (1969, 2. Abt. Profil C)

Tabla 2 - Tafel 2
 LEGA KANOMELJSKEGA POKROVA IN IDRJAJSKE LUSKE V STRUKTURI POLEGLE GUBE
 DIE LAGE DER KANOMLJA DECKE UND IDRJA SCHUPPE IN STRUKTUR DER LIEGENDEN FALTE



proti jugozahodu vedno mlajše stratigrafske člene. Pri Šturmovcu v Srednji Kanomlji je ohranjen manjši izdanek grōdenskega peščenjaka brez vidne zveze z grōdenskimi plastmi na Razpotju.

Drugi člen obsega inverzno sklade severozahodnega dela kanomeljskega pokrova, v glavnem zgornjepermske do vključno karnijske. Na severovzhodni strani idrijskega preloma zavzema spodnji del strukture, ki jo je Mlakar označil kot »III/2« in je debel 10 do 120 m. Proti jugozahodu se njegova debelina močno poveča in znaša zahodno od Šturmovca nekaj 100 m. Na Razpotju je ohranjen le v obliki notranjih tektonskih krp. Značilnost tega člena je, da leži na stratigrafsko starejših plasteh spodnjega dela kanomeljskega pokrova.

Tretji člen ima v kanomeljskem pokrovu največjo površino in je razvit na njegovem severozahodnem in jugovzhodnem delu. Vzhodno od Ljubevča mu pripada ves kanomeljski pokrov, severozahodno od tod na severovzhodni strani idrijskega preloma pa le njegov zgornji del, ki bi spadal po Mlakarjevi (1969) razčlenitvi v vrhnji del strukture »III/2«. Sestoji iz zgornjepaleozojskega glinastega skrilavca, grōdenskega peščenjaka in ponekod še iz zgornjepermskega dolomita v skupni debelini do 100 m, ki ležijo zgoraj normalno, spodaj pa inverzno. Na jugozahodni strani idrijskega preloma nastopajo le inverzne plasti spodnjega dela tega člena. Najlepše so razgaljene pri Šturmovcu, kjer dosežejo debelino 400 m, delno so ohranjene tudi na Razpotju v notranji tektonski krpi. Skladi tretjega člena so narinjeni na mlajše plasti drugega člena.

Žirovsko trnovski pokrov (Mlakar, 1969, 31—35, 45—47) je najobsežnejša enota idrijske žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda. Sestoji iz zgornjepaleozojskih, triadnih, jurskih, krednih in terciarnih plasti, ki skoraj povsod ležijo v normalnem zaporedju in vpadajo v glavnem proti jugozahodu.

Po novejših raziskavah spadajo k žirovsko trnovskemu pokrovu tudi struktura idrijskega rudišča in skladi v normalni legi vzhodnojugovzhodno od Idrije, ki jih je Mlakar (1967; 1969, 26—31, 5. sl.) uvrstil v drugi del »idrijskega« pokrova. Trditve bomo skušali dokazati v naslednjih odstavkih.

Mlakarjeva razčlenitev idrijskega pokrova na normalni in inverzni del je temeljila na domnevi, da obsega tretji pokrov inverzne sklade srednjega krila in normalne sklade spodnjega krila poleg gube. Idrijsko rudišče naj bi po tej shemi ležalo v jedru poleg sinklinale, odprte proti jugozahodu. V njem najdemo inverzne, subvertikalne in normalne plasti, ki naj bi tvorile zvezni člen obeh delov »idrijskega« pokrova.

Vzhodnojugovzhodno od Idrije so v zaporedju normalnih plasti »idrijskega« pokrova razviti vsi stratigrafski členi od zgornjepaleozojskega glinastega skrilavca do noriškega in retskega dolomita. V tej strukturi poteka na dolžini 11 km od zahoda proti vzhodu srednjetriadni prelom Urbanovcc-Zovčan, ki je ponekod subvertikalni, med Sedejern in Kališčem pa vpada položno proti severu. Prelom predstavlja vzhodno nadaljevanje močnejšega srednjetriadnega preloma v idrijskem rudišču, kjer je zasukan za 90° in ima sedaj videz narivne ploskve (Mlakar, 1967; 1969, 28), ki vpada položno proti severozahodu. Legi prelomne ploskve potrjujejo glo-

boke vrtime pri Likarici, v Ljubevču in na Urbanovcu. Zasukati se je morala v isti strukturni enoti, ki ji pripadajo normalne in subvertikalne plasti idrijskega rudišča ter normalni skladi vzhodnojugovzhodno od Idrije, kjer nastopa srednjetriadni prelom Urbanovec-Zovčan. Zasuk shematsko prikazuje sl. 1.

Idrijsko rudišče je nastalo v srednjetriadnem tektonskem jarku, ki je imel smer vzhod-zahod. Njegovo severno steno je tvoril radialni prelom Urbanovec-Zovčan, ob katerem so prišle v stik spodnjetriadne in srednjetriadne kamenine z zgornjepaleozojskim glinastim skrilavcem. Prelomna ploskev, ki smo jo obravnavali v prejšnjem odstavku, se je zasukala v sedanjost lego na ta način, da so se plasti nagubale v poševno gubo z osjo v smeri zahod-severozahod-vzhodjugovzhod. Zato ima sedaj srednjetriadni prelom Urbanovec-Zovčan v severovzhodnem krilu poševne gube vzhodno od Kališča subvertikalno lego in poteka od zahoda proti vzhodu. Od Kališča proti Sedecu vpada vedno bolj položno proti severu, dokler ne zavzame v srednjem vertikalnem krilu poševne gube, kjer se nabaja idrijsko rudišče, rahlo nagnjene lege s tendenco vpada proti zahoduseverozahodu. V jugozahodnem krilu poševne gube preide ponovno v prvotno smer zahod-vzhod. Zaradi premika ob idrijskem prelomu, ki poševno preseka območje zasuka, ne moremo nemoteno opazovati obračanja preloma Urbanovec-Zovčan (sl. 1, B).

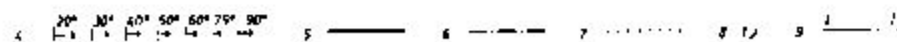
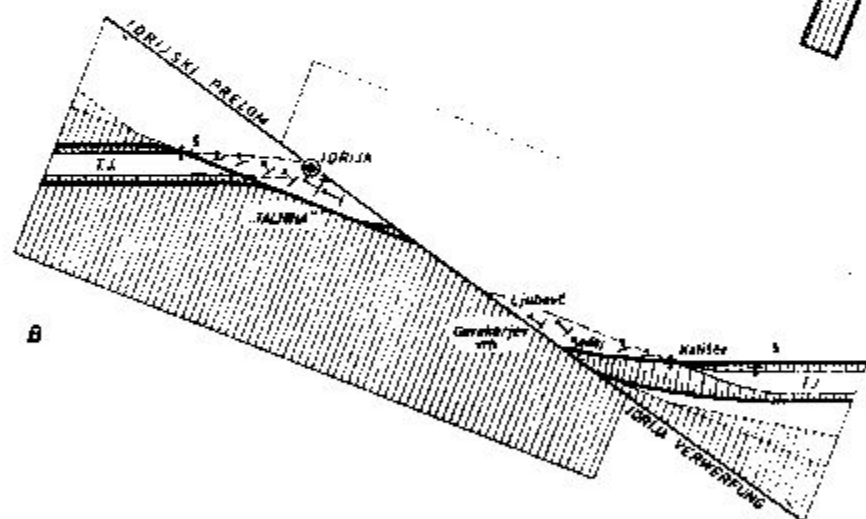
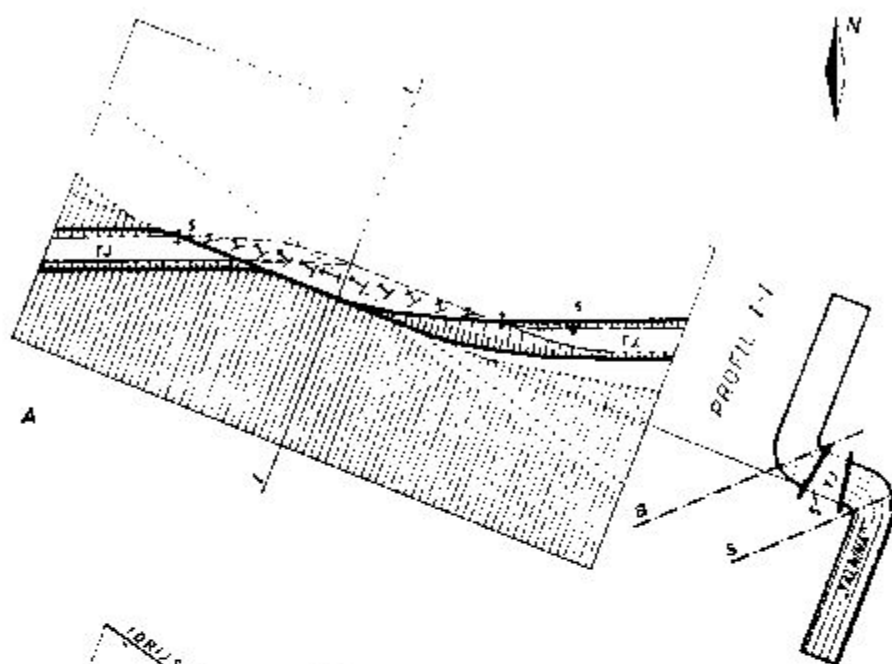
Zveza med prelomom Urbanovec-Zovčan in položnim prelomom v idrijskem rudišču že sama po sebi nasprotuje trditvi, da pripadajo normalne plasti vzhodnojugovzhodno od Idrije, ki jih je Mlakar (1969) uvrstil v strukturo »III/2«, spodnjemu krilu poleg gube. Skica poševne gube na sl. 1, v kateri nastopa idrijsko rudišče, predstavlja izsek iz spodnjega dela žirovske trnovskega pokrova v polegli gubi na tabli I (sl. 1). Tako nam položaj poševne gube dovolj jasno dokazuje, da so normalne in subvertikalne plasti idrijskega rudišča ter normalni skladi vzhodnojugovzhodno od Idrije z intenzivno srednjetriadno tektoniko del zgornjega krila poleg gube. Normalni skladi idrijskega rudišča, ki jim rudarji pravijo »Talnina«, se nadaljujejo tedaj lahko samo v normalnih plasteh zgornjega krila poleg gube, le-ti pa pripadajo zahodno od Idrije ob Zgornji Idriji in na Vojskarski planoti žirovske trnovskemu pokrovu. Zveza med

Sl. 1. Skica sukanka srednjetriadnega tektonskega jarka v idrijski luski

A Pred horizontalnim premikom ob idrijskem prelomu
 B Po horizontalnem premiku ob idrijskem prelomu
 1 Spodnje krilo poševne gube (struktura »Talnina« in Govekarjeva vrha), 2 prevrnjeno srednje krilo poševne gube, 3 zgornje krilo poševne gube, 4 smer in vpadi srednjetriadnega preloma Urbanovec-Zovčan, 5 srednjetriadni prelom Urbanovec-Zovčan, 6 osna ravnina (a) antiklinale in (s) sinklinale poševne gube, 7 porušena zona idrijskega preloma pred prerzganjem, 8 srednjetriadni tektonski jarek, 9 profilna črta

Abb. 1. Schematische Darstellung der Umdrehung des mitteltriadischen tektonischen Grabens in der Idrija-Schuppe

A Vor der Horizontalverschiebung längs der Idrija Verwerfung
 B Nach der Horizontalverschiebung längs der Idrija Verwerfung
 1 Liegender Schenkel der überkippten Falte (Strukturen von »Talnina« und Govekarjev vrh), 2 Verkehrter Mittelsattel der überkippten Falte, 3 Hangender Schenkel der überkippten Falte, 4 Streichen und Fallen der mitteltriadischen Verwerfung Urbanovec-Zovčan, 5 Mitteltriadische Verwerfung Urbanovec-Zovčan, 6 Achsenflüche der Antiklinale (a) und der Synklinale (s) der überkippten Falte, 7 Störungzone der Idrija Verwerfung vor der Zerteilung, 8 Mitteltriadischer tektonischer Graben, 9 Profilinie



strukture rudišča in podobnih skladi na zahodnem in južnem pobočju Govekarjevega vrha je bila že dokazana (Mlakar, 1969, 26—27). Schematsko je prikazana na sl. 1. Enake kamenine kot na Govekarjevem vrhu, v tem primeru kordevovske in karnijske plasti, se pojavljajo na Vojskarski planoti pri Trevnu in Tratniku, v dolini Zale nad Barako in Anžcem ter jugovzhodno od Modvedjega brda v črti, ki ima značilno smer od zahoda-severozahoda proti vzhodu-jugovzhodu. Ta značilnost, ki jo bomo razložili pozneje, nam samo potrjuje domnevo, da nastopajo zgornjeladinske plasti na Govekarjevem vrhu, v »Talnini«, ob zgornji Idriji in na Vojskarski planoti v isti krovni enoti.

Na podlagi navedenih ugotovitev trdimo, da tvorijo normalne plasti, ki jih je Mlakar (1969) uvrstil v žirovsko trnovski pokrov zahodno od Idrije, skladi idrijskega rudišča s plastmi južnega in zahodnega pobočja Govekarjevega vrha ter normalni skladi z intenzivno srednjetriadno tektoniko med Sedejem, Zaplano in Kalcami (sl. 2) strukturno enoto žirovsko trnovskega pokrova. Del te enote s plastmi starejšimi od karnijske stopnje smo imenovali idrijska luska. Idrijsko rudišče torej ni nastalo v jedru sinklinalne velike polegle gube, odprte proti jugozahodu (Mlakar, 1969, 44, 11. sl.), temveč v poševni sinklinali drugega reda v zgornjem normalnem krilu polegle gube prvega reda (sl. 1 na tabli 1).

Z uvrstitvijo strukture idrijskega rudišča in normalnih plasti vzhodno-jugovzhodno od Idrije v žirovsko trnovski pokrov se spremeni vloga nariva, ki predstavlja v okolici Idrije in vzhodno od tod po Mlakarjevi (1969, 5. sl.) tektonski interpretaciji mejo med »idrijskim« in žirovsko trnovskim pokrovom. Označili smo ga kot nariv Tičnice, ki loči idrijsko lusko znotraj žirovsko trnovskega pokrova od severovzhodnega dela pokrova.

Sl. 2. Tektonska skica idrijsko žirovskega ozemlja. Dopolnjena Mlakarjeva karta (1969, B. sl.)

1 »Autohtona« podlaga, 2 koševniški pokrov, 3 čukovniški pokrov, 4 kanonelijski pokrov, 5 idrijska luska z langobardskim diabazom in keratofirjem, 6 žirovsko trnovski pokrov z izdanki langobardskega diabaza in keratofirja, 7 meja pokrova, 8 nariv znotraj pokrova, 9 terciarni prelom, 10 triadni prelom, 11 geološka meja, 12 meja idrijske luske v žirovsko trnovskem pokrovu, 13 os sukanja karnijskih plasti pri Trevnu in Tratniku, 14 generalna smer kanonelijskega pokrova na severovzhodni strani idrijskega preloma, 15 os poševne sinklinalne idrijskega rudišča, 16 domnevna meja kanonelijskega pokrova, prekrita z žirovsko trnovskim pokrovom, 17 smer gubanja na idrijskem območju v času nastajanja krovne zgradbe, 18 normalno zaporedje plasti, 19 inverzno zaporedje plasti, 20 profil, 21 vršina, 22 bakrovo rudišče Škofje, 23 uranovo rudišče Žirovski vrh, P₂, zgornjepalozojske plasti, J jurske plasti, K kredne plasti, Tc terciarne plasti

Abb. 2. Tektonische Übersichtskarte des Idrija Ziri Gebietes. Ergänzle Karte von Mlakar (1969, Abb. B)

1 »Autochtone« Unterlage, 2 Koševnik Decke, 3 Čukovnik Decke, 4 Kanonija Decke, 5 Idrija Schuppe mit den langobardischen Diabas- und Keratophyr-Vorkommen, 6 Ziri-Trnovo Decke mit den langobardischen Diabas- und Keratophyr-Vorkommen, 7 Deckengrenzen, 8 Überschiebung innerhalb der Decke, 9 Tertiär-Verwerfung, 10 Triadische Verwerfung, 11 geologische Grenze, 12 Grenze der Idrija Schuppe in der Ziri-Trnovo Decke, 13 Umdrehungsachse der karnischen Schichten bei Treven und Tratnik, 14 Generalstreichen der Kanonija Decke nordöstlich von der Idrija Verwerfung, 15 Achse der überkippten Synklinalfalt; in Idrija Lagerstätte, 16 vorausgesetzte Grenze der Kanonija Decke, überdeckt von der Ziri-Trnovo Decke, 17 Faltungsrictung im Idrija Gebiet während der Entstehung des Deckenbaues, 18 normale Lagerung, 19 umgekehrte Schichtfolge, 20 Profillinie, 21 Bohrluch, 22 Kupfervorkommen Škofje, 23 Uranvorkommen Žirovski vrh, P₂, oberpaläozoische Schichten, T Trias-Schichten, J Jura-Schichten, K Kreide-Schichten, Tc Tertiär-Schichten

Območje severovzhodno od nariva Tičnice sestoji iz zgornjepaleozojskih, spodnjetriadnih in srednjetriadnih plasti. Prepreža ga več sorodnih narivov, vendar je še premalo raziskano, da bi njegovo luskasto zgradbo mogli natančneje razčleniti.

Idrijska luska sestoji iz zgornjepaleozojskih, spodnjetriadnih, srednjetriadnih in delno karnijskih plasti, ki pripadajo zgornjemu krilu velike poleglegube. Enake kamenine v inverznem krilu poleglegube nastopajo v kanomeljskem pokrovu. Obrat skladov pri Trevnu in Trafniku ob Zgornji Idriji, ki ga omenjajo Kossmat (1898, 97), Limanovsky (1910, 141), Kropáč (1912, 24, Fig. 1), Iskra (1961) in Mlakar (1969, 23; 3. sl., profila 2 in 3), pomeni prehod inverznih skladov kanomeljskega pokrova v normalne plasti idrijske luske. Med seboj ju loči narivna ploskev, ki je nastala v osni ravnini poleglegue antiklinale.

Odnose med kanomeljskim pokrovom ter idrijsko lusko in ostalim delom žirovske trnovskega pokrova prikazujejo profili na tabli 2. Postavljeni so v izhodno strukturo poleglegube in ponazarjajo prvotne razmere v prerezi, ki jih je Mlakar (1969, 3. in 4. sl.) uporabil za razlago sedanje zgradbe idrijskega ozemlja. Na ta način smo skušali dokazati enoten tektonski stil pri formiranju krovne zgradbe, kakor tudi upravičenost uvajanja kanomeljskega pokrova in idrijske luske namesto strukture »idrijskega« pokrova.

Tri člene kanomeljskega pokrova smo pojasnili z notranjimi prerivi, ki so vidni le v prečnih profilih od II do VII na tabli 2, medtem ko v vzdolžnem profilu I zaradi večje jasnosti pokrov ni razčlenjen. Tak je ostal tudi v profilu IV zaradi pomanjkanja podatkov.

Izhodna lega idrijske luske je bila enaka na ozemlju od Vojskarske planote do Rovt. Njena spodnja meja s kanomeljskim pokrovom se je izoblikovala po osni ravnini poleglegue antiklinale, nariv Tičnice pa jo je ločil od severovzhodnega dela žirovske trnovskega pokrova. Zgornjo mejo so tvorile karnijske plasti, v katerih se je kompenziral premik naslednje luske. Čelo nariva Tičnice vidimo na geološki karti na sl. 2.

Po novi razčlenitvi »idrijskega« pokrova tvorijo talnino idrijskega rudišča najprej »avtohtona« podlaga, nakar ji sledijo koševniški, čekovniški in kanomeljski pokrov. Na njem leži idrijska luska z idrijskim rudiščem. Prekriva ga naslednja luska v okviru žirovske trnovskega pokrova, ki je bila v krovino rudišča narinjena ob narivu Tičnice. Izhodno strukturo take zgradbe prikazuje sl. 1 na tabli 1 in profil IV na tabli 2.

Oblika poleglegube in nastanek krovne zgradbe

Krovno zgradbo idrijske žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda je iz poleglegube izvajal že Limanovsky (1910) in se v mnogočem približal današnji predstavi o oblikovanju tega dela Slovenije. Vendar je z velikostjo gube močno pretiraval. Mnogo bolje je ponazoril njen razvoj Mlakar (1969). Z delitvijo »idrijskega« pokrova na kanomeljski pokrov in idrijsko lusko pa smo sedaj rekonstrukcijo dopolnili na podlagi novejših raziskav.

Danes še nimamo dovolj podatkov, da bi ugotavljali kinematiko in dinamiko nastanka poleglegube. Dočeli smo le njeno obliko v zadnjem

stadiju plastičnih deformacij in smer gubanja. Zavedamo se, da je taka rekonstrukcija močno poenostavljena. Pretrganje ni bilo nujno istočasno, posamezni narivi so nastali lahko že med rastjo gube, tako da le-ta verjetno ni imela nikdar prav take oblike, kot jo vidimo na tabli 1. (sl. 1). Vendar je tak način prikazovanja primeren za študij razmer v začetni fazi nastajanja pokrovov.

Mlakar je domneval, da sta se čekovniški in inverzni del »idrijskega« pokrova razvila iz njenega inverznega krila. Pri tej pravilni ugotovitvi pa ni upošteval specifične zgradbe čekovniškega pokrova. V njem ne najdemo nikjer inverznih zgornjetriadnih, jurskih in krednih plasti na enem mestu, kot to dopušča njegova skica na 11. sl. (Mlakar, 1969). Z »idrijskim« pokrovom, ki naj bi obsegal inverzne plasti srednjega krila in normalne plasti spodnjega krila polegle gube z idrijskim rudiščem v jedru pregiba, ne moremo zadovoljivo razložiti nastanka krovne zgradbe. S tako shemo ni mogoče pojasniti razvoja strukture »III/1« in lege izredno obsežnega normalnega dela »idrijskega« pokrova na čekovniškem pokrovu. Poleg tega pa je tudi v nasprotju z ugotovitvijo o nadaljevanju srednjetriadnega preloma Urbanovec-Zovčan proti zahodu v strukturi idrijskega rudišča.

Sedanja rekonstrukcija polegle gube na tabli 1 (sl. 1) velja za razmere v profilu nžjega območja mesta Idrije v smeri severoseverovzhod-jugojugozahod. Zgradba tega dela (sl. 2 na tabli 1) najlepše ponazarja krovno zgradbo idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda.

Velikost in obliko polegle gube smo določili na podlagi podatkov o njenem inverznem krilu, ki je podano z debelino in širino čekovniškega ter kanomeljskega pokrova. Širina inverznega zaporedja noriškega in retskega dolomita čekovniškega pokrova v smeri severoseverovzhod-jugojugozahod znaša približno 10 km. Razdaljo smo odmerili od stika med karnijskimi in noriškimi plastmi pri Zaplani do namišljenega podaljška stika med retskimi in jurskimi skladi jugovzhodno od Predjesena. Jurske plasti od Predjesena do Cola nastopajo na dolžini 5,5 km. Tako dobimo skupno znano širino čekovniškega pokrova 16 km, ki vključuje tudi ostanek karnijskih plasti pri Zaplani in krednih skladov pri Colu. Prave širine pokrova ne moremo izmeriti zaradi erozije krednih plasti s čela nariva Trnovskega gozda nad Vipavsko dolino. Lahko pa nanjo sklepamo tako, da pripišemo inverzni seriji krednih plasti v čekovniškem pokrovu približno enako širino kot jo imajo jurske plasti, to je 5 km. Tako konstrukcijo lahko uporabimo zato, ker sta pravi debelini jurskih in krednih skladov enaki. Skupna širina čekovniškega pokrova je znašala tedaj približno 21 km, kar pomeni obenem tudi dolžino poševnega reza »avtohtone« podlage na območju noriških, retskih, jurskih in krednih plasti. Njihova skupna debelina znaša približno 4000 m.

Stik inverznih retskih in jurskih plasti pri Predjesenu, ki nastopa med krovnim in bazalnim poševnim rezom čekovniškega pokrova, je dolg 2 do 2,5 km. Ob predpostavki, da se je čekovniški pokrov razvil med narivoma, nastalima približno po osni ravnini polegle sinklinale in antiklinale, pomeni ta razdalja tudi najmanjšo možno dolžino inverznega krila polegle gube (sl. 1 na tabli 1).

Odnose med čekovniškim in kanomeljskim pokrovom ter idrijsko lusko v prvi fazi nastajanja pokrovov smo obdelali že v prejšnjem poglavju. Prikazani so na tabli 2. Profil IV z idrijskim rudiščem v prvotni legi pa je vključen v poleglo gubo na tabli 1 (sl. 1).

Smer premikanja pokrovov in gubarja je dana s približno pravokotno lego na os gube in na smer nagubanih skladov. Zato smo še enkrat preverili te elemente. Lega plasti koševniškega, čekovniškega, kanomeljskega in žirovskeo trnovskega pokrova je močno odvisna od lokalnih razmer. Bolj oprijemljivi so podatki o karnijskih plasteh na območju, kjer prehaja kanomeljski pokrov v idrijsko lusko. To lahko opazujemo pri Trevnu in Tratniku ob Zgornji Idriji. Os sukanja, ki je tu približno vzporedna statistični smeri karnijskih skladov, ima smer $290^{\circ} - 110^{\circ}$. Ta podatek presetljivo sovpađa z lego osi poševne sinklinale idrijskega rudišča, ki je že približno 110° odmaknjena od severa proti jugovzhodu (sl. 2).

Še bolj zanesljiv podatek o smeri gubarja v času nastajanja krovne zgradbe predstavlja lega kanomeljskega pokrova. Njegov položaj v izhodni strukturi poleglo gube vidimo na tabli 1 (sl. 1) in na tabli 2, kjer dokaj jasno izstopa njegova smer, ki se približno ujema z osjo poleglo gube. Severovzhodno mejo kanomeljskega pokrova v sedanji krovni zgradbi vidimo na površju le na skrajnem vzhodnem delu obravnavanega ozemlja severno od Merlaka in Medvedjega brda. Proti zahodu in severozahodu je prekrita s skladi žirovskeo trnovskega pokrova in je bila ugotovljena z globokimi vrtnami na severovzhodni strani idrijskega preloma od Potoka severno od Medvedjega brda do vrtine K/8 pri Šturmovcu v Srednji Kanomlji. Zveznica med Fežnarjem v Srednji Kanomlji in severnim robom izdanka pri Merlaku ponazarja približno generalno smer kanomeljskega pokrova. Le-ta je skoraj vzporedna z osjo sukanja karnijskih plasti pri Trevnu in Tratniku in z osjo poševne sinklinale idrijskega rudišča.

Opisani elementi kažejo na to, da je imela os poleglo gube na ožjem idrijskem območju generalno smer zahodseverozahod-vzhodjugovzhod. S tem je podana smer gubarja v času nastajanja krovne zgradbe, ki se je odvijalo približno pravokotno na os poleglo gube.

Za proučevanje nastanka krovne zgradbe idrijskeo žirovskega ozemlja je odločilnega pomena poznavanje stratigrafskega zaporedja in litološko sestave skladov, ki sodelujejo v krovni zgradbi. Podlago vsem kameninam na Idrijskem tvorijo črni glinasti skrilavec, meljevec in peščenjak karbonske ali permske starosti ter grōdenski peščenjak in skrilavec. Ti sedimenti predstavljajo spodnji horizont deformabilnih kamenin. Njegova skupna debelina ni znana. Sledijo zgornjepermski dolomit in apnec ter spodnjetriadne in srednjetriadne karbonatne usedline s skrilavimi, lapornimi, peščenimi in tuškimi vložki. Kljub mehkejšim vložkom moramo te sklade zaradi lege med mehkeje talninskimi in krovinskimi plastmi obravnavati kot enoten mehansko trdnejši horizont, debel približno 900 m. To skupino skladov prekrivajo karnijski skrilavec, lapor in peščenjak v skupni debelini 400 do 500 m, ki predstavljajo srednji deformabilni horizont. Karnijske plasti preidejo v noriški in rotski dolomit ter jurske in

kredne kamenine s skupno debelino okrog 4000 m. Na teh ležijo eocenski laporji in peščenjaki kot zgornji deformabilni horizont (sl. 1 na tabli 1).

Medsebojna razporeditev mehkih skrilavih in trdnih karbonatnih kamenin je imela odločilen vpliv na oblikovanje poleglegle gube in na debelino ter razsežnost pokrovov.

Čekovniški in kanomeljski pokrov sta strukturno jasno določena v inverznem krilu poleglegle gube. Spodnja in zgornja meja čekovniškega pokrova sta nastali v najbolj poškodovanem delu gube, približno po osni ravnini poleglegle sinklinale in antiklinale. Sorazmerno konstantna debelina pokrova z inverzno lego plasti na tako veliki površini dokazuje enake pogoje nastajanja. Pričakujemo jih le v enotno nagubani skladovnici kamenin s približno enakimi mehanskimi lastnostmi, kot je primer pri noriških, retskih, jurskih in krednih plasteh, ki v glavnem sestavljajo čekovniški pokrov.

Kanomeljski pokrov se, za razliko od čekovniškega, ne razteza po vsem inverznem krilu iz srednjetriadnih, spodnjetriadnih in zgornjepaleozojskih kamenin, temveč le na območju neposredno pod osno ravnino poleglegle antiklinale. Taka lega je pogojena z močno heterogenimi srednjetriadnimi in spodnjetriadnimi sedimenti. Tu se menjavajo trdni dolomiti, konglomerati in apnenici z mehkejšimi skitskimi apnenicami in apnenosljudnatimi skrilavci ter langobardskimi klastiti in piroklastiti. Vložki mehkejših kamenin so bili v inverznem krilu poleglegle antiklinale skoraj vzporedni njeni osni ravnini in so predstavljali potencialne drsne ploskve. Pomembno vlogo pri nastanku bazalnega reza kanomeljskega pokrova so imeli tudi srednjetriadni radialni prelomi, ki so v inverznem krilu poleglegle gube zavzeli blizu njenega prevojnega dela skoraj horizontalni položaj.

Močno reduciran obseg kanomeljskega pokrova vzhodno od Idrije, kjer je na območju Kurje vasi celo izkljungen (profili V do VII na tabli 2, sl. 2), pripisujemo enakim pogojem, kot smo jih omenili v prejšnjem odstavku, le da je bil tu njihov učinek močnejši. Pokrov se je v tem delu razvil samo v jedru poleglegle antiklinale zaradi česar nastopajo zgornjepaleozojske plasti v normalnem in inverznem stratigrafskem zaporedju.

Mejo med čekovniškim in kanomeljskim pokrovom so v zasnovi predstavljale karnijske plasti, ki so v inverznem krilu poleglegle gube tvorile relativno najmanj odporen člen.

Žirovsko trnovski pokrov je spodaj omejen z bazalnim poševnim rezom, ki je bil v izhodni strukturi poleglegle gube hkrati krovni poševni rez čekovniškega in kanomeljskega pokrova. Strukturno posebnost v njem predstavlja gubanje in luskanje plošče iz zgornjepermskih, spodnjetriadnih in srednjetriadnih kamenin med relativno mehkim zgornjepaleozojskim glinastim skrilavcem v talnini ter karnijskim laporjem in peščenjakom v krovlini. Začetek teh deformacij sega v obdobje rasti poleglegle gube. Deloma pa so nastale pri polzenju žirovsko trnovskega pokrova po plastični podlagi iz zgornjepaleozojskega glinastega skrilavca. Premik pri luskanju je bil odvisen od deformacijske sposobnosti karnijskih skladov, zaradi česar je v primerjavi z dolžino narivanja pokrovov zelo majhen. Narivi tega genetskega tipa se izgublajo v karnijskih skladih, kjer potekajo vzporedno s plastovitostjo.

V okviru žirovsko trnovskega pokrova poznamo na severovzhodni strani idrijskega preloma več narivov, ki sekajo srednjetriadne in starejše kamenine. Med njimi je najpomembnejši nariv Tičnice, ki loči idrijsko lusko od ostalega dela žirovsko trnovskega pokrova. Vzhodno od Ljubevča, kjer sledi južnemu robu srednjealpinske idrijske kadunje, ki jo je opisal Čar (1969), ima smer vzhod—zahod. Na območju mesta Idrije poteka po isti srednjetriadni strukturi in loči Tičnico od skladov idrijskega rudišča, nakar se ponovno preseli na drugo stran idrijskega preloma, kjer ga najdemo med Šebreljami in Sinkovcem v Srednji Kanomlji. Njegovo nadaljevanje proti severozahodu še ni dovolj raziskano.

Idrijska luska predstavlja notranjo tektonsko lusko, saj se je razvila v spodnjem delu žirovsko trnovskega pokrova neodvisno od deformacij njegovega zgornjega dela. Tektonsko je omejena od talinske krovne enote in od severovzhodnega dela žirovsko trnovskega pokrova. Njeno zgornjo in jugozahodno mejo predstavljajo karnijske plasti, v katerih se je premik naslednje luske kompenziral. Natančna razlaga mehanizma nastanka take zgradbe presega okvir tega članka.

Koševniški pokrov tvori odtrgani del »avtohtone« podlage (Mlakar, 1969, 42). Njegov krovni rez je hkrati bazalni rez čekovniškega pokrova, zato je genetski izvor te meje dokaj jase. Teže je pojasniti nastanek bazalnega reza. Ker je ta problem v zvezi z dinamskimi procesi pri nastajanju polegla gube, ga v tem članku ne bomo obravnavali.

Vprašanje »avtohtone« podlage je pustil Mlakar (1969) odprto. Obravnaval jo je kot avtohton glede na krovno zgradbo idrijsko žirovskega ozemlja. Limanovsky (1910) in Winkler (1923) sta imela na primer tudi Hrušico za alohtono enoto, narinjeno na terciarne plasti goriško vipavsko plišne cone. Glede na razvoj krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda bi pričakovali enake premike v »avtohtoni« podlagi tega območja. Na to misel nas navaja enak litostratiografski razvoj »avtohtone« podlage in krovnih enot. Ker se nam zdi ta domneva verjetna, nimamo pa dokazov ne za ne proti njej, pišemo avtohton v narekovajih. Rešitev tega problema bi zahtevala študij tektonske zgradbe zahodne Slovenije z aspekta krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda.

Dolžino narivanja žirovsko trnovskega pokrova, oziroma nariva Trnovskega gozda obravnavajo posamezni avtorji različno. Kossmat (1910, 93) ugotavlja nariv, dolg 40 km, vendar je krovno razlago kmalu ovrgel in zagovarjal grudasto zgradbo tega dela Slovenije. Limanovsky (1910) je cenil premik na 40 km, Winkler (1923) je menil, da znaša dolžina narivanja 25 km. Mlakar (1969) pa sklepa na horizontalni premik dolg 25 do 30 km.

Zadnje raziskave in konstrukcija polegla gube dovoljujejo natančnejšo določitev premikov med posameznimi pokrovi in celotne dolžine narivanja žirovsko trnovskega pokrova. Velikost pomika koševniškega pokrova na »avtohtono« podlago je določil Mlakar (1969, 42, 9. sl.) in znaša približno 9 km. Najmanjšo možno dolžino narivanja čekovniškega pokrova na »avtohtono« podlago je Mlakar (1969, 43) ocenil na 18 km, kolikor znaša širina pokrova, ki leži v celoti na tuji podlagi. Iz podatkov, ki jih



Sl. 3. Lega Špika in Streliškega vrha v krovni zgradbi idrijsko žirovskega ozemlja
 Abb. 3. Die Lage von Špik und Streliški vrh im Idrija-Zirje Deckenbau

dobimo s pomočjo rekonstrukcije polegla gube (sl. 1 na tabli 1), cenimo premik na 10 km.

Pri obravnavanju koševniškega in čekovniškega pokrova moramo omeniti vprašanje Streliškega vrha in Špika vzhodno od Podkrajja. Sestojita iz normalno ležečih skladov zgornjekrednega apnenca, ki leži na eocenskih plasteh Hrušice in izginja pod inverznimi spodnjekrednimi plastmi Trnovskega gozda (Buser, 1965). Na podlagi teh podatkov je Mlakar imel apnenec za skrajni jugovzhodni izdanek koševniškega pokrova in ga z letem neposredno vezal (Mlakar, 1969, 2. sl., profil C).

Nepretrgana zveza med Streliškim vrhom in Špikom ter ostalim delom koševniškega pokrova ni dokazana. Od Špika do Predjeseni leže jurski skladi čekovniškega pokrova na eocenskih plasteh »avtohtone« podlage. Zato se nam zdi bolj verjetna domneva, da sta Streliški vrh in Špik tektonska odstružka zgornjega dela koševniškega pokrova (sl. 3), ki sta zaradi drsenja čekovniškega pokrova izgubila stik s prvotno podlago.

Premik »idrijskega« pokrova glede na čekovniški pokrov je Mlakar (1969, 44) cenil na najmanj 10 km. Zaradi drugačne razčlenitve »idrijskega« pokrova na kanameljski pokrov in idrijsko lusko, moramo tudi premike obravnavati ločeno.

Dolžina narivanja kanameljskega pokrova na čekovniški pokrov je najmanj 5 km, kolikor znaša povprečna širina prvega. Pravo velikost lahko ugotovimo le na podlagi konstrukcije polegla gube in sedanjega stanja ter znaša približno 9 km.

Odnose med kanameljskim in žirovsko trnovskim pokrovom oziroma idrijsko lusko smo že obravnavali. Enoti loči narivna ploskev, ki se je izoblikovala po osni ravnini polegla antiklinale. Pomik ob njej je sorazmerno majhen in znaša 1 do 2 km.

Nariv idrijske luske oziroma žirovskega trnovskega pokrova na »avtohtono« podlago je vsota pomikov med posameznimi pokrovi:

»avtohtona« podlaga — koševniški pokrov	9 km
koševniški pokrov — čekovniški pokrov	10 km
čekovniški pokrov — kanameljski pokrov	9 km
kanameljski pokrov — idrijska luska	1—2 km
»avtohtona« podlaga — idrijska luska	29—30 km

Premik ob narivu Tičnice, ki loči idrijsko lusko od drugih delov žirovskega trnovskega pokrova, je neznaten in znaša po strukturnih ter sedimentoloških podatkih (Čar, ustna izjava) le nekaj sto metrov. Dolžina

narivanja ob njem je bila odvisna od naklona narivne ploskve glede na srednjetriadne in spodnjetriadne sklade ter od deformabilnih sposobnosti karnijskih kamenin. Ugotovljeni premiki veljajo za razmere na ožjem idrijskem prostoru v območju profila C (sl. 2).

Velikost narivanja žirovsko trnovskega na čekovniški pokrov, ki znaša na Idrijskem 10 do 11 km, izključuje Mlakarjevo (1969, 42-43) domnevo, da predstavlja obrat jurskih in krednih skladov pri Colu prehod inverznih plasti čekovniškega v normalne plasti žirovsko trnovskega pokrova. Razmere v okolici Cola prikazuje sl. 2 na tabli 1. Obrat nastopa v žirovsko trnovskem pokrovu. Mejo med obema enotama pa tvori verjetno nariv, ki ga ugotavlja Buser (1965) vzhodno od Cola med krednimi in jurskimi plastmi. Na take odnose kaže tudi močno reducirana debelina jurskih skladov.

Pri določanju celotnega nariva žirovsko trnovskega pokrova moramo upoštevati tudi premike med gubanjem. To ugotavlja že Mlakar (1969, 46) ko meni, da ustreza širina inverznih struktur dolžini premikanj v fazi gubanja. Točneje ustreza fazi gubanja dvakratna dolžina inverznega krila polegle gube, vendar je ta problem kompleksen in ga bomo obravnavali pri proučevanju nastanka polegle gube.

Reconstruction of the Nappe Structure of the Idrija-Žiri Region

Ladislav Placer

Abstract

The Idrija-Žiri nappe structure originated from a recumbent fold (Mlakar, 1969) is modified and supplemented by dividing the "Idrija nappe" into two parts: the Kanomlja nappe, and the Idrija rock-sheet. The Kanomlja nappe consists of the strata in reverse succession contained in the structure formerly called Idrija nappe; and the Idrija rock-sheet consists of its strata in normal succession and is a part of the Žiri-Trnovo nappe. Therefore the Idrija-Žiri region consists of the tectonic units: the autochthonous basement, the Koševnik nappe, the Čekovnik nappe, the Kanomlja nappe, and the Žiri-Trnovo nappe including the Idrija rock-sheet.

Accordingly, the lower normal limb of the recumbent fold consists of the autochthonous basement and the Koševnik nappe. The Čekovnik nappe and the Kanomlja nappe are its reverted limb, and the upper normal limb is the Žiri-Trnovo nappe.

The autochthonous basement is autochthonous only with respect to the region of Idrija, Žiri and Trnovski gozd. In the tectonic structure of western Slovenia it is probably allochthonous.

The Idrija ore deposit lies within the Idrija rock-sheet in an inclined fold of second order in the upper normal limb of the recumbent fold of first order.

Rekonstruktion des Deckenbaus des Idrija-Žiri Gebietes

Ladislav Placer

Zusammenfassung

Der Deckenbau des Idrija-Žiri Gebietes wird ergänzt, und zwar so, daß die von Mlakar (1969) zu der »Idrija Decke« eingereihte Schichten in zwei Einheiten geteilt worden sind. Die Schichten in inverser Lagerung werden als Kanomlja Decke betrachtet, während die normale Schichtfolge der früheren Idrija Decke als Idrija Schuppe mit der Žiri-Trnovo Decke vereint wird. Auf diese Weise bilden jetzt das Idrija-Žiri Gebiet die folgenden Einheiten: die autochthone Unterlage, die Koševnik Decke, die Čekovnik Decke, die Kanomlja Decke, und die Žiri-Trnovo Decke.

Nach dieser ergänzten Unterteilung der Deckenstruktur des Idrija-Žiri Gebietes besteht der untere normale Schenkel der liegenden Falte aus der autochthonen Unterlage und der Koševnik Decke. Die Čekovnik und Kanomlja Decken stellen den überkippten Mittelschenkel der Falte vor. Der obere normale Schenkel der Falte ist als die Žiri-Trnovo Decke, einschließlich der Idrija Schuppe, entwickelt.

Die autochthone Unterlage ist nur im Bezuge auf das Idrija-Žiri und Trnovski Gozd Gebiet autochthon (Mlakar, 1969). Die wahren Beziehungen zwischen der benachbarten tektonischen Einheiten könnten nur durch ein Studium der Struktur Westsloweniens, mit Beziehung auf den Idrija-Žiri-Trnovski Gozd Deckenbau, bestimmt werden.

Die Größe des Žiri-Trnovo Deckenbaues, beziehungsweise der Trnovski Gozd Überschiebung, wird von einzelnen Autoren verschiedentlich behandelt. Kossmat (1910, 93) bestimmte die Überschiebung auf 40 km, jedoch verwarf er bald die Deckenstrukturtheorie, und befürwortete die Schollentheorie in der Entstehung dieses Teiles Sloweniens. Limanovsky (1910) schätzte die Verschiebung auf 40 km. Winkler (1923) schätzte die Überschiebungslänge auf ungefähr 25 km. Mlakar (1969) schloß auf eine horizontale Verschiebung von 25 bis 30 km.

Die letzten Studien und Rekonstruktion der liegenden Falte erlauben eine genauere Bestimmung der Verschiebungen zwischen den einzelnen Decken, sowie die gesamte Länge der Überschiebung der Žiri-Trnovo Decke zu schätzen.

Die Überschiebung der Žiri-Trnovo Decke über der autochthonen Unterlage ist die Summe der gegenseitigen Verschiebungen einzelner Decken:

Autochthone Unterlage — Koševnik Decke	9 km
Koševnik Decke — Čekovnik Decke	10 km
Čekovnik Decke — Kanomlja Decke	9 km
Kanomlja Decke — Idrija Schuppe	1—2 km
Autochthone Unterlage — Idrija Schuppe	29— 30 km

Die angeführten Verschiebungen gelten für die Verhältnisse in der engeren Umgebung von Idrija, im Bereiche des Profiles C (Bild 2 in Tafel 1, Bild 2). Die Verhältnisse in nordwestlicher und südöstlicher Richtung sind noch nicht genügend geprüft.

Bei der Bestimmung der gesamten Überschiebung des Žiri-Trnovo Deckenbaues müßten auch die Verschiebungen, welche während der Faltenbildung stattgefunden hatten, in Betracht genommen werden (Mlakar, 1969). Diese Frage soll bei dem Studium des Mechanismus der Entstehung der liegenden Falte erörtert werden.

Die Idrija Erzlagerstätte liegt in der Idrija Schuppe, in einer überkippten Synklinalfalte zweiter Ordnung, im oberen normalen Schenkel der liegenden Falte erster Ordnung. Idrija Erzlagerstätte ist deswegen ein Teil der Žiri-Trnovo Decke.

Literatura

Buser, S. 1966, Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geogr. vestnik 37, Ljubljana.

Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.

Iskra, M. 1961, Prispevek k stratigrafiji in tektoniki ozemlja Zgornje Idrije in Nikove. Geologija 7, Ljubljana.

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

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Verlag Geol. R. A., Wien.

Kropáč, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes Idria. B. H. Jb., Wien.

Liimanovsky, M. 1910, Wielkie przemieszczenia mas skalnych w Dynarydach koło Postojny. Raz. Wydz. przyr. akad. Umiej., Serje III. Tom 10, Krakow.

Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rud. met. zbornik 1, Ljubljana.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Kravna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.

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

Fosfati v Istri

Zlatica in Jožef Skerj

Uvod

Prve pisane podatke o pojavih fosfatov v širši okolici Buj nahajamo že 1914 leta v poročilu dr. Josefa Müllerja. V tem poročilu navaja, da se 500 m NW od ceste, ki vodi iz Buj proti morju, pojavljajo fosfati. Leže v kredni seriji, ki je razvita tudi pri Umagu in jo v orudenem delu predstavlja z belemnitnim apnencem in zelenim glavkonitnim peščenjakom. Pojavi fosfata so bili odkriti zahodno od posestva kmeta Posedela v manjšem starem odkopu, kjer se nahajajo kosti fosfata težki do 100 kg. Manjše količine te surovine je transportiral v Italijo Bartolomeo Michi iz Novi-grada. Po podatkih Müllerja je vseboval fosfat 39,28 P₂O₅ (ali več kot 85 % TCP-a).

Ti podatki so že takoj po osvoboditvi vzbudili zanimanje geologov. V letu 1950 je del terena pregledala ekipa slovenskih geologov z dr. M. Pleničarjem. Potem so ta teren raziskali tudi hrvaški geologi, ki pa opisanih pojavov fosfata niso našli. Ekipa Geološkega zavoda iz Ljubljane je leta 1964 ponovno prospektirala širše območje Buj. Ugotovila je, da vsebujejo kredne in eocenske plasti tega območja sledove P₂O₅. Zato je bilo pričakovati enake pojave tudi v drugih delih Istre v krednih in eocenskih plasteh. V letu 1964 smo pregledali del savudrijsko-buzetskega območja, leta 1965 pa smo detajlno raziskali območja Savudrija-Buzet, Kozina-Podgrad in Divača-Komen s skupno površino okrog 580 km².

Raziskovalne metode

Pred terensko prospekcijo v letu 1964 smo poskušali dobiti katastrske podatke o posestvu kmeta Posedela, kjer se po Müllerjevih podatkih nahajajo fosfati. Kljub iskanju v arhivu v Buzetu in Bujah ter poizvedovanju pri predstavnikih oblasti in starih prebivalcih nismo našli podatkov o dejavnosti prej omenjenih oseb v zvezi z raziskavami fosfatov.

V vzorcih s celotnega ozemlja smo kvalitativno določili fosfat po mobilndenski metodi. Na savudrijsko-buzetskem območju pa smo uporabili tudi Geiger-Müllerjev števec, ker fosfatne plasti navadno vsebujejo uran.

Prospekcijska dela smo izvajali po profilih, ki smo jih po možnosti postavljali pravokotno na smer vpada plasti. S kislino smo obdelovali vsako odkrito plast v profilu. Profilne črte smo postavljali na različnih razdaljah

v odvisnosti od dobljenih reakcij; kjer so bile reakcije močnejše, so bili profili gostejši, in obratno. Profili se bili oddaljeni med seboj povprečni 1000 in več metrov, na savudrijsko-buzetskem območju, kjer smo dobili zanesljive indikacije, pa smo jih postavljali gosteje, ponekod celo na razdalji 50 do 100 m.

Savudrijsko-buzetsko območje

To območje predstavlja severni del hrvaške Istre in zajema južno polovico geološke karte Trst 1 : 100 000. Nahaja se med reko Mirno na jugu in Dragonjo na severu. Sestoji iz sedimentov krede, eocena, pliocena in mlajšega kvartarja.

Zgornja kreča je stratigrafsko zastopana s cenomanom, turonom in senonom, eocen pa s svojim zgornjim in srednjim delom. Pliocenske plasti in kvartarne usedline zajemajo manjše površine.

Raziskovalno območje predstavlja antiklinalo s smerjo SZ-JV. Njeno teme sestoji iz krednih sedimentov, na krilih pa ležijo diskordantno eocenski sedimenti, ki so ponekod erodirani, tako da je odkrita kredna podlaga. Na več krajih opazujemo manjše razpoke, paralelne s smerjo antiklinale.

Poleg krednih plasti smo pregledali tudi sedimente na krilih antiklinale. Paleogenski sedimenti so razviti v faciosih alveolinskega in numulitnega apnenca ter peščenjaka in glavkonitnega peščenjaka.

Fliš zavzema večje površine. Nekatere flišne plasti so pokazale znake fosfata. Alveolinski in numulitni apneneci so dali povišane vrednosti P_2O_5 , ki so vezane neposredno na organske ostanke. Glavkonitni peščenjak je sicer značilno reagiral z amonijevim molibdatom, toda kemične analize so dale nepomembne rezultate. Koncentracije fosfata so nekoliko višje po ploskvah skrilavosti. Odstotek fosfata v plasteh eocenskega fliša kaže tabela 1.

Tabela 1. Fosfat v eocenskem flišu

Tabela 1. Contenu de P_2O_5 dans le flysch eocène

Vzorec Echantillon	% P_2O_5	kar ustreza correspondant % TCP	Vzorec Echantillon	% P_2O_5	kar ustreza correspondant % TCP
apnenec calcaire	0,58	1,27	glav. pešč. grès glauconifère	0,60	1,31
apnenec calcaire	0,70	1,53	glav. pešč. grès glauconifère	0,58	1,27
apnenec calcaire	0,67	1,47	glav. pešč. grès glauconifère	0,51	1,12
apnenec calcaire	0,68	1,42	glav. pešč. grès glauconifère	0,56	1,23
glavkonitni peščenjak grès glauconifère	0,68	1,48	glav. pešč. grès glauconifère	0,64	1,40

Rezultati kažejo, da je fosfat neposredno vezan na organske ostanke v apnenih. V glavkonitnem peščenjaku je glavkonit nosilec fosforne komponente.

Slovensko Primorje

Prospekcijska dela smo izvajali na območjih Kozina—Podgrad in Sežana—Komen—Štanjel—Divača, ki imata glede na obravnavani problem identično geološko sestavo. Kreda je razvita v faciji apnencev in dolomitov, ob robovih pa so zastopani sedimenti paleocena in eocena.

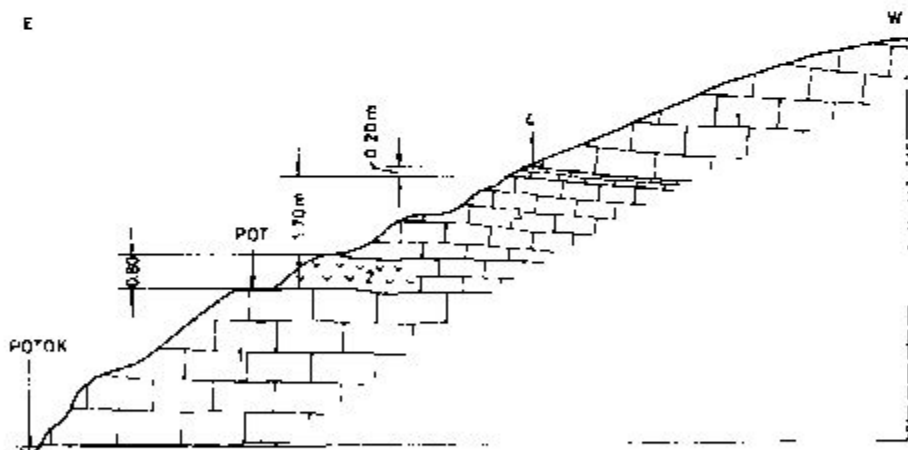
V tektonskem oziru predstavljata obe območji antiklinorij s smerjo SZ—JV. Na temenih manjših ali večjih antuklinal so na površju apnenici in dolomiti. Te kredne kamenine grade podlago paleogenskim, liburnijskim in flišnim plastem.

Kljub relativno detajlni prospekcijski v Slovenskem Primorju nismo našli fosfatov.

Fosfatni apnec pri Novi vasi v Istri

V krednih plasteh na desnem bregu Mirne smo našli odine prave sledi fosfata na savudrijsko-buzetskem območju. Tu se vleče vzhodno od Nove vasi ob desnem bregu Mirne okrog 50 m širok pas turonsko senonskega apnenca, na katerem leži ploščasti paleogeni apnec s številno mikrofavno in makrofavno.

Fosfat se nahaja okrog 1500 m vzhodno od Nove vasi na vaški poti, ki pelje v dolino Mirne (sl. 1).



Sl. 1. Profil turonsko-senonskih apnencev pri Novi vasi

Fig. I. Coupe schématique des calcaires touronnens-senoniens près du village Nova vas

1 bel marmorizirani apnec, 2 debelozrnati kalcit s prehodom v rdečkasti apnec (0,40 % — 1,31 % P_2O_5), 3 drobnjzrni rdečkasti apnec (0,38 % — 1,44 % P_2O_5), 4 kompaktni rdečkasti apnec s sledovi fosfata, 5 bel marmorizirani apnec

1 calcaire blanc recristallisé, 2 calcite en gros grain passe intéralement au calcaire rougeâtre pauvre en P_2O_5 (0,40 % — 1,31 % P_2O_5), 3 calcaire rougeâtre, friable; sa teneur en P_2O_5 est faible (0,38 % — 1,44 % P_2O_5), 4 calcaire rougeâtre, compact; sa teneur en P_2O_5 est négligeable, 5 calcaire blanc recristallisé

Iz apnene plasti (3) smo vzeli 4 vzorce, ki so pokazali naslednje odstotke fosfata:

vrhnji del plasti	1,44 % P_2O_5	ali	3,15 % TCP
srednji del plasti	1,05 % P_2O_5	ali	2,21 % TCP
spodnji del plasti	0,36 % P_2O_5	ali	0,79 % TCP
kompozit plasti	1,22 % P_2O_5	ali	2,67 % TCP

Na obeh straneh opisanega izdanka smo kontinuirano sledili kalcitni horizont na razdaljo okrog 200 m. Po smeri ima kalcitni horizont lečasto obliko; mnogo prej se izklini plast s sledovi fosforja.

Jasno je, da kalcitnega vložka v apnencu ne moremo šteti v normalno zgradbo tega dela krednih plasti, čeprav je na videz kazalo, da sta kalcit in apneno-fosfatna plast konkordantni del zaporedja. Na podlagi teh podatkov je kalcit zamenjal zaradi descendentnih procesov singenetsko odloženo plast apnenca. Da bi ugotovili primarno sestavo nadomeščene plasti s kalcitom ter spremembe vsebnosti P_2O_5 z globino, smo izdane preiskali z globokim usekom. Že v začetku razkopavanja smo opazili, da kalcitna plast postopoma izginja in počasi prehaja v rdečkasti apnenc z občutno reakcijo na fosfor. V tej apneno-fosfatni plasti pa so bile opazne razne makroskopske spremembe. Ponekod se je ta plast pokazala kot rdečkasti apnenc s številnimi vključki kalcita, drugje kot čisti apnenc, delno pa kot apnena moka. Po ploskvah plastovitosti smo našli 1 do 10 cm debele vložke peščeno glinastega materiala, ki so se že makroskopsko razlikovali med seboj po barvi in peščeno glinasti komponenti.

V delu useka smo od spodaj navzgor ugotovili naslednji profil:

- 90 cm boksitna glina
 - 30 cm svetlo siva boksitna glina (0,18 % P_2O_5 — vz. št. 14).
 - 25 cm rdečkasta boksitna glina (0,20 % P_2O_5 — vz. št. 13).
 - 35 cm siva boksitna glina (0,25 % P_2O_5 — vz. št. 12).
- 50 cm rdečkasti apnenc (0,32 % P_2O_5 — vz. št. 11).
- 0,5 cm rumeni karbonatni melj (0,49 % P_2O_5 — vz. št. 10).
- 13 cm svetlo rumeni apnenc (0,24 % P_2O_5 — vz. št. 9).
- 7 cm rdečkasti apnenc (0,74 % P_2O_5 — vz. št. 8).
- 6 cm beli krušljivi apnenc (0,37 % P_2O_5 — vz. št. 7).
- 7 cm rdečkasti apnenc brez sledov P_2O_5 .
- 16 cm sivi drobljivi apnenc (0,47 % P_2O_5 — vz. št. 6).
- 30 cm brečast material s fragmenti različnih apnencov velikosti do 6 cm; cement karbonatni; brez sledov P_2O_5 (ni analizirano).
- 5 cm karbonatni melj (0,97 % P_2O_5 — vz. št. 5).
- 45 cm apnena breča s fragmenti sivega krednega apnenca; maksimalna velikost fragmentov 6 cm. Nekateri fragmenti so ovalni (ni sledov P_2O_5). V fragmentih breče se nahajajo tudi kosi kalcita. V zgornjem delu breče je vložek mehkega rdečkastega preperelega melja (0,29 P_2O_5 — vz. št. 2). V tem rdečkastem materialu debeline ca. 10 cm so majhni kosi krede (0,31 % P_2O_5 — vz. št. 3). Cement breče: karbonatni (0,30 % P_2O_5 — vz. št. 4).
- 255 cm bel kalcit z zapolnitvami mehkega zemljastega materiala (samo sledovi P_2O_5 — vz. št. 1).

Med razkopavanjem smo periodično vzorčevali profil useka, da bi ugotovili spremembe glede fosforja po padu plasti. Usek je bil postavljen približno pravokotno na smer plasti. Vzorčevali smo vsako spremembo materiala. V tej fazi raziskav smo iz apneno-fosfatne plasti vzeli trinajst vzorcev, ki so pokazali naslednji odstotek P_2O_5 :

Št. vzorca	% P_2O_5	% TCP
1	0,99	2,16
2	0,40	0,87
3	0,43	0,94
4	1,43	3,12
5	0,97	2,11
6	0,41	0,89
7	1,01	2,20
8	0,81	1,77
9	0,95	2,07
10	0,57	1,24
11	1,04	2,27
12	8,31	18,12
13	1,41	3,07
Srednji odstotek	1,44	3,14

Rezultati kažejo, da je vsebina P_2O_5 zelo nizka; samo 4 vzorci imajo več kot 1 % P_2O_5 .

Vzorci s številkami 1 do 10 smo vzeli v apneno fosfatni plasti, vzorce št. 11 in 13 v sivkasto rjavem peščeno glinastem vložku debeline 10 cm, vzorec št. 12, ki vsebuje 8,31 % P_2O_5 , pa iz 6 cm debelega vložka, ki je bil videti kot čista bela zelo mehka glinasta snov brez kakršnihkoli primesi.

Za profil je značilna velika variabilnost materiala, ki se spreminja na dolžini nekaj decimetrov, tako da bi profiliranje na vsakem drugem profilu v useku dalo drugačne rezultate. To dejstvo je na videz v velikem nasprotju z lepim in pravilnim profilom na površju.

V zgornjem delu profila se nahaja do 2,55 m debela nepravilna pola kalcita, ki v profitu ceste, kakor tudi v začetku razkopa, leži na rdečkastem fosfatnem apnencu. Opazamo tudi popolno odsotnost rdečkastega apnenca, kakršen je na površju in v zgornjem delu razkopa lepo razvit. Za razlago profila je pomembna boksitna glina na dnu useka. Opazili smo tudi, da je odstotek P_2O_5 vseh vzorcev padel pod 0,50 % P_2O_5 .

Iz smeri kalcitnega horizonta smo napravili še nekaj manjših razkopov. Pri tem smo ugotovili, da kalcit prehaja že na oddaljenosti 50 do 60 m od izdanka v bel marmoriziran apnenec, ki na sliki št. 1 predstavlja talnino in krovino profila.

Nastanek fosfata

Po podatkih raziskav lahko z dovolj veliko zanesljivostjo sklepamo, v kakšni obliki se pojavlja fosfat v Istri in Slovenskem Primorju ter kako je nastal.

Profil na sliki 1 nas je v prvem trenutku navedel na misel, da gre za enega od stalnih členov krednega zaporedja plasti, posebno še, ker smo kalcitni horizont lahko sledili na precejšnji razdalji. Sklepali smo, da je kalcit metasomatsko nadomestil neko drugo plast in da je fosfatni apnenec na kalcitni plasti pravi fosfatni sediment. Ta domneva je bila upravičena, saj je apnenec vseboval za to območje pomembno vsebnost P_2O_5 ; ena od analiz vzorcev iz useka je dala 8% P_2O_5 , kar nam je predstavljalo opravičilo za nadaljnje raziskave. Medtem pa se je z odpiranjem izdanka položaj naglo spremenil. Fosfatnega apnenca ni bilo več in tudi značilni profil s površja se je izgubil; našli smo le še brečast material in fragmente različnih kamenin. Zanimiva je bila zlasti boksitna glina na dnu useka, ki je nedvoumen dokaz, da gre za kraški pojav v obliki zapolnjene vrtače, nastale verjetno vzdolž medplastovne razpoke. V njenem najnižjem delu se je odlagala boksitna glina. Nato je razpoko zapolnjeval erozijski material, ki je bil kasneje cementiran. V najvišjem odprtem delu razpoke je prišlo do minimalne koncentracije fosfata, ki je bil izpran iz krednih in paleogenskih sedimentov. V zadnji fazi zapolnjevanja vrtače je bil fosfatni sediment po površinskih vodah, bogatih s CO_2 , izpran in nadomeščen s kalcitom. V tem procesu degradacije fosfata so del fosfata odnesle površinske vode, drugi del pa je bil deponiran globlje med klastičnimi sedimenti v vrtači. Na ta način smo si tudi pojasnili, zakaj je vseboval eden izmed vzorcev prek 8% P_2O_5 .

Navidezna pravilnost profila ob poti (sl. 1) se lahko pojasni s tem, da je bila razpoka pri vrhu ozka in dolga, navzdol pa se je postopno širila. Sedimenti v najvišjem delu razpoke so dobili navidezno konkordantni položaj glede na ostale plasti krednega zaporedja zaradi stisnjenosti razpoke. Do takega sklepa nas navaja med drugim tudi boksitna glina, ki kaže, da so ti pojavi fosfata rezidualnega porekla in da je njihov nastanek podoben nastanku boksitnih leč, zelo pogostih na tem območju.

Ostane nam vprašanje, zakaj nismo niti mi niti prejšnji raziskovalci našli fosfata, ki ga je opisal Müller. Verjetno je tudi ta pojav predstavljal tip rezidualnega fosfata, katerega kvaliteta pa je bila mnogo boljša (prek 39% P_2O_5) in količina znatno večja (nekaj deset ton). Le tako lahko pojasnimo podatek, ki ga navaja Müller, da so fosfat iz okolice Buj prevažali v Italijo. V tistem času so se tudi majhne količine fosfata lahko plasirale na tržišče.

V tej zvezi naj omenimo večje in manjše fosfatne žepe pri Omišlju, Drnišu in Kninu, ki so jih pred drugo svetovno vojno (okrog leta 1930) celo odkopavali. V nekaterih žepih je količina znašala nekaj sto ton, kvaliteta pa je bila različna. Poleg belih saharoidnih fosfatov z visokim odstotkom P_2O_5 so žepi vsebovali tudi tako imenovane železne fosfate z visokim odstotkom železa. Po kratkotrajni eksploataciji so bili vsi žepi odkopani, njihov lastnik Ugo Gerbin (1930) pa je finančno propadel.

Razume se, da vzdolž jadranske obale lahko še pričakujemo podobna nahajališča fosfata, na kar kaže večje število kalcitnih izdankov. Ker so pa brez gospodarskega pomena, jih ni priporočljivo raziskovati.

Sklep

Povod za prospekcijo fosfatov v Istri in Slovenskem Primorju je dalo kratko poročilo dr. Josefa Müllerja, v katerem navaja, da se v Istri nahajajo fosfati z vsebnostjo prek 39 % P_2O_5 . Med generalno prospekcijo savudrijsko-buzetskega območja leta 1964 smo pri Novi vasi blizu Novigrada našli rdečkasti fosfatni apnenec, ki je vseboval prek 1 % P_2O_5 . Zato smo leta 1965 detajlno pregledali tudi del Slovenskega Primorja. Novih pojavov fosfata nismo našli.

Poleg prospekcije smo leta 1965 raziskali profil krednih plasti pri Novi vasi. Ugotovili smo, da ta pojav predstavlja rezidualni kraški tip fosfata brez gospodarskega pomena. Na tej podlagi sklepamo, da je bilo nahajališče, ki ga je opisal Müller, podobnega tipa, vendar je vsebovalo kvalitetnejši fosfat. Ker je tržišče tedaj sprejemalo tudi manjše količine fosfata, je bilo nahajališče odkopano in ga danes ni mogoče najti.

Phosphate de chaux en Istrie

par Zivadina et Jožef Škerlj

Résumé

Selon une courte Étude écrite par Dr. Josef Müller (1914) dans les couches crétacées de l'Istrie se trouvent les gisements de phosphate de bonne qualité (39.20 % P_2O_5). C'est pourquoi le Service géologique de Ljubljana a exécuté une prospection des calcaires crétacés de l'Istrie en 1964/65. Mais cette prospection n'a donné qu'une indication de phosphate près du village Nova vas (fig. 1). Il s'agit là de substance contenue dans les poches de dissolution karstique dans le calcaire rougeâtre légèrement phosphaté (0.40—8.31 % P_2O_5).

Literatura

Müller, J. 1914, Fosfatna nahajališča v Bujah — Istra. (Neobjavljeno poročilo.)

Plenifcar, M., Tavčar, M., Rijavec, J. 1950, Poročilo o geološkem raziskovanju terena pri Bujah v zvezi z domnevnim nahajališčem fosfata. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Rijavec, S., Škerlj, J. 1965, Prospekcija fosfatov v Istri leta 1964 s predlogom za nadaljnja dela v letu 1965. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Škerlj, Z., Prospekcija fosfatov v Istri v letu 1964 in v Istri ter Slovenskem Primorju v letu 1965. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Obdelava in vrednotenje geofizikalnih podatkov

Janez Lapajne

Uvod

Vrednotenje geofizikalnih raziskav je odvisno od obdelave večjega števila podatkov, npr. množice meritev raznolikih parametrov geoloških objektov, parametrov nekega polja itd. Tako se uporabna geofizika uvršča med tista področja znanosti in tehnike, ki so jih elektronski računalniki popeljali v zadnjih dveh letih, predvsem pa v zadnjem desetletju, k znatnemu napredku.

Uporaba računalnikov je omogočila dobivanje bistveno novih rezultatov. Predvsem se je znatno povečala hitrost računskih operacij, ki praktično niso bile izvedljive z običajnimi numeričnimi metodami. Povečana hitrost računskih operacij je privedla tudi h kakovostni spremembi rezultatov, ker je mogoče pri strojnem obravnavanju izveči iz podatkov znatno večji obseg vsebovanih informacij. Poleg tega so tako dobljeni rezultati mnogo zanesljivejši in omogočajo objektivnejše vrednotenje.

Osnovna naloga uporabne geofizike je oblikovanje predstave oziroma slike raziskovalnih objektov v določenih geološko geofizikalnih razmerah na podlagi podatkov terenskih meritev.

Reševanje te naloge zajema v splošnem

- redukcijo merskih podatkov, tj. razne popravke;
- razdelitev polja (oz. transformacijo), tj. ločitev prispevkov raznih virov ali povzročiteljev in odstranitev »ozadja«;
- izračun fizikalnih in geometrijskih parametrov raziskovanega geološkega območja oziroma določenega objekta, ki nas zanima.

Vzporedno pa poteka podajanje reduciranih in transformiranih podatkov ter rezultatov v obliki kart, diagramov, krivulj, tabel in katalogov.

Zgornja shema velja v celoti za obdelavo in vrednotenje na področju gravimetrije, v magnetometriji se uporabljata le druga in tretja faza, pri ostalih metodah pa geofiziki zelo radi zanemarjajo redukcijo podatkov in razdelitev polja.*

* Članek zajema predvsem področja raziskav, s katerimi se ukvarja Oddelek za geofiziko na Geološkem zavodu v Ljubljani, to je gravimetrijo, magnetometrijo, geoelektriko, refrakcijsko seizmiko in termometrijo. Ne obravnava pa reflektivne seizmike.

V procesu razdelitve polja se uporabljajo raznoteri načini linearnega in nelinearnega filtriranja, med katerimi so široko uporabni postopki primerjalnega filtriranja, odvajanje in analitična podaljšava. Računanje parametrov raziskovanega objekta je v zvezi z rešitvijo obratne in direktne naloge, katerih jedro je modeliranje.

V vseh fazah obdelave in vrednotenja postaja računalnik nenadomestljiv pripomoček, ker po eni strani hitreje in ceneje računa, po drugi strani pa lahko geofizik hitreje preverja svoje ideje.

Redukcija podatkov

Redukcija podatkov je obdelana v gravimetriji, na drugih področjih geofizike pa se redko uporablja.

V zadnjih letih so se pojavili novi in hitrejši algoritmi za izračun topografskih popravkov. Razne organizacije v inozemstvu uporabljajo svoje interne računalniške postopke in programe za terenske korekcije. Nekateri od njih so dosegljivi tudi drugim uporabnikom. Za izračun popravkov odstaja že obsežna programska oprema (software).

Za korekcijo zemljepisne širine so na voljo nove tabele normalne težnosti z enominutnimi intervali. Korekcije temeljijo na reviziji mednarodne formule iz leta 1931 in uporabi geodetskih parametrov, ki jih je privzela Mednarodna zveza za geodezijo in geofiziko (International Union of Geodesy and Geophysics) leta 1967.

Razdelitev in transformacija polja

Splošno

Določeno polje predstavlja praviloma vsoto učinkov različnih teles. Nekatera telesa nas zanimajo (imenujmo takšno telo »raziskovano telo«), druga pa ne (takšno telo imenujemo »stransko telo« ali »motilno telo«). Komponento polja raziskovanega telesa (ali tudi več teles) navadno imenujemo »anomalija« ali »koristni signal«, komponento stranskih teles oziroma ostanek pa »stranska anomalija«, »močnja«, »ozadje« ali »šum«. Zahteve po razločevanju posameznih komponent postavlja pred nas nalogo razdelitve polja, tj. ločitve prispevkov posameznih teles ali območij. Preden poskušamo soditi o raziskovanem telesu, je treba dobiti njegovo polje v dovolj čisti obliki, zato je razdelitev polja eden najvažnejših postopkov v interpretacijskem procesu. Iz opazovanega polja je torej treba izluščiti polje (anomalijo) tega telesa. Nekateri imenujejo ta postopek regionalno-rezidualna analiza, pri čemer mislijo predvsem na težnostno polje, kjer se polje razdeljuje v največjem obsegu.

Nekaj let nazaj so regionalno-rezidualno razdelitev izvajali z uporabo numeričnih izglajevalnih postopkov, ki so bili več ali manj samovoljni. Ti so se v podrobnostih pogosto razlikovali od posameznika do posameznika ter med organizacijami, toda v bistvu so vsi obstajali v istovetanju »regionalnega« polja z neke vrste poprečjem. Z odštevanjem le-tega od celotnega polja je bil dobljen tako imenovani »rezidual«.

Samovoljni postopki razdelitve polja se umikajo objektivnejšim pristopom, med katerimi se uporabljajo:

- filtriranje
- odvajanje
- analitična podaljšava
- ... statistična metoda
- modeliranje.

Vse te postopke lahko smatramo kot filtriranje v širšem pomenu.

Rezultat razdelitve polja je pravzaprav spet slika določenega »očiščene-
nega« polja, zato imenujemo ta proces tudi transformacijo polja.

Filtriranje

Zaenkrat se v širšem obsegu uporablja samo linearno filtriranje, ker je nelinearno filtriranje še v precejšnji meri v razvoju in uporabne literature še ni na voljo.

Nelinearno filtriranje dela v prostorski domeni za razliko od linearnega filtriranja, ki dela v valovni domeni. Zato imenujemo nekateri linearno filtriranje tudi valovno ali frekvenčno filtriranje.

V procesu linearnega filtriranja si je treba izmisliti linearni filter, ki je kolikor mogoče blizu optimalnemu, za ločitev enega sistema anomalij od drugega, za odstranitev enega ali drugega sistema izvirov ali pa za odstranitev »šuma«. Pri iskanju optimalnega filtra je koristen pripomoček metoda najmanjših kvadratov.

Velikokrat gre pri linearnem filtriranju za razdelitev spektra na komponenti, od katerih ima ena izvore blizu površja, druga pa v večjih globinah. Prvim ustrezajo majhne valovne dolžine, drugim pa velike. Slednji nizkoamplitudni del je često zakrit z močnejšimi pripovršinskimi učinki. Z digitalnim ojačevanjem signalov je pozornost osredotočena na spektralno analizo in uporabo Fourierjevih vrst. S pomočjo hitrih Fourierjevih algoritmov je omogočeno enostavno izvajanje linearnih procesov kot npr. odvajanje, analitična podaljšava ipd.

Odvajanje

Prvi in drugi odvod sta pogosti transformaciji predvsem gravitacijskega polja.

Francoski geofiziki dajejo prednost prvemu odvodu. S pomočjo kart vertikalnih odvodov ugotavljajo horizontalne konture teoretičnih (modelnih) teles, ki povzročajo anomalije, podobne opazovanim.

Ostali raziskovalci raje uporabljajo druge odvode. Dvakratno odvajanje so prvotno predlagali kot različico in kot bolj stvaren nadomestek regionalno-rezidualne analize, ki so jo svojčas izvajali s samovoljnimi postopki izglajevanja in računanja poprečij.

Upravičena je bila predpostavka, da bi morali biti drugi odvodi bolj občutljivi za šibke izvore, povzročene s plitvimi izvori, kot katerikoli rezidual, dobljen z regionalnim izglajevalnim postopkom.

S prihodom hitrega Fourierjevega transformacijskega algoritma je postalo bolj ekonomično izvajanje mnogih linearnih operacij (npr. odvajanja in analitične podaljšave) na računalniku. Obenem omogočajo raču-

nalniki tudi natančen izračun odvodov. Zato so postale karte prvih in drugih odvodov gravitacijskega polja pogost pripomoček pri kvantitativnem vrednotenju.

Analična podaljšava

Analična podaljšava je splošna metoda, ki nabelno rešuje problem razdelitve polja nedovisno od določene sestave anomalije in ozadja. Razlikujemo podaljšavo navzdol in podaljšavo navzgor; s prvo se v matematičnem postopku približujemo raziskovanemu telesu, z drugo pa oddaljujemo.

Pri »približevanju« k raziskovanemu telesu pride do okrepitve anomalije in oslavitve ozadja. Analično podaljšavo navzdol je možno izvesti v smeri, ki ne seče izvorov polja. Če skušamo rešiti ta problem v splošni obliki, naletimo na principialne težave, ker je dana naloga nekorektna v klasičnem smislu. To pomeni, da lahko poljubno majhnim napakam podatkov ustrezajo poljubno veliki pogreški v rešitvi. V posameznih posebnih primerih se naloga analitične podaljšave uspešno rešuje z metodo izravnave. Glede na praktične zahteve to navadno popolnoma zadostuje, ker obsegajo te posebne rešitve širok krog možnih uporabnih nalog.

Analična podaljšava navzdol pa ni zanimiva samo kot filtracijska metoda. »Približanje« k raziskovanemu telesu omogoča delajnejši »ogled« telesa. Tako npr. anomalijo, ki se kaže na površju kot celota, v resnici pa je vsota anomalij dveh teles, z analitično podaljšavo navzdol razdelimo na obe komponenti. Analično podaljšavo lahko uspešno uporabimo v procesu modeliranja ali reševanja obratne in direktne naloge za določitev parametrov raziskovanega telesa.

Za razpoznavanje anomalij globljih struktur lahko v mnogih primerih uporabimo analitično podaljšavo navzgor, torej v zgornji polprostor, kjer ni motilnih teles. V tem postopku oslabimo učinke površinskih in plitvih struktur.

Statistična metoda

Razpoznavanje šibkih geofizikalnih anomalij iz ozadja in motenj različnega izvora je problem, ki ga je mogoče učinkovito reševati tudi s statističnimi metodami. V statistični teoriji je kriterij optimalnosti bolj utemeljen kot pri običajnih filtracijskih metodah, poleg tega omogoča statistična metoda optimalno pridobivanje koristnih informacij.

Izračun parametrov

Obratna naloga

Jedro oblikovanja slike raziskovane strukture je rešitev tako imenovane obratne naloge (problema), tj. račun fizikalnih in geometrijskih parametrov geološke formacije, ki smo jo izmerili. Ta problem v splošnem ni rešljiv zaradi dveh osnovnih vzrokov. Prvi je raznolikost rešitve obratne naloge, kar pomeni, da ustreza določeni množici vrednosti merjene količine več možnih različnih geoloških konfiguracij, drugi vzrok pa je ne-

korektnost obratne naloge v klasičnem smislu. Ti zapreki uspešno rešimo samo z dodatnimi informacijami, ki niso vsebovane v merjeni količini. Te informacije dobimo iz geoloških in vrtilnih raziskovalnih del, deloma pa z ugotavljanjem drugih geofizikalnih parametrov, ki so neodvisni od že uporabljenih.

Navadno se postavljena naloga rešuje posredno z reševanjem direktnega problema (naloge), tj. izračuna polja vrednosti določene fizikalne količine za izbran geološki model. V procesu razpoznavanja raziskovanega objekta je reševanje direktne in obratne naloge tesno povezano. Glede na opazovano polje se na določen način napravi model raziskovanega terena — na ta način se v prvem približku rešuje obratna naloga. Nato se izračuna polje oziroma anomalija tega modela — rešuje se direktna naloga. Izračunano anomalijo primerjamo z mersko (tisto, ki je »očiščena« v postopku razdelitve polja) in ocenimo ustrezne popravke za model. Popravljeni model je drugi približek. Zanj spet izračunamo anomalijo itd. Tako se postopoma približujemo zadovoljivi rešitvi.

Kot smo že omenili, moramo za reševanje obratne naloge poznati geološko-geofizikalne karakteristike raziskovanega telesa in njegove okolice. S tem omejimo število možnih različic modela. Kakšne naj bi bile dopolnilne geološke in geofizikalne informacije, da bi mogli nalogo uspešno rešiti, ni mogoče predpisati za splošen primer.

Pogosta naloga, ki jo geologija postavlja uporabni geofiziki, je ocena zalog koristnih rudnin. To je pravzaprav obratna naloga, pri kateri je treba poiskati geometrijske parametre in geološke karakteristike raziskovanega telesa. Zelo zapleteno reševanje splošne naloge o razporeditvi koristne komponente v okolju in določevanje oblik ustreznih teles zamenjamo z reševanjem poenostavljene naloge, v okviru katere ocenimo samo celotno količino koristne rudnine. Privzamemo, da je znan končni volumen, v mejah katerega se nahaja ocenjevano telo; na ta način preneha biti naloga nekorektna v klasičnem smislu.

Direktna naloga

Reševanje direktne naloge je najbolj obdelan postopek v procesu vrednotenja geofizikalnih podatkov. Praktično obstajajo za vsa področja uporabne geofizike bolj ali manj uspešni algoritmi za računanje anomalij dvodimenzionalnih in trodimenzionalnih teles. V računalniškem postopku je integriranje zamenjano s seštevanjem končno velikih prispevkov. Načelno natančnost računa ni noben problem, odvisna je le od tega, kako fino razdelitev vzamemo. Večje težave nastopijo pri računanju anomalij polariziranih teles poljubne oblike; polarizacija namreč ni odvisna samo od primarnega polja, temveč tudi od sekundarnega polja, tj. polja, ki nastane pri polarizaciji. Za razreševanje takih problemov mora algoritem upoštevati tudi vpliv sekundarnega polja na oblikovanje anomalije.

Zelo uporabni pripomočki pri vrednotenju so vnaprej izračunane anomalije v tabelarni in zlasti grafični obliki za več različnih modelov. Znane so modelne krivulje geoelektričnega in magnetoteluričnega sondiranja. Izračun modelnih krivulj večplastnega sistema ob pomoči računalnika

dances ne predstavlja več nobenega problema. Kljub temu so na voljo bogati katalogi le za triplastne krivulje geoelektričnega sondiranja, katerim se kvečjemu dodajo le še določene štiriplastne družine krivulj. Katalogizacija večplastnih modelnih krivulj namreč ni več racionalna in si jih zato raziskovalne organizacije raje sproti izračunavajo in jih tudi sproti katalogizirajo za interno uporabo.

Računalniki so omogočili praktično uporabo variacijskega računa za reševanje direktne naloge z algoritmom končnih elementov.

Risanje kart

V zadnjih letih je bilo napravljeno veliko število računalniških programov za risanje izolinij neenakomerno porazdeljenih podatkov. Programi so tako številni in raznoliki, da jih je nemogoče primerjati.

Skoraj vsi programi za avtomatično risanje izolinij, ki so v uporabi, imajo naslednjo skupno značilnost. Najprej z interpolacijo izračunamo vrednosti polja v presečiških pravilne dvodimenzionalne mreže, nato pa rišemo konture glede na te vrednosti. V postopku interpolacije so večje razlike med posameznimi programi, algoritmi za risanje izolinij glede na mrežne vrednosti pa, kot kaže, sledijo vsi podobni logiki.

Redki so interpolacijski postopki, ki dajejo tudi tehniko za redukcijo opazovanj, dobljenih na različnih nivojih, na skupen nivo. Povečini so to numerične interpolacijske sheme.

V postopku interpolacije se uporabljajo za prilagajanje polinomi, lokalna tehtana poprečja ali diferencialne enačbe. Prilagajanje se izvaja z metodo najmanjših kvadratov. Prilagajanje s polinomi je praktično samo ob uporabi funkcij nizkih redov. Pri tem se celotno območje razdeli na podobmočja, prek katerih se izvaja prilagajanje, podobmočja pa se med seboj prekrivajo. Čim manjša so ta podobmočja in čim večje je prekrivanje, boljši so v splošnem rezultati in višji so računalniški stroški. Tehtana poprečja nudijo hitro in relativno poceni interpolacijsko metodo in dajejo dobre rezultate, če ni polje preveč razgibano. Nasprotno je zadnja metoda še zelo draga, daje pa odlične karte. V bistvu sestoji ta metoda v reševanju diferencialne enačbe potencialnega polja kot funkcije x in y s tehniko končnih razlik. Posebno primerna je za velike računalnike.

V nasprotju z mrežnimi interpolacijskimi metodami je algoritem za avtomatično risanje izolinij dokaj enostaven v svoji zamisli. Programska logika pa postane precej zapletena, če zahtevamo visoko natančnost in izglajenost.

Na kratko lahko povzamemo, da je na voljo vrsta programov za risanje kart. Tisti, ki dajejo boljše rezultate, so praviloma tudi dražji. Preden se odločimo za določen program, se moramo seznaniti z razpoložljivo programsko opremo (software) in izbrati takšen program, ki daje zahtevano natančnost po najnižji ceni.

V zadnjem času kaže, da so izdelali algoritme za neposredno avtomatično okonturiranje neenakomerno razporejenih podatkov, katerih ekonomičnost je v zadovoljivih mejah.

Proces obdelave in vrednotenja

V prejšnjih poglavjih smo na kratko opisali razne faze obdelave in vrednotenja geofizikalnih podatkov, v tej točki pa bomo opisali nekaj računalniško osnovanih interpretacijskih tehnik.

Bistvo obravnavanja na računalniku je računalniško modeliranje. Med postopkom se oblikuje cela vrsta modelov, s katero se na ta ali drug način približujemo resničnemu stanju. Iteracijski postopek temelji na primerjavi anomalij omenjene vrste modelov z mersko anomalijo. Ko je doseženo zadovoljivo sovpadanje, za kar se npr. poda določene kriterije, se postopek ustavi. Prilagajanje anomalij, da bi dosegli optimalno skladnost z merskimi podatki, v postopku razdelitve polja imenujejo primerjalno filtriranje.

Za računanje modelnih anomalij se navadno kompleksna struktura razdeli na enostavne domene, prek katerih potem seštevamo. Velikost in število teh domen sta odvisna od geoloških in geofizikalnih razmer.

Največ upanja za uspešno vrednotenje daje dandanes tako imenovano interakcijsko programiranje. To je tehnika, ki dovoljuje interpretatorju, da vpliva med postopkom na potek obdelave, kar omogočajo predvsem grafične televizijske naprave. Ob njihovi uporabi človek neposredno sodeluje s strojem, kontrolira in deloma usmerja obdelavo, kar je neprecenljive vrednosti ravno pri modelni simulaciji. Televizijski zaslon lahko uporabimo kot površino za pisanje in risanje, torej kot neposredno vhodno enoto.

V procesu vrednotenja je zaradi nekorektnosti in raznolikosti geofizikalnih problemov zelo važno uvajanje dodatnih oziroma dopolnilnih informacij o raziskovanem geološkem objektu. Dobimo jih iz geoloških in vrstnih raziskovalnih del, delno pa z geofizikalnimi raziskavami, ki dajejo parametre, neodvisne od že uporabljenih. Učinkovito uvajanje teh informacij obelaja ravno interakcijsko vrednotenje in digitalno-grafične televizijske naprave.

Za bolj omejene smotre vrednotenja, kjer je namen npr. oceniti prostornino ali globino telesa dobro izražene anomalije, se danes veliko uporablja algoritem najmanjših kvadratov. V osnovi je to tehnika za optimizacijo približnih rešitev. Ta algoritem omogoča hitro in učinkovito prilagajanje parametrov geometrijskih modelov, da dosežemo optimalno skladnost učinkov modela in učinkov naravnega sistema. Uporabiti ga je mogoče praktično na vseh področjih. Slaba stran algoritma najmanjših kvadratov je, da je za dobre rezultate potrebno dobro poznavanje oziroma ocena osnovnega nivoja anomalije, kar je v praksi običajno težko izvedljivo.

Količkanj zahtevno vrednotenje je zaenkrat izvedljivo le v dveh dimenzijah, vlagajo pa se že napor za prehod na tri dimenzije.

Merilo kvalitete določene interpretacijske tehnike je obseg koristnih informacij, ki jih moremo izluščiti iz podatkov. Zato je proces obdelave in vrednotenja neločljivo povezan z metodiko terenskih meritev. Raziskovalna metoda mora omogočati maksimalno natančnost glede optimalnega pridobivanja informacij in v ekonomskem pogledu.

Celotna raziskovalna naloga, ki jo rešujemo ob pomoči elektronskih računalnikov, vsebuje:

- obdelavo metodike terenskih meritev,
- izvedbo terenskih meritev,
- prevedbo terenskih podatkov na obliko, ki je primerna za obdelavo na računalniku,
- izbiro primernih algoritmov in programov,
- avtomatično obravnavanje z ustreznim podajanjem rezultatov.

Interpretacijski proces se mora začeti že pri obdelavi metodike, če hočemo dobiti optimalno rešitev glede na kvaliteto rezultatov in ekonomiko raziskav.

Povzetek

V članku smo v grobem orisali uporabo elektronskih računalnikov na področju uporabne geofizike ter obravnavali tehniko vrednotenja ali algoritme, primerno izključno za računalniške postopke.

V državah, ki imajo že dolgoletno tradicijo v izvajanju geofizikalnih raziskav, so postali ali pa postajajo računalniki vsakdanji pripomoček pri obdelavi in vrednotenju podatkov. Nekateri postopki so praktično popolnoma avtomatizirani. Tako obstaja na področju redukcije gravimetričnih podatkov obsežna programska oprema.

Risanje kart potencialnih polj poteka vedno v večjem obsegu avtomatizirano. Modelne krivulje (npr. za geoelektrično sondiranje) pa se izračunavajo izključno na računalnikih.

Računalnik nudi možnost izvajanja aritmetičnih operacij z velikansko hitrostjo, manjka pa mu sposobnost razsojanja, kadar ima več različic enako matematično veljavnost. Kaže, da bodo ta problem v bližnji prihodnosti reševali s pomočjo grafičnih televizijskih naprav ob uvajanju dodatnih informacij o raziskovanem geološkem objektu.

Računalniško modeliranje postaja eden najuporabnejših postopkov v procesu vrednotenja. Zal ni mogoče predpisati splošno veljavnega algoritma za reševanje določene osnovne naloge, ker je večina geofizikalnih nalog nekorektno postavljenih. Tako je lahko algoritem, ki dobro dela v določenih geološko geofizikalnih pogojih, neprimeren za druge pogoje in obratno. Učinkovitost tega ali onega algoritma se kaže v tem, kako se konkretne geološke geofizikalne razmere odražajo v izbrani matematični shemi ali modelu. Uspešna rešitev praktične naloge z določenim algoritmom je najboljši način za potrditev njegove uporabnosti.

V raznoliki pristopov in raznolikosti dandanašnjih tokov je težko slediti glavni razvojni tok. Slutiti je mogoče, da je med problemi, ki so predmet dandanašnjega proučevanja, pomembna obdelava velikih sistemov, izdelava algoritmov za reševanje nekorektnih nalog in izdelava algoritmov za reševanje nalog nelinearnega programiranja. Kaže, da imajo metode matematičnega programiranja izredno važen pomen pri reševanju večine geofizikalnih problemov. Narašča tudi zanimanje za statistične metode. Za različne analitične namene je koristno numerično in statistično obravnavanje velikega števila diskretnih vrednosti merjene funkcije, ki je poznano pod imenom »analiza trendov«. Vsi ti interpretacijski postopki

in ustrezni algoritmi so neločljivo povezani z elektronskimi računalniki, brez katerih si dandanes ne moremo več predstavljati razvijanja geofizikalnih metod in aparatur.

Prehod z ročne na strojno obdelavo ni enostaven. Starejše pristope k vrednotenju je treba pogosto opustiti ali pa modificirati. Izdelati je treba nove algoritme in ustrezne programe za računalnik.

Prehod zahteva določene spremembe v načinu mišljenja in dela, kar ima lahko za posledico delno poklicno preorientacijo, spremembo kadrovske strukture in predstavlja na začetku za organizacijo, ki osvaja nov način dela, finančno breme. Če se prednosti, ki jih nudi računalniška tehnika, dobro izkoristijo, pa se v kratkem času naložba obrestuje.

Data Processing and Interpretation in Geophysical Exploration

Janez Lapajne

Abstract

The evaluation of data obtained by geophysical exploration is composed of a series of subjective and objective processes; the later are nowadays gaining in importance. Fast electronic computers have made possible the use of mathematical procedures in a wider extent. In data reduction, field distribution and transformation, calculation of geological and geophysical parameters, representation of results as well as in the whole processing and evaluation of the measured data, the contribution of the computer processed portion increases constantly. For such processing many older evaluation methods must be either modified or rejected. New mathematical algorithms, suitable for treatment by computers, are necessary. Computerization has also introduced new mathematical and statistical evaluation methods into geophysical interpretation techniques.

Literatura

Bas R. G., Gucaljuk V. M., Djadjura V. A., Nikolenko V. N., Starostenko V. I. 1970, Sostojanie, perspektivy i ispolzovanie avtomatizirovannyh sistem obrabotki i interpretacii geofizičeskikh dannyh. Geofizičeskij sbornik, št. 38, str. 87—91.

Bulah E. G., Kolosov A. L. 1970, K voprosu ob avtomatizirovannyh sistemah interpretacii geofizičeskikh nabljudenij. Geofizičeskij sbornik, št. 38, str. 64—68.

Crain I. K. 1970, Computer interpolation and contouring of two-dimensional data: a review. *Geoexploration*, v. 8 (2), str. 71—86.

Grant F. S. 1972, Review of data processing and interpretation methods in gravity and magnetics, 1964—71. *Geophysics*, v. 37 (4), str. 647—661.

Müller J. 1969, Anwendung von Rechenautomaten zur Auswertung geophysikalischer Daten: *Geophysik und Geologie*, F. 16, str. 39—41.

Nikitin A. A., Tarhov A. G., 1970, Statističeskie priemy izvlečenija informacii pri obrabotke geofizičeskikh dannyh. Geofizičeskij sbornik, št. 35, str. 78—90.

Polonsky A. M. 1971, Algoritmy rešenij nekotoryh zadač geofiziki. AN A SSR, Erevan.

Hidrogeologija Čateških Toplic

Josip Ivanković in Anton Nosan

Uvod

V letih 1969 do 1972 je Geološki zavod nadaljeval hidrogeološke raziskave termalne vode na Čateškem polju. Raziskave so financirali: Zdravilišče »Čateške Toplice«, podjetje »Agraria« iz Brežic in Sklad Borisa Kidriča s kreditom.

Prva faza hidrogeoloških raziskav v Čateških Toplicah je bila opravljena leta 1957—58, ko je bil raziskan plitev vodonosnik do globine 80,00 m. Termalna voda je bila najdena v zakraselem in razpokanem terciarnem litotamnijskem apnenecu. Takrat smo zajeli termalno vodo s temperaturo 57 °C v globini 51,70 do 52,70 m.

Leta 1963 je bilo v drugi fazi ugotovljeno, da obstaja poleg plitvega tudi globoki vodonosnik termalne vode. V tej fazi raziskav je bila zajeta termalna voda s temperaturo 58 °C v triadnem dolomitu v globini 300 do 336 m.

Obsežnejše raziskave tretje faze na območju Čateškega polja so se začele leta 1969 in so trajale do konca leta 1972. Njihov namen je bil, določiti razprostranjenost globokega vodonosnika, oceniti izkoristljive količine termalne vode z ustrežno temperaturo ter preučiti njeno genezo in sestavo.

Geološki pregled

V letu 1970 in 1971 smo detajlno geološko kartirali severno obrobje Gorjancev in del Čateškega polja. Namen kartiranja je bil, raziskati tektonsko zgradbo širše okolice termalnih zajetij na Čateškem polju, kar naj bi omogočilo boljše interpretacije tektonske zgradbe in litološke sestave kamenin pod aluvialnim glinastoprodnim zasipom (tabla 1 in 2).

Severno obrobje Gorjancev sestoji iz dolomita srednje in zgornje triade ter krednih in terciarnih kamenin. Dolomit je svetlo siv plastovit do skladovit in ponekod prehaja v pasovitega. Na ožjem območju termalnih vrelcev smo našli enake dolomitne plasti tudi v vrčinah.

Zgornjekredne plasti so ohranjene na površju le v majhnem obsegu zahodno od Čateža. Sestojе iz tankoploščastega laporja, apnenega laporja ter apnenca s ploščami in vložki roženca. Enak razvoj krednih plasti so pokazale vrtime na Čateškem polju pod terciarnimi sedimenti. Vendar je

za kredne plasti značilno, da se proti vzhodu izklinijo. To so potrdile vrtnice pri »Smithenskih« toplicah, ki so pod litotamnijskim apnencem navrtale zgornjetriadni dolomit. Zato smo v podolžnem profilu (tabla 2) nakazali izklinjanje krednih plasti.

Helvetske sedimente smo našli na severnem pobočju Gorjancev. Prevrtnale so jih vse raziskovalne vrtnice v okolici Čateških Toplic. Zastopane so v glavnem s pisanimi peščenimi glinami, ki vsebujejo drobce roženca in v spodnjem delu tanjše vložke premoga. Leže transgresivno na kamelinah zgornje krede. Celoten helvetski kompleks je na raziskanem območju debel 150 do 200 m.

Iz tortonskih sedimentov sestoji večji del gričevnatega obroboja Gorjancev. Tortonski profil se prične s konglomeratom, nato pa se menjavajo lapor, pešeni lapor, apneni peščenjak z litotamnijski in litotamnijski apnec. Enake razmere smo našli tudi z vrtinami na termalnem območju. Sestava sedimentov in makrofavna kažeta na plitvomorsko sedimentacijo. Debelina tortonskih plasti je 100 do 200 m.

Vzdolž Save se razprostira savski nanos proda in peska različne granulacije. Prevladujejo karbonatni prodniki, najdemo pa tudi peščene in celo prodnike eruptivnih kamenin. Z vrtanjem smo določili debelino kvartarnega zasipa od 9 do 12 m.

Tektonsko pripada ozemlje Čateških Toplic južnemu delu Krškega polja in severnemu obroboju Gorjancev. Tod je v triadi prevladovala karbonatna sedimentacija. V zgornji kredi so nastali večji tektonski jarki s smerjo vzhod—zahod.

Sedimentacija od tortona do ponta kaže na umirjeno tektoniko. Konec zgornjega pliocena so se stopničasto dvignili Gorjanci, ki se nadaljujejo pod Čateškim poljem. Z vrtanji pri Čatežu smo ugotovili pod mlajšimi sedimenti zgornjetriadni dolomit in na njem transgresivno ležeče zgornjekredne sedimente. V mlajšem pliocenu so verjetno nastali prelomi v smeri SW-NE in vertikalni prelomi smeri W-E, ki verjetno pogojujejo izvire termalne vode v Čatežu in Samoboru.

Hidrogeološke razmere

Hidrogeološke raziskave na Čateškemu polju so nam dale odgovor na vrsto pomembnih vprašanj o razsežnosti termalnega območja, položaju in globini globokega vodonosnika, hidrogeoloških in geotermičnih značilnostih globokega kolektorja ter kemični sestavi vode in plina iz vrtin.

Na ožjem območju termalnih vrečev obstaja plitev termalni vodonosnik v močno prepustnem aluvialnem zasipu in zakraselem terciarnem litotamnijskem apnencu. Plitev termalni vodonosnik je omejen na ožji pas, ki poteka med zdraviliško dependanso in novim hotelom v smeri WNW. Iz njega je možno izkoriščati 20 do 30 l/s termalne vode s temperaturo 55 do 58 °C. Višina temperature je odvisna od vpliva hladne podtalnice. V tem vodonosniku tvorita termalna voda in hladna podtalnica enoten hidrološki sistem. Pritisk hladne podtalnice se prenaša v globino po razpokah in vpliva na pretakanje termalne vode.

Pod kvartarnimi in terciarnimi vodoprepustnimi sedimenti se nahajata dokaj debela vodoneprepustna terciarna glina in zgornjekredni lapor. Te

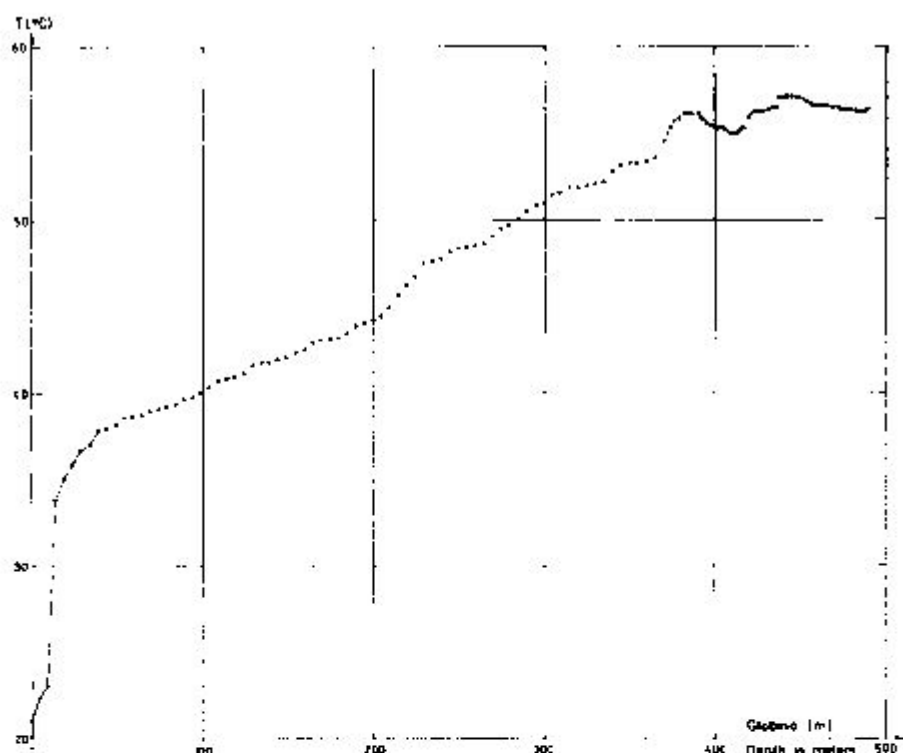
plasti so izolator, ki loči plitvi termalni horizont od globokega. Globoki termalni horizont ali primarni vodonosnik termalne vode je prepustni zgornjetriadni dolomit. Večjo prepustnost kažejo razpoke in zdrobljene cone dolomita, ki usmerjajo intenzivno cirkulacijo termalne vode. Te prepustne cone se ujemajo s polekom večjih prelomov, ki smo jih ugotovili z vrtnjem in geofizikalnimi meritvami. Cono intenzivnega pretakanja termalne vode sledimo od »Perišča« prek vrtine V-13/72 in zajetij v toplicah naprej do Save. Ta cona se generalno ujema s prelomi v Gorjancih, ki imajo smer SW-NE, vendar je premaknjena ob prelomih, ki potekajo v smeri E-W.

Zgornjetriadni dolomit je razkosan na bloke, ki se stopničasto spuščajo proti severu. Pogrezanja posameznih blokov smo ugotovili tudi pod kvartarno ravnino. To strukturo so nakazale raziskovalne vrtine v profilu, ki poteka čez vrtine V-1/70, V-9/71, V-13/72, V-2/69 in V-10/71. Tendence spuščanja se nadaljuje tudi proti severu (tabla 2). Vrtina V-1/70 je zadela na triadni dolomit že v globini 8 m, V-13/72 je prišla v dolomit na globini 245,00 m in vrtina V-10/71 na globini 428,00 m.

Z dosedanjimi raziskavami smo doleteli smer zdrobljene cone ter položaj vodonosnega dolomita in nad njim ležečih izolacijskih plasti. Vrtine v zdrobljeni coni so pokazale, da se temperatura termalne vode zvišuje od vrtine V-1/70 proti severovzhodu (vrtina V-12/72). Na podlagi tega sklepamo, da se zdrobljena cona primarnega termalnega vodonosnika nadaljuje na levem bregu Save, kjer obstaja možnost, da bi v večji globini zajeli termalno vodo z še višjo temperaturo.

Po končanem raziskovalnem vrtnanju smo izvedli črpalni poskus, ki je trajal štirinajst dni in je pokazal, da so kaptažne vrtine in piezometri v direktni medsebojni zvezi. Torej gre za enoten primarni vodonosnik. Iz tega vodonosnika je mogoče neprekinjeno eksploatirati 120 l/s s povprečno temperaturo 60 °C. Plitvi termalni vodonosnik je po večjih razpokah v direktni zvezi z globokim vodonosnikom. Pri črpanju iz globokega vodonosnika je padel pritisk termalne vode v plitvem vodonosniku.

Na sorazmerno majhnem območju je možno pridobivati kar pomembno količino termalne vode. Zato se sprašujemo, od kod se obnavljajo vodne količine. Mnenja smo, da se del vode obnavlja iz padavinskega območja severno in južno od Čateškega polja, kjer prihaja dolomit na površje. Del padavinske vode se preceja v globino in po razpokah gravitacijsko cirkulira dokaj globoko. Del vode se verjetno obnavlja iz podtalnice na Krškem in Čateškem polju. Predpostavljamo, da je prišlo ob mlajših neotektonskih premikih do nastajanja izrazito zdrobljenih con v terciarnih sedimentih (litotamnijski apnenec). Tam, kjer imamo neposredni stik zdrobljenega litotamnijskega apnenca s prodnim zasipom, prihaja do infiltracije podtalnice. Kjer ima litotamnijski apnenec direktni stik z dolomitom, se globoki vodonosnik napaja iz podtalnice. Za to trditve govore pojavi pri vrtnanju vrtine V-13/72; ko smo prevrtali aluvilani prodni zasip in je vrtina zadela na zakrasele plasti litotamnijskega apnenca, se je iz plaka v vrtini naenkrat izgubila, sama vrtina pa zarušila. Na tej vrtini v globini 256 m nismo dobili višje temperature od 44,5 °C, čeprav imamo



Sl. 1. Termogram vrtnice V-10/71
 Fig. 1. Temperature log of the bore hole V-10/71

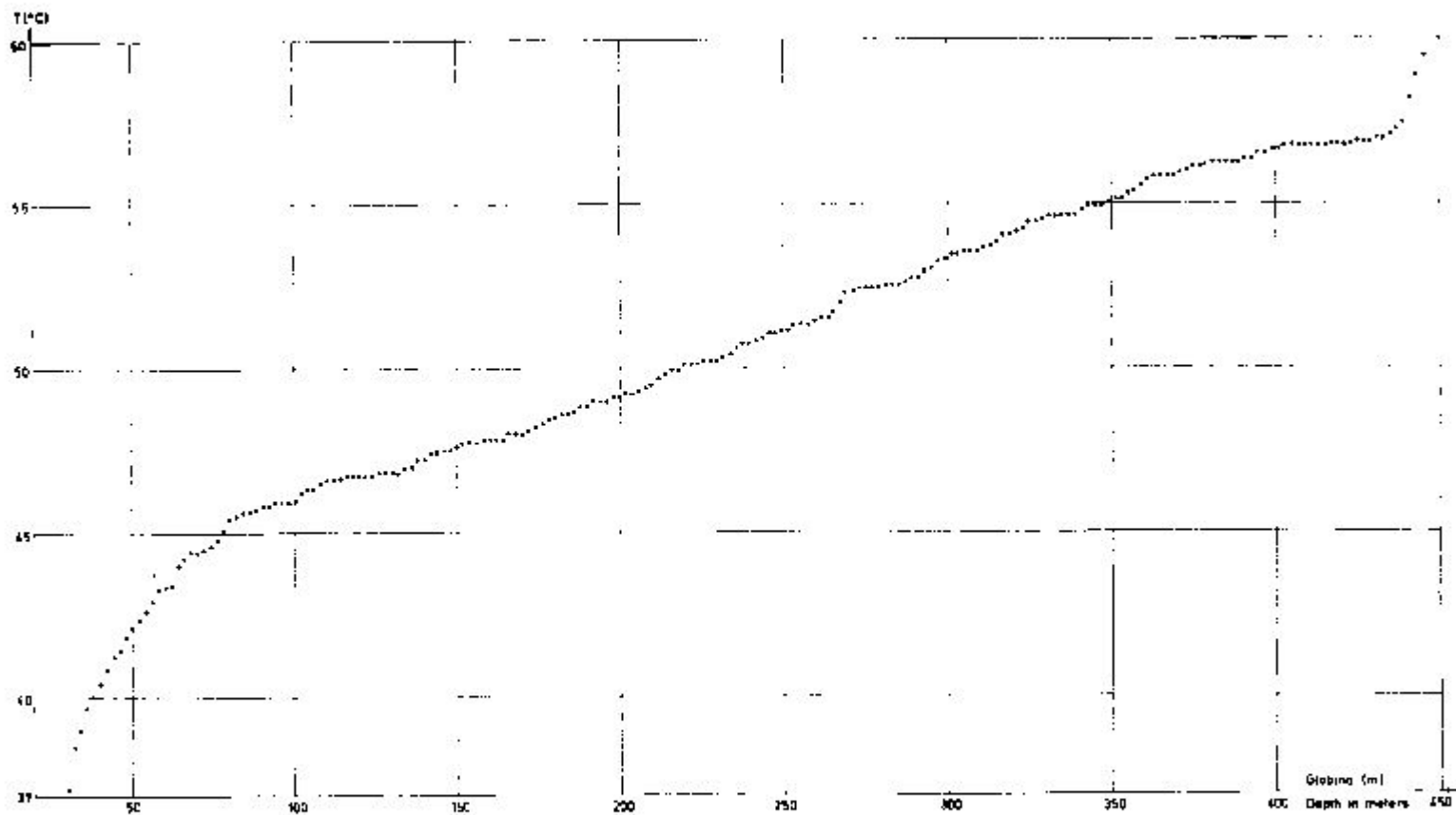
200 m proti vzhodu vrtnice, ki dajejo vodo s temperaturo 60 °C. Podobno je bilo tudi z vrtnico V-3/69 leta 1969.

Voda, ki se preliva iz vrtin, ima na površju terena pritisk 1,2 do 1,8 kp/cm². Vodonosni dolomit je torej arteški horizont. Dolomita nismo prevrtali, ker njegova debelina verjetno presega 1000 m. Piezometrični nivo termalne vode je pogojen z višinsko razliko med vrelnim območjem in višino dolomita na napajalnem območju. Menimo pa, da imata manjša specifična teža termalne vode in prisotnost plina tudi vpliv na piezometrični nivo vodonosnika.

Plin je kvantitativno analiziral dr. J. Marcel in ugotovil, da del plinskih mehurčkov odpade na vodno paro. Plina je sorazmerno malo, saj smo pri vzorčovanju s plinskim separatorjem v dveh urah dobili le 0,3 do 0,5 l plina.

Termalno območje na Čateškem polju je pogojeno z geološkim prelomom W-E, ki posreduje prenos geotermične energije. Po gravimetričnih

Sl. 2. Termogram vrtnice V-12/72
 Fig. 2. Temperature log of the bore hole V-12/72



maksimumih bi sicer mogli sklepati na magmatsko telo v večji globini, vendar bližjih dokazov zanj nimamo.

Temperatura termalne vode v dolomitu raste od Perišča pri Čatežu proti severovzhodu. Od Perišča do vrtine V 13/72 naraste na razdalji 1000 m za 10 °C, na razdalji 450 m, oziroma od vrtine V-13/72 do V-14/72, pa kar za 18 °C. Do sedaj je bila izmerjena najvišja temperatura v trikotniku med vrtinami K-1/69, V-14/72 in V-12/72. Najvišjo temperaturo vode 64 °C smo izmerili na ustju vrtine V-12/72.

Iz termogramov raziskovalnih vrtin vidimo, da temperatura z globino precej hitro narašča. Na Čateškem polju nastopata dva tipa krivulj. Pri prvem tipu (vrtina V-10/71) temperatura v terciarnih in krednih plasteh precej enakomerno narašča do prehoda v triadni dolomit, kjer ostane v glavnem konstantna ne glede na globino (sl. 1). Drugi tip krivulje (vrtina V-12/72) kaže v dolomitu progresivno naraščanje temperature z globino (sl. 2). Vrtina V-12/72 je locirana blizu zdrobljene cone, vrtina V-10/71 pa je bolj oddaljena od nje.

Vrtina V-1/69, ki leži okrog 380 m južno od vrtin z visokimi temperaturami, ni zadela na termalno vodo. Temperatura je naraščala enakomerno do končne globine 453 m, kjer je znašala 43 °C. Srednja letna temperatura kraja je 11 °C. Iz tega sledi, da je temperatura narasla na vsakih 14,5 m za 1 °C.

Kemično je termalno vodo analiziral Kemijski inštitut Borisa Kidriča. Prevladujoči kation je Ca^{2+} , ki ga je v vsoti kationov 50 %. Prevladujoči anion je hidrokarbonatni in znaša okrog 85 % vseh anionov. Termalna voda Čateških Toplic je nizko mineralizirana, suhi ostanek znaša 277 mg/l, pH je med 7 in 7,3.

Maja 1972 je inštitut »Jožef Stefan« analiziral plin iz vrtin. Vzorci plina so bili vzeti na terenu s pretočnim plinskim separatorjem. Analize so pokazale, da so količine plina majhne. Kvalitativna analiza je ugotovila N_2 , O_2 , Ar, CO_2 , CH_4 in sledove H_2S . Vsi vzorci iz različnih vrtin so pokazali dokaj enako sestavo, le metan je bil registriran samo v vrtini V-12/72. Značilno za sestavo plina je to, da je največ dušika (prek 90 %). Nekoliko povečane količine ogljikovoga dioksida v primeri z zrakom so pogostne v vrelcih z višjo temperaturo. Na CO_2 volumsko odpade 4,5 %. Argona je 1 do 2 % od celotne količine plinov. Njegova količina v čateški termalni vodi ni večja od količine v površinskih vodah. Da bi ugotovili izvor argona, so izmerili sestavo njegovih izotopov. Meritve so pokazale, da je njegova izotopna sestava enaka sestavi v zraku.

Sestava plina kaže, da se termalna voda v Čateških Toplicah obnavlja iz atmosferske vode.

Povzetek

Hidrogeološke raziskave termalne vode na Čateškem polju v letih 1969 do 1972 predstavljajo nadaljevanje prejšnjih raziskav, ko je bil leta 1963 najden globok vodonosnik termalne vode pod izolacijskimi plastmi terciarja in krede. Pred tem so pridobivali termalno vodo le iz plitvega vodonosnika nad izolacijskimi plastmi. Globoki vodonosnik je triadni dolo-

mit, plitvi pa sestoji iz aluvialnega pređa in litotamnijskega apnenca pod njim.

Cono intenzivnega pretakanja termalne vode v globokem vodonosniku zasledujemo od »Perišča« prek vrtnice V-13/72 in na zajetjih v toplicah ter naprej do Save. Ta cona se generalno ujema s prelomi v Gorjancih, ki imajo smer SW-NE, vendar je premaknjena ob prelomih, ki potekajo v smeri E-W.

Iz poteka zdrobljene cone in zgradbe termalnega območja ter stopnjevanja temperature proti NE sklepamo, da se zdrobljena cona s primarno termalno vodo nadaljuje tudi na levem bregu Save.

Črpalni poskus, ki je trajal štirinajst dni, je pokazal, da je na območju Čateških Toplic formiran enoten vodonosni horizont termalne vode v globokem vodonosniku. Iz njega je možno po dosedanjih podatkih na ožjem območju Čateških Toplic neprekinjeno eksploatirati 120 l/s s povprečno temperaturo 60 °C.

Pritiski na ustju vrtn, izvrtanih v globoki vodonosnik, variirajo med 1,2 in 1,8 kp/cm². Količine plina, ki izhaja iz vrtn, so majhne. Na edini žlahtni plin (Ar) odpade samo 1,5% celotnega plinskega volumna. Del mehurčkov, ki izhajajo iz vrtn, odpade na vodno paro. Prisotnost vodne pare nam pove, da v določeni globini obstaja voda z višjo temperaturo, kot je sedaj dosežena.

Hydrogeology of the Čatež Thermal Springs

Josip Ivankorić and Anton Nason

Abstract

In the Čatež thermal springs area exists a shallow thermal aquifer consisting of highly permeable alluvial deposits and the underlying karstified Tertiary Lithothamnion limestone. From the shallow aquifer 20 to 30 l/sec of thermal water with temperatures of 55 to 58 °C can be obtained. In this horizon the thermal water and the ground water form a unique hydrological system.

The Quaternary and the Tertiary permeable sediments overlie a comparatively thick series of impervious Tertiary clay and Upper Cretaceous marl. These beds are underlain by the highly permeable Upper Triassic dolomite representing a deep aquifer of thermal water. Its permeability is assured by the disturbed zones yielding an intensive thermal water flow. The situation of broken zones has been determined by deep drilling and by geophysical measurements. The zone of intensive percolation generally coincides with the direction of the faults in Gorjanci Mountains being SW-NE, but it is displaced by transversal faults E-W (Plate 1).

The bore holes showed that the temperature of the thermal water increases from the hole V-1/70 (32 °C) north-eastwards towards the hole

V-12/72 (64 °C). From these data we conclude that the disturbed zone of the deep aquifer continues also on the left bank of the river Sava (Plate 1).

After having finished the exploration drilling, a pumping test of fourteen days has been carried out. The results show that the flowing holes and the piezometers are in a direct communication, which indicates an unique water-bearing horizon. From the deep aquifer it is possible to win 120 l/sec of water with an average temperature of 60 °C. During the pumping in the deep horizon the pressure of the thermal water decreased in the shallow aquifer.

Water pressure measured at the drilling holes orifices was 1,2 to 1,8 kp/cm². The piezometric head is mainly conditioned by the elevation difference between the dolomite of the catchment areas and the spring area. We believe, however, that other components, i.e. lower specific gravity of the thermal water, and free gas and water vapour, produce some influence on the piezometric head of the deep aquifer.

The thermal region of the Čatež field is conditioned by the E-W fault extending deep enough and transmitting the heat flow from the depth. It could reach even down to the igneous basement. The highest temperature measured till now occurs in the triangle between the holes K-1/69, V-14/72 and V-12/72. The maximum temperature, measured at the vent of the hole V-12/72, is 64 °C. Two types of the thermolog curves are characteristic. The first one (bore hole V-10/71) shows a rather constant temperature in dolomite (Fig. 1) and indicates that the hole is situated away from the fracture-zone. The second one (bore hole V-12/72) showing an increasing of the temperature with depth indicates that the hole penetrated the fracture-zone (Fig. 2).

Characteristic is a low degree of mineralization of the water, being from 0.1 to 0.3 g/l, with the predominating hydrocarbonate ion (HCO₃⁻), and pH between 7 and 7.3.

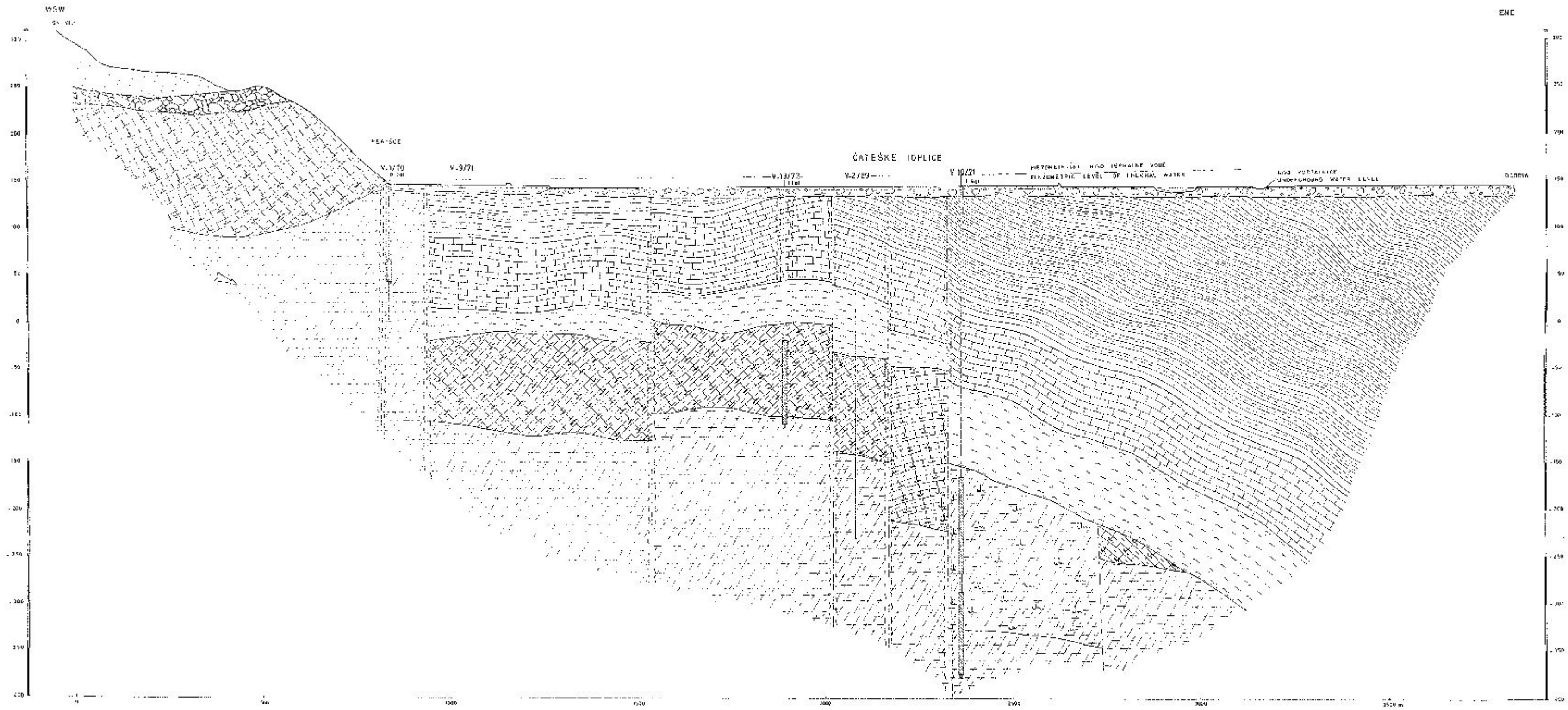
The analyses of a number of samples showed that the quantity of gas discharged from the holes is relatively small. The qualitative analysis determined the presence of N₂, O₂, Ar, CO₂, CH₄, H₂S, and water vapour. All sampled holes showed a very similar gas composition. Over 90 % of the gas volume is supplied by N₂, and 4.5 % by CO₂, which occurs often in springs with increased water temperature. Argon is represented by 1 to 2 percent. To determine the argon origin, its isotopic composition has been measured. It equals to that of the argon in the atmosphere.

From the presence of the determined gas components and their proportion it can be deduced that the thermal water in the Čatež springs is recharged by the surface waters.

Literatura

Aljiovski, M. E. 1973, Hidrogeološki priručnik (prevod iz rušćine), Beograd.

Bogumilov, G. V., Silin-Bekčurin, A. I. 1959, Specijalna hidrogeologija (prevod iz rušćine), Beograd.



1461A - PLATE 2

ČATEŠKÉ TOPLICE

GEOLOGICKÝ PROFIL WSW-ENE SKOZI VRTNĚ

V-1/70, V-9/71, V-13/72, V-2/69, V-10/71

GEOLOGICAL SECTION WSW-ENE ACROSS THE BORE HOLES

V-1/70, V-9/71, V-13/72, V-2/69, V-10/71

- | | | |
|------------------|--|--|
| SO ₂ | | Stubo granulara pro s bestar in mezim
Grave with sand and silt |
| gD ₂ | | Temno siva glina
Dark grey clay |
| M ₁ | | Siv, tanka plošnost lapor
Grey fine bedded marl |
| M ₂ | | Piščenjak, pesčen lapor in lapor
Sandstone, sandy marl and marl |
| M ₃ | | Litomarmal sferic
Lithomarmal spherical |
| M ₄ | | Konglomerat s pesčad z vlaški riavo sive gline in
glinslega laporja
Conglomerate including brownish grey clay and
silt marl |
| M ₅ | | Rediška pesčena glina z redkimi gradniki in
lajšimi vlaški peski
Reddish sandy clay including some pebbles and
thin sand interstratifications |
| K ₂ | | Różnat apornat apnenec z roženci
Pink marly limestone with cherts |
| T ₂ | | Svetlo siv dolomit z roženci
Light grey onomite with cherts |
| T ₂₋₃ | | Temno in svetlo siv masivni dolomit
Dark grey and light grey massive dolomite |
| | | Erozivna meja
Erosion boundary |
| | | Prelom
Fault |
| | | Raziskovalna in kaptažna vrtna
Exploration and developed bore hole |
| | | Smel podtalnic
Underground water flow |
| | | Zdrobljena zona ob prelomih
Crushed zone along faults |

Ivanković, J. 1972, Predhodno poročilo o rezultatih črpalnega poskusa za termalno vodo na Čateškem polju. Arhiv. Geol. zavoda, Ljubljana.

Lapajnc, J. 1971, NE Krško. Geofizikalne raziskave 1971. Arhiv Geol. zavoda Ljubljana.

Lapajnc, J. 1972, Geofizikalne raziskave na Čateškem polju v letih 1970—71. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.

Moret, L. 1946, Les sources thermominérales. Hydrogéologie — Géochimie — Biologie. Masson et Cie, Paris.

Nosan, A. 1959, Hidrogeologija Čateških Toplic. Geologija 5, Ljubljana.

Nosan, A. in Ivanković, J. 1971, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah za termalno vodo na Čateškem polju v letih 1970—71. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.

Pleničar, M. 1970, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ list Novo mesto 1:100 000, Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.

Premler, U. 1972, Geologija širše okolice Krškega, študija za NE Krško. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.

Prelogović, E. 1970, Neotektonska kretanja u području između Orlice, Samoborske gore i Medvednice. Geol. vjesnik 23, Zagreb.

UDK 624.131.1:625.72(497.12)

Inženirskogeološke razmere ob trasi avtomobilske ceste

Hoče—Levce*

Prvo poročilo

Tone Grimšičar

Uvod

Projektant je najprej sam preštudiral več variant trase avtomobilske ceste med Mariborom in Celjem. Avtor je sodeloval le pri ožjem izboru tako imenovane vzhodne variante, ki je imela namen približati cesto Rogaški Slatini in skrajšati zvezo prek Zagreba proti Jadranu in Balkanu. Medtem so pa na Hrvaškem pospešeno gradili zagorsko magistralo prek Krapine in Maclja proti Ptujju. Na izbrani in idejno obdelani varianti po dolini Ličnice NW od Poljčan se je nenadoma pojavil projekt zajezitve Ličnice. Zato je bilo treba na novo študirati tako imenovane zahodne variante, ki se ločijo od vzhodnih pri Slivnici na Dravskem polju in se pridružijo zahodnim tik vzhodno od Celja. Vzhodna idejna trasa je od Poljčan do Ponikve potekala ob železnici in prečkala del odrastkov Karavank le na zelo kratkem odseku, zahodne variante pa jih precečejo dvakrat s predorom, so pa zato krajše, vendar potekajo više tudi po jugovzhodnem gričevju Pohorja. Vse to je zahtevalo podrobnejši pregled terena in tudi več preiskav. Za idejni projekt sta bili študirani na odseku predorov med Žičami in Dramljami v glavnem dve varianti. Vzhodna ali kraberška varianta je rezala veliko pobočij iz delno precej plazovitih soteških skladov, zahodna, ki je bila sprejeta, pa ima daljše predore. Na območju Celja še nobena varianta ni dokončno sprejeta, čeprav so bili delno izdelani glavni projekti. Ekonomski in urbanistični razlogi danes vedno bolj stopajo v ospredje in jih morajo upoštevati tudi projektanti avtomobilskih cest. Pred nadaljevanjem geološkega pregleda izbrane trase naj se najiskreneje zahvalim kolegici Sonji Tovornikovi za vesten pregled in popis vrtin za idejni projekt ter danes že pokojnemu Momčilu Mitroviću za pregled vrtin za glavni projekt. Posebne zasluge pri kartiranju trase za idejni projekt in za popis vrtin pri predorih ima absolvent geologije F. Ogrin.

* Predavanje pri Slovenskem geološkem društvu dne 28. 1. 1972.

Splošen geološki opis trase

Od Hoč do Polskave, to je na razdalji okrog 10 km, poteka trasa v glavnem po naplavinah würmskega glaciala, ki je na več krajih prekrit z mlajšimi nanosi potokov s Pohorja. V začetku se pod glinastimi naplavinami in preperinami pojavlja meljast dravski prod, ki južno od Slivnice preide v meljaste nanose, podobne tistim v glinokopu Pragersko, le z manj glin. Vmes je tudi manjši hrbet iz potrdih mladopliocenskih laporastih plasti. V Veleniku se trasa vzpne in je delno vkopana v podobne pliocenske sedimente. Gline so lapornate, peski in drobni prodniki so večidel kremenovi.

Nato se trasa spusti in prečka Devino in cesto na Pragersko ter se ponovno dvigne na Jožefov hrib NE od Slovenske Bistrice. Prečka s sipkim peskom pokrito sesto v sorazmerno globokem nevarnem vkopu in se nato spusti v širše podolje vzhodno od Slovenske Bistrice. V organskih glinah ob Devini in Bistrici je Šercelj določil würmski interstadial.

Od Bistrice do Loznice so torej würmske preložene preperinske glin. Globlje je ponekod podoben pliocen kot prej. Od Loznice prek Vrhov in Prelog do Grušovja so ostanki precej visokih pliocenskih hrbtov, pokritih z debelo glinasto preperino in le redko s sipkim nekoliko laporastim peskom. Pliocen sestoji pri vrhu verjetno iz delno preloženih mladopliocenskih glinastih prodov in peskov z vložki mastnih glin, globlje pa iz sive puste do mastne laporaste glin, ki se lokalno izmenjuje tako kot na Veleniku z drobnim preperčim glinastim prodom in z dobro uležanim peskom. Te plasti so tako nagnjene k plazanju, da praktično nismo mogli najti niti enega profila, ki ne bi bil na debelo prekrit s preperino. To je onemogočilo kakršnokoli stratigrafsko kartiranje. Od Grušovja do Zičke gorice oziroma do Dravinje je spet široka würmska ravnina pokrita povčini z rjavo mastno glino; ob Dravinji preide v močnejše zamočvirjeno poplavno ravnico. Zelo redki so vložki proda. Na desnem bregu tik pod Zičko gorico se pojavljajo vložki šote.

Trasa se vzpne po zahodni strani Zičke gorice po nevarnih poševnih pobočjih preperle pliocenske laporaste glin in peska. Na vrhu je debelejša plast mladopliocenskega prodnatega peska, na njem stoji tudi vas, na sedlu južno od ceste pa so spet debele plasti rjave mastne glin. Proden pride trasa v predor Golo rebro, prečka labotski in tako imenovani alpsko-dinarski ali judikarijski prelom, za mlajšim terciarjem pa se takoj pojavijo mladopalcozojski, verjetno permški ali celo karbonski skrilavci in poščenjaki ter sivi apnenec. Plasti smo lahko določali le na podlagi vrtn, kremenov peščenjak v izkopu zahodno od portala in črn grafitast skrilavec pa tudi v preperini nekaj sto metrov zahodno. Te plasti so pred portalom pokrite z debelo plastjo glinastega grušča in velikih blokov. Starost plasti paleontološko še ni dokazana in čaka še podrobne obdelave.

Plastovitemu rjavkastemu in sivemu apnencu sledi sivi zrnati dolomit in dolomitni apnenec. Prehodi so zelo pogosti. Globlje in proti koncu prevladuje dolomit, ki je močno tektonsko porušen in pogosto prepređen s kalcitnimi žilicami. Ponekod je tudi močno kavernozen in sigast. V naslednji dolini Žičnice je namreč močan topel izvir, ki je sedaj že zajet.

Po izhodu iz portala je dolg viadukt, ki pred Škedenjem prečka tudi zanimiv plaz, debel okrog 20 metrov, pod katerim je dolomitna podlaga. Plazi predvsem preperina iz višjih plasti (halde oligocenskega laporja in karbonskega peščenjaka). Sledi spet dolomit z debelimi kalcitnimi žilicami, za tem pa transgresivno tankoplastoviti laporasti peščenosljudasti soroški skladi. Delno so nagubani.

Škedenjsko dolino pokrivajo mlade meljastopeščene naplavine, v ožjem pasu debele več metrov, nato se trasa dvigne na južno krilo škedenjske sinklinale z dosti vložkov trdega peščenjaka. Pred predorom Pletovarje se na laporastem peščenjaku pojavi zelenkasti pelitni tuf, ki leži nad peščenjakom deloma že v premaknjenem položaju. Iz tufa in laporastega peščenjaka preide predor v zelo zdrobljen apnenec in dolomit, narinjen na oligocenske plasti. Vzhodno od njega se pojavljajo v dolomitu vložki rdečega in zelenega kremonovega porfirja. Peščenjak je na severni in južni strani od organskih primesi skoraj črn in tudi zmečkan, tako da vzbuja vtis karbonskega skrilavca. Na južni strani dosežeta oligocenski lapor in peščenjak s pogostimi tufskimi plastmi precejšnjo debelino. Na južni strani plasti visijo proti jugu, so le delno nagubane, kar je za cestne vkope za predorom manj ugodno. Ponkod leži na laporastem peščenjaku na debelo glinasta preperina. Na splošno pa je peščenjak trd do poltrd, vendar proti atmosferilijam neoporen.

Pri Slatini na levi strani doline se začne pojavljati mastna poltrda siva morska miocenska laporasta glina, ki jo v višjih legah pokriva zelenkasti glavkonitni tufski peščenjak. Je odporen proti preperivanju. V dolini se pojavljajo tudi posamezni redki dajki andezita. Od tu dalje se v podlagi laporasta glina in sljudnati laporasti peščenjak pogosto menjavata. Prekrita sta z debelo bolj glinasto ali bolj peščeno preperino, ki je povečini izravnana (pleistocen). Na levem in desnem bregu Drameljščice je nad laporasto glino ali peščenjakom debelejša plast glinastega proda s preperelimi prodniki, ali zlasti sipskega peska, ki se lokalno pojavlja tudi med laporasto glino zahodno od ceste Dramlje—Šentjur, le da je glavkonitni. V zamočvirjenih dolinah so od tu dalje pogosti vložki šote ali organske gline, verjetno würmske starosti. Debelejša plast glinaste preperine s prodniki se pojavlja še na desni strani potoka Dobje, ob Ljubečni, in kot nekoliko glinast pesek pri Zgornji Hudinji severno od Celja (starejši pleistocen?). Pod tem peskom sledi svetla mastna glina, verjetno pliocenske starosti. Terasa so pleistocenske. Na terasi pri Dobrovi je pod več metrov debelo glinasto preperino debelejša plast glinastih sedimentov z organskimi ostanki würmske starosti (Š e r c e l j). Zato je verjetno tudi terasa würmska.

Od Ostrožnega do Levca je trasa zaenkratčasna. Pojavljajo se peski, gline in delno močvirski sedimenti. Dalje se pri letališču pojavi savinjski prod, pokrit z debelejšo glinasto preperino. Pod prodom je bolj severno glavkonitni pesek, ki navzdol preide v laporasto glino. Ta se proti Savinji dviga, dokler ne preide v andozitni tuf. Stara struga Savinje je bila torej nekoč bolj severno, kar dokazujejo debelejši prodni nanosi in globlja podlaga.

Tektonika

Od Hoč do Žič je izrazito obrobje nekdanjega panonskega bazena, ki je bilo zlasti v pleistocenu razrezano po dravskih in dravinjskih vodah v gorice in širše doline. Pogosti medsebojni prehodi pliocenske glince, melja, peska in proda v nepravilnih ležah kažejo na bližino plitvega jezera, ki so ga zasipavali potoki. Podobne sedimente smo našli tudi v podlagi dravskega proda v Zlatoličju, ki jih je opisal že Zlebnik.

Na severnem vznožju Golega rebra poteka velik prelom, ob katerem je panonski bazen odrezan od Karavank. Verjetno gre za labotski prelom (Rakovec, 1954), ali celo skupni labotski in judikarijski periadriatski prelom (Tollmann, 1969 v lit. Lotze, 1970, van Bemmel, 1970, Sikošek & Maksimović, 1971). Teller v tolmahu svoje karte tudi opozarja na pomembnost tega preloma in obenem meni, da je večina triadnih ostankov na njem v diskordantnem položaju. Tudi soteški skladi v bližini ponekod ležijo direktno na zgornjekarbonskih skladih in so oboji tako prepleteni in zmččkani, da jih je težko ločiti. Isto se je dogajalo nam zlasti ob naslednjem prelomu, ki poteka na severnem vznožju Kraberka in Pletovarij. Tu je zelo zdrobljen dolomit narinjen na soteške sklade, ki jih prekriva večja gmota tufa.

Kontakt dolomita in soteških skladov na južni strani je zelo strm, vendar o kakem večjem prelomu ne moremo govoriti, saj pokriva tuf ponekod dolomit v lepo vidnih kontinuiranih in skoraj vodoravnih plasteh. Šoštanjskega preloma, ki naj bi potekal nekje čez Dramlje, nismo mogli zaslediti.

Značilna za vzhodni del celjske kotline, če lahko tako imenujemo območje zahodno od Ponikve, je precejšnja monotonost v geološki sestavi, čeprav je teren morfološko precej razrezan z grapami. Menjavajo se laporasti peščenjaki in laporaste gline (oligoocen-miocen). Nivoji so sorazmerno strmo nagnjeni proti jugu. Višji nivo opazujemo severno od Slatine (ca. 370 m), okrog Dramelj (ca. 330 m), sledi izrazita terasa Trnovca (280 m), Cerovec—Ljubčna (260—250 m) in pri Zgornji Hudinji (250 in naslednja višja 260 m). Terasa okrog Celja v višini ca. 250 m predstavljajo würmsko poledenitev, za ostale pa je starost zaenkrat težko dokazovati, ker je bila celjska kotlina verjetno tudi v pleistocenu pod vplivom mlajših gibanj.

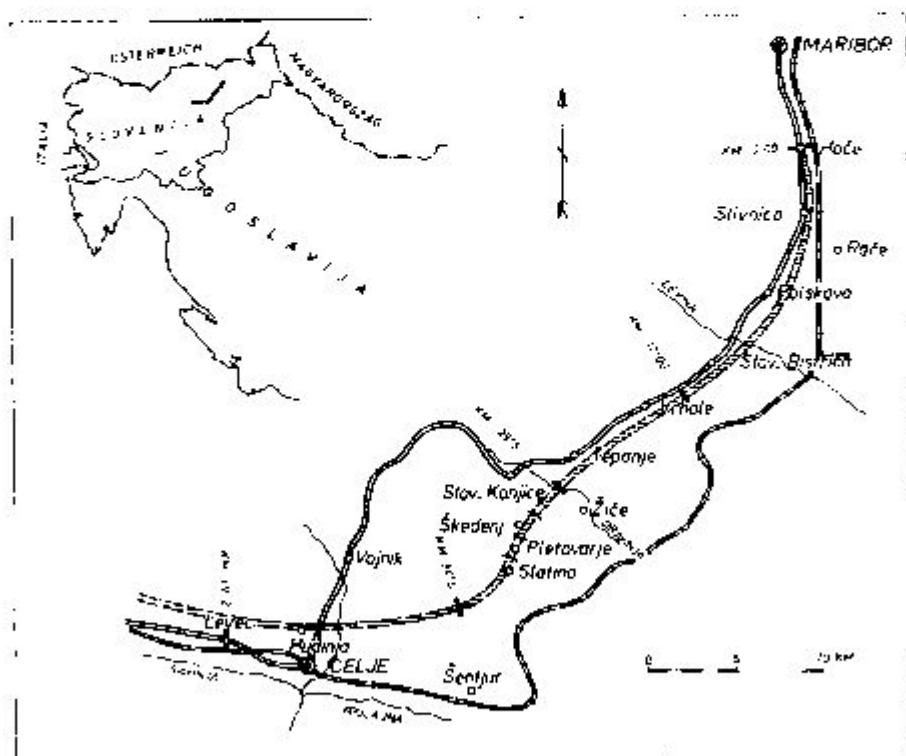
Inženirskogeološka problematika ceste

Preden bum opisal na kratko še inženirskogeološke probleme po odsekih, bi rad opozoril na pomembnost določenih preiskav za projektanta in gradnjo avtomobilskih cest. Danes še ni nikjer jasno določeno, kaj vse je treba za posamezne stopnje projektiranja v različnih terenih preiskati. Menim, da bi bilo treba o tem spregovoriti na enem od naših prihodnjih predavanj ali na diskusijskem večeru.

Osnovno vprašanje, ki ga moramo geološko oceniti, nato pa tudi podrobno raziskati, je stabilnost določene trase in težavnost gradnje. To velja za vkope, nasipe in vse druge objekte, zlasti za predore. Za tako oceno mora geolog imeti veliko izkušenj, ali vsaj poznati probleme takšne gradnje v orakih ali vsaj zelo podobnih terenih drugje. Dobro poznavanje terena ali dobra geološka karta, kjer so čim bolj podrobno prikazane lito-

stratigrafske enote in tektonska zgradba, je še vedno najboljši kačipot za presojo trase. Seveda moramo težje terene pregledati v širšem obsegu. Pravilna geološka ocena trase po enakih kriterijih šele lahko nudi projektantu pravo osnovo za primerjavo elementov in stroškov. V fazi idejnega projektiranja moramo za lokalno premikanje trase navadno izdelati podrobno geološko karto z litostratigrafskimi ter inženirskogeološkimi in hidrogeološkimi značilnostmi. Navadno je treba primerjati vsaj dve varianti. V ta namen so potrebne zaradi točnejše primerjave stroškov tudi ustrezne geološke in morebiti sondažne preiskave. Večje plazove moramo stabilnostno preiskati, kolikor se jim ni mogoče izogniti. Določiti moramo naklone brežin in nasipov kakor tudi pogoje za gradnjo velikih mostov in predorov. Za glavni projekt pa bi morale biti znane vse podrobnosti ceste kakor tudi postopki in materiali. Normalno bi morali imeti v vsakem profilu po eno do tri vrtnice z ustreznimi preiskavami. Šele v tem primeru odstopanja pri gradnji ne bi bila velika. Navadno pa imajo glavni projekt le za dopolnilo idejnega projekta, da prištedijo čas in denar. Iz tega izvirajo kratki roki za geološko delo in seveda posledice. Poseben problem predstavlja geološka in geomehanska kontrola med gradnjo.

O posameznih odsekih ceste lahko zaenkrat damo naslednjo sliko:



Sl. 1. Trasa avtomobilske ceste Hoče—Levec
Fig. 1. The motorway line Hoče—Levec

Od Hoč do južno od Slivnice so med posameznimi hudourniški vršaji, ki pravokotno prečkajo cesto, posamezna močvirja, ki jih bo treba meliorirati. Tudi sami vršaji so lahko nevarni ob neurju, zato je projekt prodvidel, da se pred gradnjo odrežejo z jarki. Treba bo vsekakor vskladiti ta dela z gradnjo ceste, ki je tu predvidena v manjšem nasipu. Podtalna voda je zlasti naprej od Slivnice zelo visoka in bodo težave z odvodnjavanjem planuma ceste, kjer je niveleta v višini terena. Leče proda in peska so redke ter v splošnem prevladuje glina srednjegnetne konsistenc. Manjši vkop pri Ješenci bo v težkognetni glini z vložki peska in drobnega proda.

Nasip na bregovih Polskave bo na glini, ki je površinsko razmočena, in jo bo treba delno odstraniti.

Vkopi v Veleniku bodo večidel v manj konsolidiranih preloženih plasteh, pod katerimi so poltrde gline, dobro uležani peski in delno konglomerati. Lokalni pojavi podtalne vode so se kasneje dvignili večinoma do površja. Zato bo treba z drenažami dobro osušiti zlasti zahodno pobočje, odkoder predvsem priteka voda. Nasipe bo treba dobro vkopati v poltrdo podlago.

Dolina Devine bo premostena delno z viaduktom delno z nasipom. ki bo na sorazmerno slabo nosilnih površinskih plasteh, zato jih bo treba nekaj odstraniti. Globlje (2—4 m) se pojavljajo celo organske gline.

Jožefov hrib je zelo raznovrstne sestave in na vrhu poln vode. Težave bodo predvsem med gradnjo, ko lahko pri hitrih in nepravilnih izkopih brez pravočasnega dreniranja pride do plazov. ZRMK je na južni strani izvedel poskusni vkop in nasip. Ker je šlo bolj za tehnologijo gradnje nasipa, sam vkop ni pokazal zadosti jasno razmer vkopa ceste. Peski so pokazali strm naklon (1:1,5) in so ostali stabilni, čeprav je v bližini v podobnem materialu plaz. Nestabilizirani nasipi pa so se razlezli. Voda v piezometrih nad poskusnim vkopom je le malo narasla. Sledi nasip čez podolje Bistrice, kjer so melji in lokalno tudi mastne organske gline, ki jih bo treba delno odstraniti.

Do Ložnice je trasa na terenu ali v lahkem nasipu na srednjegnetni meljni glini. Podobno je do podnožja Vrhov, kjer je najprej manjši nasip in vkop v peščenoprodnatih naplavinah, nato pa so do Grušovja večji vkopi in nasipi. Na tem odseku smo predlagali zmanjšanje vkopov zaradi mastne, sicer poltrde gline v globini, ki pa je nevarna za plazove, zlasti na kontaktu z rahlejšimi površinskimi sedimenti. Potrebna bodo obsežna drenažna dela tudi z vodnjaki, da se cesta zavaruje pred podtalno vodo pod pritiskom. Večina piezometrov je namreč pokazala visoko vodo. Čez doline bodo speljani viadukti, čelno pa dobro vkopani nasipi z dreuirano podlago in stabiliziranim materialom.

V ravnini do Tepanj bo treba izvesti solidno odvodnjavanje z obodnimi jarki, čez širšo dolino Dravinje pa bo zaradi nevarnosti poplav izveden nasip.

Zahodno pobočje Žiške gorice je tudi zelo nevarno za plazove in bo razen predvidenih drenaž potreben zelo previden izkop in vkopavanje nasipov. Proti vrhu je teren peščen in ne bo posebnih težav. Na sedlu južno od ceste bo prav tako treba dobro vkopati noge nasipov.

Severni portal in predvokop za predor Golo rebro bo zelo težaven. Preperinski grušč z bloki plava na črnem zmehčanem glinastografitem skrilavcu, ki preide naprej v rjavi laporasti zmehčan skrilavec, ta pa v plastoviti termi apnenec, kakor smo že omenili pri geološkem opisu.

V te sklade je bila zvrtna 401 m dolga vodoravna vrtina. Večidel je šla skozi dolomit, ki je tektonsko zdrobljen, apnenec in dolomitni apnenec pa sta ponekod zakrasela. Voda se je izgubljala v razpokah dolomita. Severni portal je v sorazmerno zdravem dolomitu. Za tem portalom je dolg viadukt, ki z dolgim razponom prečka tudi omenjeni plaz, nato pa sledi nasip in vkop v laporasti skrilavi peščenjak. Podobno je za škedenjskim viaduktom, kjer pa je nasip zelo visok, vendar oprt v sosednje pobočje. Tudi predvokop in portal na severni strani Pletovarij bo zelo težak. Pepelast tuf sedi na laporastem skrilavcu, kjer je celo lokalni plaz. Treba bo velike previdnosti pri gradnji.

Kontakt laporastega skrilavca in zdrobljenega dolomita bo najbrž prav tako težaven, ker ob njem pričakujemo vodo. Ta je sedaj tudi na južni strani najmanj 350 m na debelo zaprla s serijo laporja, glinovca in tufa. Plasti so le razpokane, niso pa pregnetene. V 350 m dolgi vodoravni vrtini smo ugotovili več manjših izvirov. Portal na jugu bo povečini v precej kompaktnem peščenjaku.

Do Slatine sledi več vkopov in nasipov na laporastem skrilavem sljudnem peščenjaku. Pri km 31 se pojavlja v njem manjši plaz, ki ga bo treba dobro drenirati.

Tudi za Slatinskim viaduktom je teren na laporasti glini plazovit. Predvidena je odstranitev do trdne podlage in dreniranje izvirov. Sledi vkop v sorazmerno trden zelenkast govški peščenjak. Dolina pod Slatino je zelo zamočvirjena in bodo potrebne globoke melioracije in odstranitve slabe podlage. Na koncu doline se spet pojavi laporasta poltrda glina, na njej pa peščenjak ali pesek. Naslednja dva vkopa proti cesti Šentjur—Dramlje sta večidel v nekonsolidirani glini; potrebni bodo blagi vkopi. V nadaljevanju zadnjega zahodno od lokalne ceste se spet pojavi laporasta siva glina in nato še dvakrat. Ostali hrbti pa so v globini iz laporastega peščenjaka, pokriti z debelo preperino in delno s pojavi vode, zlasti s severne strani. Vmes so številna močvirja, kjer bo treba material odstranjevati, čez dva večja pa zgraditi viadukt.

Od Cerovca do Celja vkopi in nasipi niso več tako kritični. Večji vkop je pri Zgornji Hudinji, kjer je v podlagi neprepustna mastna glina, nad njim pa srednjepropusten pesek. Zaradi stranskega odvzema bodo tukaj brežine zelo blage.

Pred Dobrovo severno od Celja bo daljši nasip čez globinsko močvirje, ki pa ga pri vrhu pokriva debelejša plast težkognetne glince. Predviden je nasip iz ugaskov z blagimi brežninami. Priporočili smo tudi peščene drenaže. Čez polje zahodno od Celja bi ob gradnji ceste morali predvideti zaščito vodnozburnega ozemlja. Kolikor bo prišla v poštev severna varianta, bo to vsekakor odpadlo.

Zgornje poročilo je informativno. Ko bodo pregledani vkopi in preiskani vzorci tudi med gradnjo, bomo lahko podali natančnejše zaključke.

Geological Conditions for Design of Express Highway Hoče—Levec

Anton Grimsičar

Abstract

A preliminary report is given about the general geological surveys carried out and about the route selected for the Maribor (Hoče)—Celje (Levec) length of the "Slovenika" Express Highway (NE.—SW. Slovenia). This length has four sections: Hoče—Slovenska Bistrica (0.0—17.0 km)—Ziće (17.0—25.5 km)—Dramlje (25.5—34.5 km)—Levec (34.5—49.2 km). The tectonic and engineering-geological problems affecting the design of the road are also described.

Geological conditions encountered in the hills east of Pohorje, in the outlying ridges of the Eastern Karavanke Mountains and in the Celje Basin had to be studied during route-planning. Many indentations are made into the mountain chains throughout this region by former bays of the Pannonian Basin. Two tunnels, which are to be driven through mainly dolomitic outlying ridges of the Karavanke Mountains, are intersected at their northern ends by a great fault. Two horizontal boreholes, 401 and 350 m long, were made at these locations. The hills consist completely of Quaternary clays, silts and sands, below which lie late Upper Eocene gravels and medium-strength marly clays. In the vicinity of the outlying ridges of the Karavanke Mountains, to their north and south, near Ziće and Dramlje, sandy marls with tuffs are found. Valleys are frequently covered with deep moors, whereas, in the hills, many landslides have occurred. These are problems which will have to be overcome during the construction of the new highway.

Literatura

- Hemmelen R. W. van, 1970, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. *Geologija* 13, p. 133—158, Ljubljana.
- Gjura J., Grimsičar A., Ravnikar J. 1972, Geologija na avtocestah Slovenije in reševanje problemov gradnje. *Avtoceste v Sloveniji. Nova proizvodnja* 23, 2-3, p. 77—81, Ljubljana.
- Nosan A. 1956, Razvoj oligocena in miocena v Sloveniji. Prvi jugosl. geol. kongres, Bled 1954, p. 47—54, Ljubljana.
- Pleničar M. 1956, Razvoj pliocena v Sloveniji. Prvi jugosl. geol. kongres, Bled 1954, p. 55—58, Ljubljana.
- Rakovec I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, Bled 1954, p. 73—83, Ljubljana.
- Sikosek B. & Maksimović B. 1971, Geotektonska rejonizacija jadranskog pojasa. *Simpozij Zadar, Nafta* 4—5, p. 298—304.
- Tollmann A. 1970, Die Bruchtektonische Zyklennordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. *Die Bruchtektonik in den Ostalpen, 1969*, Stuttgart.
- Zlebnik L. 1966, Hidrogeološke razmere na območju strojnice elektrarne Srednja Drava I. stopnja. *Geologija* 9, p. 489—503, Ljubljana.

Stratigrafsko značenje mezozojskih dasikladaceja s obzirom na nova taksa u Jugoslaviji*

Ivan Gušić

Biostratigrafsko značenje mezozojskih dasikladaceja razabire se iz činjenice, da je u zadnjih 15 godina u Jugoslaviji opisano preko 40 novih vrsta (sa 7 novih rodova), a od toga preko 35 iz naslaga mlađih od trijasa. Tako se danas može reći da je donja kreda ono razdoblje koje se ističe po varijabilnosti oblika, a razlog tome leži barem djelomično i u činjenici da je to razdoblje kad istovremeno egzistiraju još oblici koji su svoj maksimum postigli u paleozoiku i trijasu, odnosno neposredno iz njih izvedeni oblici, a već se i dosta obilno javljaju visoko organizirani oblici (*Triploporellae* i srodni) koji će skoro potpuno prevladati u tercijaru.

Na više primjera pokazano je da se različiti tipovi morfološke (strukturne) i fiziološke (reproduktivne i dr.) organizacije kod dasikladaceja pojavljuju ranije nego što se do nedavno smatralo, odnosno da su se pojedini događaji u evoluciji dasikladaceja više puta opetovali u različito vrijeme na različitim razvojnim linijama, ili, gledano s drugog stajališta, da već vrlo rano (većinom već u paleozoiku) imamo prisutne sve morfološke i strukturne oblike.

Od otvorenih problema ukazano je na neke sinonime: *Pianella* Radoičić – *Salpingoporella* Pia, *Favoporella* *annulata* Sokač – *Diploporella* *annulatissima* Pia, *Triploporella* *neocomiensis* Radoičić – *Diploporella* *johnsoni* Praturion, *Clypeina* *jurassica minor* Kerčmar – *C.* *inopinata* Favre – *C.* *jurassica* Favre, *Cymopolia* *heraki* Gušić – *C.* *mayuense* Johnson & Kaska, a generička pripadnost problematična je kod *Oligoporella* *chia* Herak, *Teutloporella* *gallaeformis* Radoičić, *Macroporella* *adriatica* Gušić, te *Cylindroporella* *antici* Nikler & Sokač u vezi s poimanjem rodova *Cylindroporella*-*Heteroporella*. Brojne nove vrste i rodovi koje su iz donje krede Nikšićke Župe, Crna Gora, postavili Sokač & Nikler opet aktualiziraju pitanje da li je prikladnije usko shvaćanje taksonomskih kategorija, ili nešto šire shvaćanje, sa širim rasponom varijacija? Na kraju je spomenut i problem tzv. »*Munieria* *baconica*« (prema Carozzi-u), koji izgleda da se počeo rješavati u dobrom smjeru.

Bibliografija obuhvaća preko 100 referenci, od kojih nije moguće izdvojiti samo nekoliko najvažnijih, pa se zato ovdje ne navodi.

* Povzetek predavanja pri Slovenskem geološkem društvu dne 5. 12. 1972.

Stratigraphic Significance of Mesozoic Dasycladaceans with Regard to New Taxa in Yugoslavia

Ivan Gušić

Abstract

Biostratigraphic significance of the Mesozoic dasycladaceans in Yugoslavia can be seen from the fact that, during the last 15 years, more than 40 new species (among which over 35 from the deposits younger than Triassic) and 7 new genera have been established. Thus it can now be said that this is the Lower Cretaceous which occupies the first place as to the richness and variability of different forms. This can be, at least partly, explained by the fact that this is the time when simultaneously exist the forms which had reached their maximum development already in the Palaeozoic and Triassic (or the forms which can be directly traced from these), and the highly organized forms (such as Triploporellae and related forms) which will predominate in the Tertiary.

Several examples have been chosen to show that different types of morphologic (structural) and physiologic (reproductive etc.) organization in the dasycladaceans occur earlier than it has been thought until recently. Or, in other words, single events in the dasyclad evolution took place repeatedly at different times in different evolutionary lineages, or, taken from other standpoint, most morphologic and structural types are present already in the Palaeozoic.

Several taxonomic problems have been put forward. Following forms are considered synonyms: *Pianella* Radoičić – *Salpingoporella* Pia, *Favoporella annulata* Sokač = *Diplopora annulatissima* Pia, *Triploporella neocomiensis* Radoičić = *Diplopora johnsoni* Praturion, *Clypeina jurassica minor* Kerčmar – *C. inopinata* Favre – *C. jurassica* Favre, *Cymopolia heraki* Gušić – *C. mayaense* Johnson & Kaska, and the generic attribution is held problematic for *Oligoporella chia* Hcrak, *Teutloporella galiaeformis* Radoičić, *Macroporella adriatica* Gušić, and *Cylindroporella anici* Nikler & Sokač (owing to the relationship between the genera *Cylindroporella* and *Heteroporella*). Numerous new genera and species established by Sokač and Nikler from the Lower Cretaceous of Nikšićka Župa, Montenegro, re-actualize the question as to which characteristics are relevant in differentiating closely related genera and species, i.e. whether an extremely restrained generic and specific concept, or a more ample one, leaving more place for variations, is preferable? Finally, the problem of so-called "*Munieria baconica*" (after Carozzi) has been briefly touched upon.

A complete bibliography would include over 100 references, among which it is not possible to extract only a few, and therefore it is not listed here.

Trokofelski skladi na Hrvaškem*

Vanda Kochansky-Devidé

V Sloveniji je Ramovš (1963, 1966) ugotovil, da so trokofelski skladi zelo razširjeni in da so večinoma razviti v obliki klastitov; apneneci in apnenčeve breče nastopajo le mestoma kot skladi, leče ali bloki. Tak razvoj najdemo do meje s Hrvaško, in je vprašanje, kje in kakšni trokofelski skladi prehajajo na Hrvaško.

V Hrvaškem Zagorju na severni strani Strahinšćice so najdeni apnenčevi vložki v peščencih. Vsebujejo *Hicorocodium* sp., torej so zgornjepaleozojski, najbolj verjetno trokofelski.

Klastičen razvoj prehaja iz Gorjancev in Kočevskega v Samoborsko gorje in naprej v Banijo in Kordun. Tu niso nikjer našli apnenčevih vložkov. V velikih zgornjepaleozojskih kompleksih so gotovo tudi obsežni trokofelski klastiti.

V Gorskem kotaru je poleg zgornjega karbona (gželij s triticiti) ugotovljenega s fuzulinidami, obmejnih in zgornje-rotnoveških plasti znan pri Mrzlih Vodicaх tudi trokofelski apnenec s fuzulinidami in brahiopodi in nekoliko mlajši glineni skril z amoniti. Največ je peščencev z nedoločljivimi rastlinskimi ostanki, enakih listemu v trokofelskih skladih ortneškega razvoja (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1963).

Na območju Velebita je že znano, da se Košna-plasti starostno ujemajo s trokofelskimi skladi. Novo je ugotovljena starost apnenčevih prodnikov Košna-konglomerata; najdeni so moskovijski, kasimovijski, zgornje-rotnoveški in trokofelski prodniki. Razen tega je na novo ugotovljena tudi cona trokofelskega apnenca (Jajara breg pri Medku) z vodilnimi fuzulinidami (*Darvasites*, *Schwagerina*, *Pseudofusulina* cf. *rakoveci*) med peščenci in glinastim skrilom.

Lahko torej sklenemo, da je Košna-serija zelo podobna trokofelskim skladam, kot jih po novem pojmujeemo, in da so trokofelski skladi — večidel v klastični obliki — razviti dobro tudi na Hrvaškem.

* Povzetek predavanja pri Slovenskem geološkem društvu dne 5.12.1972.

Trogkofel-Ablagerungen in Kroatien

Vanda Kochansky-Devidé

Zusammenfassung

Nach den Untersuchungen von Ramovš (1963, 1966) ist es bekannt, daß die Trogkofel-Ablagerungen sehr verbreitet sind und daß sie vorwiegend aus Klastiten bestehen. Nur stellenweise kommen Schichten, Linsen oder Blöcke von Kalk oder Kalkbreccien vor. Diese Entwicklung ist in Slowenien bis an die kroatische Grenze bekannt und es besteht natürlich die Frage, wo und in welcher Entwicklung Trogkofel-Ablagerungen in Kroatien zu erwarten sind.

Im NW-Teile Kroatiens (Hrvatsko Zagorje) wurden Klastite mit Kalklinsen, die *Hicorocodium* enthalten, gefunden. Es handelt sich also um jungpaläozoische, wahrscheinlich um Trogkofelkalke.

Die klastische Entwicklung von Gorjanci (Uskokken-Gebirge) und Koževsko (Gebiet von Gotschee) übergeht in das Samoborer Gebirge in Kroatien und weiter im SO-Zuge gegen Banija und Kordun. In diesem Jungpaläozoikum ohne Kalkeinlagen müßten auch die Trogkofel-Schichten vertreten sein.

In Gorski Kotar wurden, den Fusuliniden nach, oberkarbonische (Gshel mit *Triticites*) Kalke, Grenzlandbänke, obere Rattendorfer und Trogkofel-Kalke gefunden, sowie etwas jüngere Tonschiefer mit Ammoniten. Überwiegend kommen Sandsteine vor, die unbestimmbare Pflanzenreste reichlich enthalten, und danach den Trogkofel-Ablagerungen von Ortnek in Slowenien (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1965) sehr ähneln.

Im Velebitgebiet sind Košna-Ablagerungen bekannt, die, dem Alter nach, den Trogkofel-Ablagerungen entsprechen. Jetzt wurden Kalkgerölle des Košna-Konglomerats analysiert. Es wurden Kalke des Moskoviums, des Kassimoviums, der oberen Rattendorfer Schichten sowie Trogkofelkalke festgestellt. Außerdem wurde eine Zone des Trogkofelkalks mit *Darvasites*, *Schwagerina*, *Pseudofusulina cf. rakoveci* usw. (Jajara-Berg bei Medak) zwischen den Sandsteinen und Tonschiefer gefunden.

Als Schlußfolgerung kann man sagen, daß die Košna-Serie sehr ähnlich den Trogkofelschichten ist — so wie wir sie nach neuen Ansichten annehmen — und daß die Trogkofel-Ablagerungen, vorwiegend in klastischer Ausbildung, auch in Kroatien gut entwickelt vorkommen.

Literatura

Ramovš, A. 1963, Biostratigraphie der Trogkofel-Stufe in Jugoslawien. N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1963, 7, 382—386, Stuttgart.

Ramovš, A. 1966, Razvoj srednjega perma v Jugoslaviji v luči novih raziskovanj. Refer. VI savet. Savez. geol. dr. SFR Jugosl. 1. 448—460, Ohrid.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1965, Razvoj mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem. Razpr. Slov. akad. Razr. priir. medic. v, 8, 319—416, Ljubljana.

Novija istraživanja trijasa u Hrvatskoj*

Milan Herak

Izlaganje se odnosi na ove radove:

Babić, Lj. 1968, O trijasu Gorskog kotara i susjednih područja (Sur le Trias dans le Gorski Kotar et les régions voisines). Geol. vjesnik, 21, 11—18, 1 karta, Zagreb.

Babić, Lj. 1970, Sphaerocodium or onkoids from the Upper Triassic dolomite of Western Yugoslavia? (Sphaerocodium ili onkoidi iz gornjotrijaskog dolomita zapadnog dijela Jugoslavije.) Geol. vjesnik, 23, 11—19, 1 tab., Zagreb.

Babić, Lj., Gušić, I. & Devidić-Nedžla, D. 1973, Senonski kršnici na Medvednici i njihova krovina (Senonian breccias and overlying deposits on Mt. Medvednica — northern Croatia). Geol. vjesnik, 25, 11—27, 2 sl., 3 tab., Zagreb.

Chorowicz, J. 1970, La transversale de Zrmanja (Yougoslavie). Bull. Soc. géol. France (7), 12/6, 1028—1033, 1 sl., Paris.

Durđanović, Z. 1967, Prilog poznavanju donjeg trijasa u Gorskom kotaru (The Lower Trias of the Gorski Kotar region). Geol. vjesnik, 20, 107—110, 1 sl., 1 tab., Zagreb.

Gušić, I., Jelaska, V., Nenadović, D. 1963, Prilog poznavanju vertikalne razprostranjenosti trijaskih sferokodija (Beitrag zur Kenntnis der vertikalen Verbreitung der triadischen Sphaerocodien). Geol. vjesnik, 18/1, 123—131, 1 prilog, Zagreb.

Herak, M. 1965, Naslage trijasa u okolini Sv. Roka u Lici (Triasablagerungen in der Umgebung von Sv. Rok in der Lika). Acta geol. 5 (Prir. istraž. Jugosl. akad. znan. umjet. 35), 85—100, 1 pril., Zagreb.

Herak, M. 1965, Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia (Komparativni studij nekih dasikladaceja u Jugoslaviji). Geol. vjesnik, 18/1, 3—34, 15 tab., Zagreb.

Herak, M., Majcen, Z. & Korolija, B. 1965, Prilog paleontološkoj dokumentaciji mezozoika u Samoborskom gorju i SJ Zumberku (Beitrag zur paläontologischen Dokumentation des Mesozoikums im Samoborer Gebirge und dem NE-Zumberak). Geol. vjesnik, 18/2, 325—331, 1 sl., Zagreb.

Herak, M. 1968, Die Kalkalgen in der Stratigraphie der Dinariden (Jungpaläozoikum und Mesozoikum). Mitt. Geol. Ges., 58, 210—217, Wien.

Herak, M., Sokač, B. & Štavnjčar, B. 1967, Correlation of the Triassic in SW Lika, Paklenica and Gorski Kotar (Croatia). Geol. sbornik Slov. akad. vied (Geol. Carpathica), 18/2, 189—202, 5 sl., Bratislava.

Herak, M. 1968, Noviji rezultati istraživanja osnovnih stratigrafskih jedinica u Zumberku (Neue Ergebnisse der Untersuchungen von stratigraphischen Haupteinheiten in Zumberak — W. Croatia). Geol. vjesnik, 21, 111—116, Zagreb.

Herak, M., Polšak, A., Gušić, I. & Babić, Lj. 1970, Dynamische und räumliche Sedimentationsbedingungen der mesozoischer Karbonatgesteine im Dinarischen Karstgebiet. Verh. Geol. Bundesanst., 4, 637—643, Wien.

* Predavanje pri Slovenskem geološkem društvu dne 9. 1. 1973.

Herak, M. 1971, Beitrag zur Rekonstruktion der orogenetischen Dynamik in den Dinariden Kroatiens. I simp. o orog. fazama u prostoru Evrope (Beograd-Bor, 1970), 35—40, Beograd.

Ivanović, A., Ščavničar, B., Sokač, K. & Gušić, I. 1971, Stratigrafski položaj i petrografske karakteristike evaporita i klastita okolice Drniša i Vrlike u Dalmaciji (Stratigraphic position and petrographic characteristics of the evaporite and clastic deposits in the environs of Drniš and Vrlika, Dalmatia). Geol. vjesnik, 24, 11—33, 2 tabele, 6 tabli, Zagreb.

Kochansky Devidé & Pantić, S. 1966, *Meandrospira* u donjem i srednjem trijasu i neki popratni fosili u Dinaridima (*Meandrospira* in der unteren und mittleren Trias sowie einige begleitende Fossilien in den Dinariden). Geol. vjesnik, 19, 15—28, 1 sl., 4 tab., Zagreb.

Korolija, B. & Majcen, Z. 1971, Geologija područja jugoistočne Kamešnice u srednjoj Dalmaciji (Geology of the south-eastern part of Kamešnica Mountain in central Dalmatia). Geol. vjesnik, 24, 35—46, 3 tab., Zagreb.

Nikler, L., Sokač, B. & Ivanović, A. 1965, Strukturna građa jugoistočnog Velebita (Der strukturelle Bau des südöstlichen Velebit-Gebirges). Acta geol. 5 (Prir. istraž. Jugosl. akad. znan. umjet., 35) 389—395, 2 pril., Zagreb.

Sokač, B., Nikler, L. & Ivanović, A. 1964, Fund von obertriadischen Dasycladaceen im Gebiet des Velebit. Bull. sci. Cons. Acad. Yougosl., 9 6, 156—157, 2 sl., Zagreb.

Sokač, B. 1969, A new genus of Calcareous Algae from the Middle Triassic of Velebit (Novi rod vapnenačke alge iz srednjeg trijasa Velebita) Geol. vjesnik, 21, 207—212, 4 tab., Zagreb.

Sokač, B. 1969, Paläostrukturen der Trias in dem Gebiete des Gorski Kotar und des Velebitsgebirges. Bull. sci. Cons. Acad. Yougosl., 14 5, 142—143, Zagreb.

Ščavničar, B. & Šušnjara, A. 1967, Geološka i petrografska istraživanja trijaskih naslaga u Gorskom kotaru — područje Lokve—Gerovo (Recherches géologiques et pétrographiques des couches triasiques de Gorski Kotar en Croatie, région Lokve-Gerovo). Geol. vjesnik, 20, 87—105, 2 sl., 6 tab., 1 karta, 1 prof., Zagreb.

Ščavničar, B. 1971, Klastiti trijasa u Gorskom kotaru. Disertacija, Prirodoslovno-matematički fak., 161 str., 12 tab., sa tabelama, Zagreb.

Ščavničar, B., Sokač, B. & Velić, I. 1972, Lower Triassic of the island of Velika Palagruža. Bull. sci. Cons. Acad. Yougosl. 17:7-8, 220—221, Zagreb.

Sinkovec, B. 1970, Geology of the Triassic bauxites of Lika, Yugoslavia (Geologija trijaskih boksita područja Like). Acta geol. 7 (Prir. istraž. Jugosl. akad. znan. umjet., 39), 5—70, 17 tab., 21 sl., 10 tabela, Zagreb.

Sušnjara, M., Bukovac, J., Marinčić, S. & Savić, D. 1965, Stratigrafija gipsnih naslaga unske doline i korelacija s poznatim evaporitnim naslagama i popratnim facijesima u Primorju, Dalmaciji, Lici i zapadnoj Bosni (Stratigraphie der Gipschichten im Una-Tal und Korrelation mit bekannten Evaporitschichten und Begleit-Fazies im Küstenland, in Dalmatien, Lika und West-Bosnien). Acta geol. 5 (Prir. istraž. Jugosl. akad. znan. umjet., 35), 407—422, 8 sl., 1 karta, Zagreb.

Sušnjara, M. 1967, Stratigrafska i strukturna problematika otoka Visa (Stratigraphical and structural problems of the island Vis). Geol. vjesnik, 20, 175—188, 3 sl., 1 geol. stup, 1 karta, Zagreb.

Sušnjara, M., Bukovac, J. & Savić, D. 1967, Paleogeografski odnosi nakon taloženja anizičkih naslaga u području južne Like (Paleogeographic relations after the deposition of anisian sediments in the region of southern Lika). Geol. vjesnik, 20, 191—198, 3 sl., 1 prof., 1 karta, Zagreb.

Citirani radovi objavljeni su nakon sumarnog prikaza trijasa Jugoslavije na simpoziju o trijasu u Montpellieru 1961. godine.

Kao što se vidi, nakon toga pokušalo se upotpuniti paleontološku dokumentaciju, prikupiti preciznije i potpunije petrološke podatke, te revidirati tektonogenetske procese.

Na području proučavanja animalnih fosila trijasa učinjeno je relativno malo. Ali rezultati su veoma važni jer dopunjuju listu trijaskih foraminifera koje su do novijega vremena bile gotovo nepoznate u naslagama našega trijasa, a i inače se ne odlikuju prevelikim obiljem.

Kao prvo treba spomenuti da je na mnogo lokaliteta u Dinaridima, pa i u području Hrvatske, nađena *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) i to pretežno u naslagama mlađega skita. Prate je *Ammodiscus incertus* (d'Orb.) i rjeđe *Frustricularia woodwardi* Howchin, zatim ostrakodi i dr. Vrijedno je napomenuti da je *M. iulia* nađena i na nekim nalazištima u donjem dijelu skita.

Nova vrsta *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić utvrđena je za anizik. U aniziku Hrvatske potvrđena je i *Pilamina densa* Pantić a nađena je i nova vrsta *P. semiplana* Kochansky-Devidé & Pantić. Napomenuo bih da u novije vrijeme ima mišljenja da je rod *Pilamina* u stvari treba uvrstiti u rodove *Glomospira* (*P. densa*), i *Glomospirella* (*P. semiplana*).

U brečama Zagrebačke gore (Medvednice) nađeni su *Triasina hantkeni* Majzner i brojne involutinide čime je dokazana egzistencija gornjega trijasa u toj gori.

Od animalnih makrofosila nađeno je amonita i megalodonata, ali bez preciznijih determinacija. U Žumberku kod sela Vidovića nađeni su ostaci koji su određeni kao *Megalodus cf. tojanae* Hoernes.

Do brojnijih rezultata došlo se na području istraživanja alga. Opisan je novi rod s jednom vrstom *Favoporella annulata* Sokač, zatim nova fizoporelna vrsta *Physoporella likana* Herak, izvršena revizija «vrsta» *Diploporella hexaster* i *D. helvetica* koje su shvaćene kao podvrste i dopunjeno je poznavanje rodova *Teutloporella*, *Macroporella*, *Gyroporella*, *Oligoporella*, *Physoporella* i *Diploporella*. Na osnovi alga izvršena je jasnija diferencijacija anizika i ladinika, a oskudnoj dokumentaciji gornjega trijasa dodane su alge *Gyroporella vesiculifera* Gumbel, *Griphoporella curvata* (Gumbel) Pia i *Heteroporella crossi* (Ott).

Nakon većeg broja radova u kojima se «sferokodiji» tretiraju gotovo isključivo sa stratigrafskog gledišta, pri čemu se došlo do zaključka da te tvorevine nastupaju u različitim nivoima gornjega trijasa, u novije je vrijeme izvršena i paleontološka analiza, pa je ustanovljeno da nema elemenata koji bi omogućili specifične pa čak ni generičke determinacije. Zbog toga se predlaže da se govori o orkoidima.

Na području sedimentologije važno je isticanje karakteristika po kojima se lako mogu identificirati donjotrijaski klastiti i onda kada fosili nisu prisutni. To je osobito važno za terene gdje dolaze klastiti zajedno s evaporitima i za Gorski kotar gdje je donji trijas najčešće u izravnom kontaktu s klastitima karnika. Na toj je osnovi vraćena predtrijaska sta-

rost nekim evaporitima i utvrđeno postojanje donjega trijasa u čitavom prostoru Gorskog kotara.

Na Velikoj Palagruži nađeni su dokumenti o postojanju predtrijaskog vulkanizma. U području Dalmatinske zagore, Like i Velebita spominju se stijene ne samo izlivnog i eksplozivnog vulkanizma, nego i žilnoga facijesa. Ima andezita, bazalta, spilita i albitiziranih dijabaza, kao i tufova. U karniku je konstatiran eksplozivni vulkanizam samo u Lici.

Na osnovi litostratigrafskih cjelina i prekida lokalnog i regionalnog značenja, uzima se da je do značajne diferencijacije bazena, pa i okopnjavanja, dolazilo već u permu. O srednjem trijasu postoje podvojena mišljenja, ali preteže uvjerenje da ne bismo mogli govoriti o samostalnim fazama. Poremećajima između ladinika i karnika daje se veće značenje zbog toga što je u to vrijeme moralo doći do strukturnih promjena i do dulje emerzije za koje vrijeme je došlo do intenzivne denudacije i stvaranja reljefa u kršu. Jedino područje sjeverozapadne Hrvatske imalo je u to vrijeme kontinuiranu sedimentaciju.

Prelaz trijasa u juru najčešće se smatra kontinuiranim, iako ima i mišljenja o transgresivnom lijasu.

Neuere Untersuchungen der Trias Kroatiens

Milan Herak

Zusammenfassung

In letzten 10 Jahren wollte man paläontologische Dokumentation vervollständigen, petrologische Daten kompletieren und tektonogenetische Vorgänge revidieren.

Es wurden folgende neue Fossilien festgestellt: *Meandrospira tulia* (Premoli Silva), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Fronicularia woodwardi* Howchin, *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić, *Pilamina densa* Pantić, *Pilamina semiplana* Kochansky-Devidé & Pantić, *Triasina hantkeni* Majzon, *Megalodus cf. tofanæ* Hoernes und verschiedene Dasycladaceen, besonders *Favoporella annulata* Sokač, *Physoporella likana* Herak, *Gyroporella vesiculifera* Gümbel, *Griphoporella curvata* (Gümbel) Pia und *Heteroporella crossi* (Ott).

In der Sedimentologie hat man besonders die Unterschiede zwischen den untertriadischen und karnischen Klastiten festgestellt, besonders die verschiedenen Schwärzminerale. Außerdem hat man neue Beweise für das Perm-Triadisches Alter der Evaporite in Dalmatinska Zagora und in der Lika erbracht.

Von den tektonogenetischen Vorgängen konnte man den orogenetischen Charakter nur den pfälzischen Bewegungen und den grenzlichen Ladin-Karn Unruhen zuschreiben.

Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji*

Anton Ramouf

Celoten triasni sistem obsega 23 osnovnih kronostratigrafskih con, ki temelje na vertikalni razširjenosti vodilnih amonitov. V Sloveniji, pa tudi marsikje drugje v alpsko mediteranskem prostoru, pa trias ni razvit vse-skozi v amonitni faciji in odtod izvirajo poglobitve težave pri kronostratigrafskih raziskovanjih in korelacijah. V novejšem času postavljajo biostratigrafi nove cone s pomočjo drugih živalskih in tudi rastlinskih skupin. Doselej se še ni posrečilo s pomočjo nobene druge fosilne skupine postaviti con za celoten trias, marveč le za posamezne serije ali stopnje. V parakronologiji postajajo pomembni konodonti; karakterizirajo dve ali več con, vselej pa nas lahko pripeljejo blizu ortokronološke uvrstitve. Njihove cone se dostikrat skladajo z amonitnimi conami. V Sloveniji nimamo amonitov skozi ves trias, zato bodo imeli konodonti pomembno vlogo pri nadaljnem biostratigrafskem delu v triasu Slovenije. Poleg konodontov kažejo v parakronologiji vedno večji pomen foraminifere, ostrakodi, celo razni iglokožci, posebno holotarije (brizgači), razna Problematica, apnene alge in spore. S fosilnimi ostanki teh skupin nekateri raziskovalci postavljajo nove cone, ki pa ne morejo nadomestiti kronologije, fundirane na amonitih (ortokronologija).

V tej luči pogledjmo, kakšne so razmere v triasni biostratigrafiji v Sloveniji; v ta pregled bo vpletena tudi pomembnejša problematika, ki nas čaka v naslednjih letih.

Zgornjepermijska favna in flora, kot kaže, nista nikjer v Sloveniji prešli meje permij/trias. Ta meja je pri nas le litološka; nikjer ne temelji na ortokronologiji in tudi ne na parakronologiji. Prvi spodnjetriasni fosili se pojavijo že precej nad litološko mejo, ki pa tudi ni povsod enaka. Permijsko/triasna meja je v dolomitni skladovnici povečini brez fosilov.

Spodnji trias nam v izpopolnjeni razčlenitvi prinaša sicer nove težave, na drugi strani pa več jasnosti. V večini spodnjega triasa manjkajo amoniti in jih glede na razvoj tudi ne moremo pričakovati. Zato nam bo pri nekoliko podrobnejši razčlenitvi pomagala parakronologija. Pri tem so se drugje v Alpah pokazali kot posebno uporabni konodonti. V vsem cirkumpacifičnem prostoru npr. konodontna asociacija *Gondolella milleri* ostro

* Predavanje pri Slovenskem geološkem društvu dne 23. 1. 1973.

omejuje oventij od spodnjega in zgornjega dela skythijske serije. Ker pa imamo za del gandarijske in spathijske stopnje tudi pri nas značilne fosile, bi bila trojna razčlenitev lep uspeh.

Za ugotovitev spodnjega dela gandarijske stopnje nam širom po Sloveniji zadostujejo *Clarea clarea*, oziroma *C. stachei*, in *C. aurita*, ki so omenjene s številnih krajev v peščeno skrilavih plasteh. Tem školjkam smo najbrž doslej posvečali premalo pozornosti.

Bogatejša je spodnja cona spathijske stopnje (cona *Olenekites pilaticus*), s katero moremo paralelizirati tirolitno favno naših krajev, pa tudi vsega evropskega triasa, triasa prikaspijskega ozemlja in Severne Amerike. V temno sivem ali rjavkastem lapornem apnenca, večsah gomoljastem, in v sivem ali sivkasto rožnatem skrilavem laporju, ki ležita pri nas v višjem delu spodnjetriasne skladovnice, so znani tiroliti na številnih krajih: *Tirolites cassianus*: Skubrov vrh na Jezerskem, zahodno pobočje Kokrške Kočne, pri Grobelniku, južno od Solčave (Teller, 1898, 55, 56), Šebrelje (Kossmat, 1910, 29), *Tirolites spinosus*: Skubrov vrh na Jezerskem, zahodno pobočje Kokrške Kočne, »Korito« v Kokri (Teller, 1898, 55), *Tirolites adrianus*: Izgorje južno od Žirov, Zagoda pri Idriji (Rakovec, 1933, 131), *Tirolites carniolicus*: Mahorič ob Gornji Idriji (Kossmat, 1905, 16).

Kolikor mi je znano, tirolitna favna tudi v Sloveniji nikjer ne seže do litološke meje spodnji trias—anizij. Plasti nad tiroliti smemo uvrstiti v zgornji spathij. Tirolite pogosto spremljajo školjke in pužji (tudi *Natiria costata*) ter redke foraminiferne vrste. Ni pa še pojasnjeno, ali se pojavljajo amonitni spremljevalci samo v spodnjem spathiju, ali pa imajo večjo vertikalno razširjenost.

Tudi v Sloveniji je bilo pomembno odkritje male foraminifere *Meandrospira iulia*, ki je razjasnila že marsikateri stratigrafski problem. Po dosedanjih ugotovitvah naj bi bila značilna za campijsko podstopnjo. Danes še ni znano, kakšna je njena vertikalna razširjenost v sedanji razčlenitvi. Gotovo je le, da se pojavlja pri nas tudi skupaj s spodnjespathijsko amonitno favno.

Spodnjetriasno-anizijska meja je v Sloveniji le litološko postavljena. V aniziju se sicer pojavi večje število foraminiferne vrste, število individuov teh vrst pa je majhno. Skozi ves anizij se pojavlja zanj vodilna *Meandrospira dinarica*, ki je že marsikje potrdila ali prvič dokazala anizijsko starost plasti, siromašnih s fosili. Določena je bila v velikem številu zbruskov, vendar skoraj povsod le posamič in nikjer v takšnih množinah kot *Meandrospira iulia* v spodnjem triasu. *Meandrospira dinarica* pa doslej še ni bila nikjer najdena v najnižjih anizijskih plasteh, določenih po litološkem kriteriju. Morda bi celo kazalo začetek anizijske stopnje postaviti tja, kjer se prvič pojavi *M. dinarica*, to je okoli 10 m nad sedanjo litološko mejo.

Vrsto *M. dinarica* spremlja več glomospir (*Glomospira densa* in druge), *Glomospirella*, *Endothyranella*, *Turispirellina*, ki vse skupaj sestavljajo pomembno anizijsko mikrofosilno združbo. Ni pa še ugotovljeno, ali se pojavljajo omenjeni spremljevalci vrste *M. dinarica* v vsem aniziju ali pa le v nekaterih njegovih delih. Doslej jih poznamo iz spodnjega in sred-

njega anizija. Morda bo kdaj mogoče z njihovo pomočjo anizijsko stopnjo podrobneje razčleniti.

V spodnjem aniziju pri nas skoraj ne moremo pričakovati amonitov. Zelo verjetno so prvi anizijski amoniti v Sloveniji tisti v sivem in rdečkasto rjavem gomoljastem ploščatem in skladnatem apnencu v Tržiču, pri zadnjem predoru avtomobilske ceste Tržič—Ljubelj. Kar pogostni amoniti so slabo ohranjeni in bodo težko določljivi. Zato toliko več pričakujem od konodontov, ki bi z vodilno vrsto *Ozarkodina kukeli* potrdili pelsonsko podstopnjo. Če po amonitni favni pa menim, da so tamkajšnje kamnine starejše od cone *Paraceratites trinodosus*. Če bodo amoniti in konodonti potrdili pelsonsko starost, bo postal profil ob predoru znatilen profil srednjega anizija v Sloveniji. Nabrani so tudi že vzorci niže ležečih plasti tja do doline, fosile pa vsebujejo tudi više ležeče kamnine.

Pelsonsko podstopnjo dokazujeta v delu anizijske skladovnice apnenca ali dolomita v Karavankah, na Šmarni gori in na Dolcnjskem *Mentzelia mentzeli* in *Tetractinella trigonella*, če seveda ne seže njuna vertikalna razširjenost prek meja pelsonske podstopnje.

Poseben litološki in favnistični pečat ima v Sloveniji ilirska podstopnja, ki sicer še ni vsepovsod dokazana na primarnem mestu ali vsaj v denudacijskih ostankih. Karakterizirajo jo rjavkasto rdeči, temno rdeči, do opekasto rdeči ploščati apnenci, marsikje s ploščami ali gomolji rožencev, temno sivi ploščati apnenci, sivi detritični apnenci in med njimi sivi ali rdečkasti skrilavi laporji. Redkejša sta dolomit in rdečkast apnenčev konglomerat. Nekateri plasti vsebujejo tudi tufski material. Amoniti *Paraceratites trinodosus*, *Sturia sansovinii*, *Proarcestes subtridentinus*, več vrst rodu *Ptychites*, *Gymnites falcatus* in drugi dokazujejo ilirsko podstopnjo. Anizijsko starost pa potrjuje tudi na več krajih najdena *Meandrosira dinarica*, ki pa jo v kamninah ilirske podstopnje spremljajo lagenide, številne lupinice pelagičnih školjk, hišice juvenilnih cefalopodov, radiolarije, ostrakodi in ostanki iglokožcev. Ilirska podstopnja je paleontološko dokazana na južnem pobočju Pece (Žlebnič, 1955, 216), na več krajih v okolici Ljubljane (Ramovš, 1967, 250, 251), pri Selah severovzhodno od Novega mesta (Kühn & Ramovš, 1965) in v prodnikih v okolici Idrije. Kaže, da so iste starosti tudi temni ploščati apnenci v Zgornji Krmi (Teller, 1910, 14, 15) in morda v okolici Savskih jam (Iskra, 1965, 281, 282). Že doslej znana najdišča kažejo, da je imela ilirska podstopnja v pelagični faciji na Slovenskem precejšen obseg. Vse pa tudi kaže, da značilne glomospire spodnjega in srednjega anizija niso več živele v ilirski dobi ali pa tem plitvovodnim lagunskim organizmom ni prijalo pelagično okolje.

Razen prevladujočega plastnatega dolomita v nižjem aniziju ali v celtem aniziju in pelagične facije v ilirski podstopnji je ponekod v Karavankah v aniziju še facija temnejših diplopornih apnencev (spodnji diploporni apnenec po Tellerju), (Huda peč, Strelceva peč, apnenčeve stene severno od začetka Logarske doline in v začetku Matkovega kota, v dolini Kokre, na Stožiču, ponekod z vmesnimi plastmi lumake). V okolici Logarske doline so ugotovljene *Physoporella pauciforata*, *Diploporella hexaster hexaster*, *D. h. helvetica* (det. prof. M. Herak). Diploporni razvoj apnčnih

trat zavzema tamkaj morda cel anizij ali pa pripadajo ilirski podstopnji že temno ploščati apnenci in skrilavei, ki so tik nad diplopornimi apnenci. Že Teller (1898, 60, 61) je ugotovil, da diploporni anizijski apnenec delema zamenjajo pri Sučavi in v dolini Kokre temni ploščati apnenci in apnenčevi skrilavei, ki so po Tellerju značilni za zgornji školjkasti apnenec. Kronostratigrafski položaj teh ploščatih in skrilavih kamnin še ni pojasnjen.

Litološko značilnost: ladinijske stopnje predstavlja fassanska podstopnja s pietra verde kot značilno kamnino, vendar nam še manjkajo paleontološki dokazi. Na južni strani Bohinjskega jezera so po Tellerju (1910, 14, 15) buchensteinski skladi (diabazom podobne predormine in tufi, ki jih prekrivajo temni ploščati apnenci z roženci in plastmi pietra verde). Ploščati apnenci s pietra verde in pisanim apnenčevim konglomeratom so tik pod schlernskim dolomitom tudi v Zgornji Korni (Teller, 1910, 15), pietri verde podobne kamnine omenja nadalje Bittner (1884, 477) iz okolice Trbovelj. Ploščate apnenec s pietra verde sem našel ob poti s planine Javornik na Storžič. Enako stare plasti s pietra verde so južno od planinske kočice na Korošici, kjer leže pod langobardskim apnencem s *Protrachyceras archelaus* in jim je že Teller (1885, 356, 357) pripisal buchensteinsko starost z vprašajem. Če predstavljata pietra verde in gomoljasti apnenec izključno facijalna tipa livinalongške (buchensteinske) formacije fassanske podstopnje (Leonardi, 1967, 185—160, 166), potem imamo v rokah vsaj litološki kriterij za ločitev fassanske podstopnje od langobardske. Seveda se na litološko značilnost ne smemo preveč zanašati, pa tudi položaj same buchensteinske formacije še ni do kraja razjasnjen. Ta nam lahko precej pomagajo konodonti, ki so v ploščatih in gomoljastih kamninah skoraj gotovo prisotni.

Fassanska podstopnja naj bi bila z amonitoma *Hungarites mojsisovicsi* in *H. saporensis* dokazana južno od Lok pri Zagorju (Bittner, 1884, 470).

Langobardska podstopnja, pestro razvita zaradi živahnih tektonskih dogajanj, je paleontološko bogatejša od fassanske. Amoniti iz cone *Protrachyceras archelaus* (Savinjske Alpe, južno od planinske kočice na Korošici: *Protrachyceras archelaus*, *Monophyllites wengensis*, *Daonella lommeli* etc.) (Teller, 1885, 356, 357), pri Celju: *Protrachyceras julium*, *Daonella lommeli* (Teller, 1889, 210), pri Idriji: *Protrachyceras idrianum* (Kossmat, 1905, 20) in pomembni parakronološki fosili npr. *Daonella lommeli* idr. dovoljujejo nesporno ugotovitev te podstopnje. Težave pa so seveda tam, kjer se še ni posrečilo najti takšnih fosilov. Zanimiva celotna paleontološka vsebina langobardske mikrofavne in makrofavne pa še zdaleč ni znana, kaj šele obdelana. Amonitni faciji stoji nasproti lagunarna facija s številnimi apnenimi algami (*Teutoporella triastina*, *T. herculea*) idr.

Ker se pri nas v okolici Idrije diploporni apnenčev razvoj prstasto stika z amonitnim razvojem črnega apnenca z vodilnimi cordevolskimi amoniti (*Trachyceras con* idr.), oziroma vanj postopoma prehaja, ortokronološka starost ne more biti problematična. Prav tako leže diploporni apnenci po mojih opazovanjih konkordatno na langobardskih plasteh in

večinoma diskordantno pod julijskimi plastmi. Tudi doslej v tem apnencu najdeni fosili živalskega izvora kažejo zelo ozko zvezo s favno marmoladskega in esinskega apnenca, torej favno cordevolske starosti. Vsi razpoložljivi dokazi govore potemtakem zato, da je diploporni apnenec z grupo okoli vrste *D. annulata* pri nas cordevolske, to je spodnjekarnijske starosti in ga ni mogoče stlačiti v zgornji del ladinija.

Naša nadaljnja naloga bo, poiskati še nove dokaze za uvrstitev diplopornega apnenca v cordevolsko podstopnjo in seveda dognati vertikalno razširjenost vrste *D. annulata*. Biostratigrafsko je stvar jasna, kenostratigrafsko pa lahko naredimo že nekaj več kot smo doslej.

Ob gločanju te problematike se mi ponuja naslednji sklep. Če je zunaj Slovenije apnenec z vrsto *D. annulata* res le langobardski in starejši, kar sicer ni nikjer ortokronološko potrjeno, je *D. annulata* v dinarskem geosinklinalnem prostoru živela dlje kot na ozemlju severno od njega; pri nas je doživela svojo cvetočo dobo šele v cordevolski dobi in je živela do meje cordevolska-julijska podstopnja.

Najbogalejša doslej znana triasna amonitna favna je bila v Sloveniji najdena na Medvedjem brdu pri Iščiji in pripada cordevolski podstopnji, conii *Trachyceras aon*. Tam se pojavlja tudi vodilni conski fosil *T. aon*. Amonitna facija črnih ploščatih cordevolskih apnencev je vredna velike pozornosti pri nadaljnjih raziskovanjih. Nekaj več o tem sem poročal že na drugem mestu (Ramovš, 1970, 163—195).

S kenostratigrafskim problemom zgornjega diplopornega apnenca je, gledano na širši alpski prostor, v tesni zvezi tudi vprašanje začetka življenjske dobe apnenca alge *Clypeina bessei*. Po Ottu je od cordevola do tuvala živela karnijska flora z značilnima predstavnikoma *Poikiloporella duplicata* in *Clypeina bessei*. S. Pantić (1965, 136) je to novo vrsto opisala očitno iz julijske oziroma tuvalijske podstopnje. V Sloveniji jo doslej poznamo samo v apnencih julijske podstopnje.

Cordevolsko podstopnjo karakterizirata v glavnem dva razvoja. Prvi vladoval je apnenčev razvoj, vendar je iz apnenega blata in apnenih skeletnih ostankov v precejšnji meri nastal pri diagenezi drobnozrnat ali debelozrnat, ponekod tudi luknjičav dolomit. Apnenec tega razvoja sestoji večinoma iz ostankov apnenih alg rodu *Diplopora* (v veliki meri *D. annulata*), ki so v velikih množinah rasle po obsežnih tratih zelo plitvega cordevolskega morja. Za razliko od spodnjega, temnejšega anizijskega diplopornega apnenca je Teller le-tega, svetlejšega, imenoval zgornji diploporni apnenec, ki je običajno bel do svetlo siv, ponekod tudi rožnat.

Ob tem apnencu in fosilih v njem nastaja tale biostratigrafski in kenostratigrafski problem. Že od Tellerja in Kossmata naprej vsi v Sloveniji uvrščamo zgornji diploporni apnenec kot ekvivalent kasijanskih skladov v cordevolsko podstopnjo. Do drugačnih ugotovitev pa sta na ozemlju Bavarskih Alp, Severnih apeniških Alp in Karpatov prišla Ott in Bistrizky. Pravita, da je *Diplopora annulata* oziroma grupa okoli vrste *D. annulata* živela le do kraja ladinija, to je do kraja langobardske podstopnje in da ni živela v cordevolski dobi. Nasprotno pa je karnijska flora s tipičnima predstavnikoma *Poikiloporella duplicata* in

Clypeina besic razširjena od cordevolske do tuvalijske dobe, obe naj bi bili torej živel v cordevolski dobi.

Na Slovenskem je v debeli skladovnici svetlo sivega do blede rožnatega apnenca *Diplopora annulata* nesporno določena; določila sta jo tako prof. Herak kot tudi dr. Ott na več primerkih iz raznih krajev. Na drugi strani pa pri nas doslej še nikjer ni bila najdena v takšnem svetlem diplopornem apnencu *Poikiloporella duplicata* niti *Clypeina besic*.

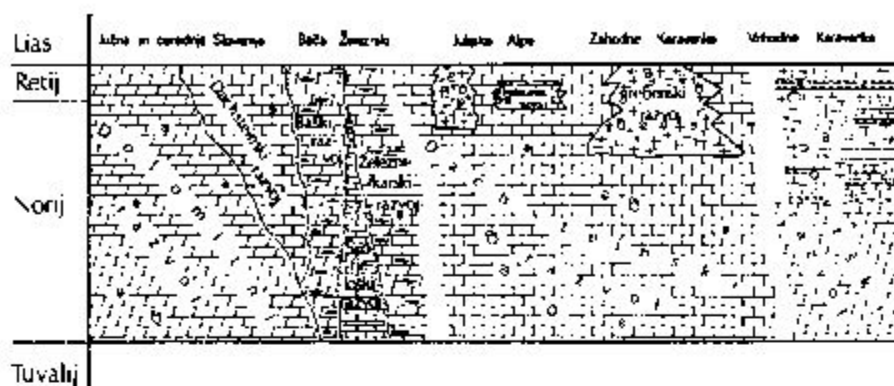
V okolici Idrije in v širši okolici Ljubljane sestavlja *Clypeina besic* skupaj s troholinami značilno mikrofosilno združbo julijske podstopnje. *Clypeina* se pojavi v velikem številu že kmalu nad litoško mejo cordevolske in julijske podstopnje in proti kraju julijske dobe postaja redkejša. Doslej še ni bila nikjer najdena v paleontološko dokazanih tuvalijskih plasteh in prav tako nikjer v zgornjem diplopornem, to je cordevolskem apnencu. Zelo pomembno pa je, da jo imamo na številnih krajih skupaj s troholinami, ki so značilni predstavniki julijske podstopnje.

Ob vseh teh ugotovitvah še ne vidim rešitve problema o vertikalni razširjenosti alge *Clypeina besic*. Če je že sprejemljiva razlaga, da je *Diplopora annulata* živel pri nas še v cordevolski dobi, se mi zdi skoraj nesprejemljiva razlaga, da bi se bila *Clypeina besic* v našem prostoru pojavila šele v julijski dobi, severneje od našega ozemlja pa že v začetku cordevolske

V spodnjem delu julijske podstopnje so v okolici Idrije med spremljevalci apnene alge *Clypeina besic*, *Trocholina multispira*, *T. cf. procera multispiroides*, *T. biconvexa*. Redki so ostanki holoturij (*Acanthothelia* sp.). Podobna fosilna združba je najdena tudi v julijski podstopnji na Trnovskem gozdu. Pomembna združba troholin in involutin se pojavlja skupaj z majhnimi gladkimi ostrakodi, apnenimi algami, školjkami in ostanki chinodermov tudi v drugem in tretjem skrilavem horizontu in v spremljajočem apnenem volitu oziroma onkolitu v okolici Mežice. Med troholinami so *T. biconvexa* z več podvrstami in *T. procera*, med involutinami pa *Involutina sinuosa praysoides* in *I. cf. sinuosa*. Zanimivo pa je, da tam okoli doslej še ni bila najdena *Clypeina besic*.

Iz povedanega sledi, da sestavljajo *Clypeina besic* in troholine značilno mikrofosilno združbo v plasteh julijske podstopnje v Sloveniji. Že dolgo pa je znana makrofosilna združba školjk *Trigonodus carniolicus*, *Pachycardia rugosa* in *Myophoria kefersteini*.

V biostratigrafskem razvoju je karakteristična tudi tuvalijska podstopnja, ki je paleontološko dokazana v Baški grapi, na južnem pobočju Porezna in na več krajih Dolenjske. Amfiktinski skladi Julijske zunanje cone sestoje iz marogastega biogenega mikritnega apnenca in vmesnih glinenih pol — homogenih pelitov. V apnencu so vsespovsod številni konodonti vrste *Paragondolella polygnathiformis*, vodilni fosil konodontne cone *polygnathiformis*. Razen tega je tuvalijska starost dokazana še z amonitom *Paratropites cf. ditmani* (Flügel & Ramovš, 1970). Enak apnec vsebuje isti vodilni konodont tudi pri Sentjanžu, Krmelju in v okolici Mirne, pri Sentjanžu pa še kar bogato tropitidno favno z vodilnim conskim amonitom *Tropites subbullatus* (Kühn & Ramovš, 1965).



Sl. 1. Razvoji norijske in retijske stopnje v Sloveniji
 Abb. 1. Fazielle Ausbildungen im Nor und Rhät Sloweniens

Ceprav drugod po Sloveniji tuvalijska podstopnja še ni paleontološko dokazana, skoraj ni dvorna, da je bila tudi tamkaj odložena. V nekoliko globljemorskih plasteh smemo vsepovsod pričakovati značilnega konodontu *P. polygnathiformis*, morda pa kje tudi še redke ostanke tropilidne favne. Vsepovsod v Sloveniji imamo tudi postopen prehod v spodnje-norijske plasti, bodisi dolomit ali dachsteinski apnenec.

Norijski in retijski skladi nam zaenkrat ne dajejo možnosti podrobnejše razčlenitve v podstopnje in cone, ker nam pač manjkajo značilni amoniti ali pa še niso določeni. V vsej, več kot 1000 m debeli skladovnici sta gotova dva nivoja: zgornjenorijski s školjko *Monotis salinaria* in retijski s školjko *Conchodus infraliassicus*, ki je po Zapfeju zaenkrat še edini zanesljiv retijski fosil. V zbruskih je med foraminiferami v dachsteinskem apnencu pogostna *Involutina communis*, v norijsko retijskem grebenskem apnencu pa najdemo poleg prevladujočih spongi, hidrozojev in koral še *Problematicum Cheilosporites tirolensis* in *Microtubus communis*. Megalodontidne školjke, različnih velikosti, ki se pojavljajo marsikje v norijsko retijskem apnencu in dolomitu, še niso obdelane in še niso dosti pripomogle h kronostratigrafski razčlenitvi.

Zato pa je toliko bolj pisana facijalna podoba norijsko retijskega triasa v Sloveniji, ki jo kaže skica (sl. 1).

Vprašanje upravičenosti ali neupravičenosti obstoja retijske stopnje bodo morali rešiti drugje v alpskem prostoru in na ozemlju Severne Amerike. Pri nas je gotovo le, da se je plitvomorska šelfna sedimentacija in lagunska sedimentacija brez vrzeli nadaljevala v spodnji lias. Po novih ugotovitvah naj bi ostala v vsej retijski stopnji samo še cona *Choristoceras marshi*, medtem ko spadajo vse ostale bogate cefalopodne favne, opisane kot retijske, v različne cone norijske stopnje. Gotovo imajo zato prav tisti raziskovalci, in teh je že velika večina, če ne že vsi, da ena sama cona ne opravičuje obstoja retijske stopnje. Raziskovalci triasne kronostratigrafije se nagibajo k uvrstitvi cone *Choristoceras marshi* v vrhni del razširjene norijske stopnje in sicer neposredno nad cono *Rhabdoceras suessi*.

Omenjeni dve coni tudi ležita v popolnih zgornjetriasnih profilih v Severni Ameriki neposredno druga nad drugo.

Precej že vemo o biostratigrafiji in kronostratigrafiji triasa pri nas, še veliko problemov pa čaka rešitve. Poleg podrobnejše kronostratigrafske razčlenitve in ugotavljanja paleontološke vsebine v posameznih enotah mora biti cilj raziskovalcev triasa paleogeografska podoba v posameznih dobah in končno seveda rekonstrukcija življenjskih prostorov skozi vso triasno periodo.

Biostratigraphische Charakteristik der Trias in Slowenien

Anton Ramovš

Zusammenfassung

Bei den vor uns stehenden Neuuntersuchungen der Trias in Slowenien wird besonders die Vervollständigung der orthochronologischen Gliederung angestrebt. In den ammonitenfreien Schichtfolgen werden wir aber versuchen, wenigstens eine Parachronologie aufzubauen.

In dieser Arbeit wird dargestellt die biostratigraphische Charakteristik der gandarischen Stufe mit *Claraia clarai*, des Spathian mit *Tirolites*-Fauna, des Anis mit einer besonders interessanten Foraminiferen-Fauna, des Illyr mit *Paraceratites trinodosus*, des Anis in der Algen-Fazies (untere Diploporen-Kalke), des Langobard in der Ammoniten-Fazies einerseits und in der Algen-Fazies andererseits, des Cordevol in der Ammoniten-Fazies und in der Diploporen-Kalk-Ausbildung (obere Diploporen-Kalke), des Jul mit der *Clypeina basid* und Trocholinen Gemeinschaft und mit der *Trigonodus carniolicus*-, *Pachycardia rugosa* und *Myophoria kefersteini*-Fauna und des Tuva mit *Tropites*-Fauna und Conodonten der *Paragonolella polygnathiformis*-Zone. Die faziesreiche Ausbildung des Nor und des Rhat bietet zur Zeit noch keine Möglichkeit für eine weitere Unterteilung.

In Slowenien beruht die orthochronologische Gliederung nach Ammonoidea nur in wenigen Triasabschnitten, die meisten Grenzen dagegen sind nur lithologisch bedingt. Dieses liegt einerseits darin, daß die Trias in Slowenien nicht durchwegs in der Ammoniten-Fazies ausgebildet ist und die Ammoniten nur an seltene Fundpunkte beschränkt sind und andererseits darin, daß in den bekannten Fundorten noch nicht ausreichend gesammelt wurde, bzw. die Ammoniten-Faunen noch nicht bearbeitet sind. Deshalb gehen unsere Bestrebungen in die Richtung, neue Aufsammlungen der Ammonoidea zu machen, obwohl geschlossenere Ammoniten führenden Profile nicht zu erwarten sind. Andererseits machen wir die ersten Versuche, die Trias-Gliederung nach anderen Gruppen (Conodonten, Foraminiferen) durchzuführen und in den ammonitenfreien

Schichtfolgen oder Faziesbereichen wenigstens eine Parachronologie aufzubauen.

Im slowenischen Teil des Beitrages wurden die bedeutenden biostratigraphischen Charakteristiken der Trias vorgeführt. Die biologische Problematik an der Perm/Trias-Wende wird erneut studiert.

Der untere Teil der gandarischen Stufe ist in unserer ammonitenfreien Fazies durch Vorkommen von *Clavaria clarai* und *C. aurita* charakterisiert. Die Tirolites-Fauna, die das untere Spathian beweist, ist häufig anzutreffen. Die sie begleitende Faunengemeinschaft um *Natria costata* scheint eine grössere Vertikalverbreitung zu haben.

Die Untertrias/Anis-Grenze ist biologisch noch nicht fundiert. Im Anis sind besonders Foraminiferen (*Meandrospira dinarica*, *Glomospira densa* u. a., *Glomospirella*, *Endothyranella*, *Turispirellina*) für die Parachronologie interessant. Die Illyr-Unterstufe ist in einigen Fundorten auch mit Ammoniten (auch *Paraceratites trinodosus*) belegt. Eine andere fazielle Ausbildung des Anis stellen untere Diploporenkalke Tellers mit *Physooporella pauciforata*, *Diplopora hexaster hexaster*, *D. hexaster helvetica* u. a. dar.

Das Fassan ist biologisch kaum bekannt, die langobardische Unterstufe ist dagegen verhältnismäßig gut orthochronologisch sowie auch parachronologisch belegt. Andererseits sind noch Algenkalke (*Teulloporella triasina*, *T. herculea* u. a.) im Langobard ziemlich weit verbreitet.

Im Cordevol sind zwei biostratigraphisch interessante fazielle Ausbildungen hervorzuheben. Dunkle Plattenkalke in der Ammoniten-Fazies führen eine reiche Faunengemeinschaft mit *Trachyceras* zoon. Diese Fazies geht seitlich in die Algen-Fazies (obere Diploporenkalke Tellers) mit *Diplopora annulata* über.

Das Auslöschchen der Kalkalge *Diplopora annulata* und das Einsetzen von *Clypeina besici* stellt ein weiteres chronostratigraphisches Problem dar. Das Jul ist in Slowenien durch zwei interessante Faunengemeinschaften charakterisiert: einerseits *Clypeina besici*/Trocholinen Gemeinschaft, andererseits *Trigonodus carnioleus*, *Pachycardia rugosa* und *Myophoria kefersteini*-Fauna.

Biostratigraphisch ist von grossen Interesse die tuvalische *Tropites*-Fauna (auch mit *T. subbullatus*) und die Conodonten-Fauna mit *Paragondolella polygnathiformis*, die das dominierende Element in der Mikrofossilien-Gemeinschaft darstellt.

Die faziesreiche Ausbildung des Nor und des Rhät (Abb. 1) bietet zur Zeit noch keine Möglichkeit für eine weitere Unterteilung. Ammonidea fehlen oder sie sind noch nicht bestimmt. Die eintönige Megalodontiden-Fazies geht in einigen Gebieten schon im oberen Nor in die massige Riff-Fazies (Spongien, Hydrozoen, Korallen, Problematica *Cheilosporites tirolensis* und *Microtubus communis*, Kalkalgen u. a.) über. Rötliche Hallstätter Kalke führen nach bisherigen Kenntnissen zahlreich nur *Monotis salinaria*.

Die Karbonat-Fazies der Obertrias geht ununterbrochen in den Lias über; die Ammonioidea fehlen, die anderen Gruppen an der Trias/Jura-Wende sind noch nicht untersucht.

Literatura

- Bittner, A. 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sogar. Jb. Geol. Reichsanst. 34, 433—600. Wien.
- Plügel, H. & Ramovš, A. 1870, Zur Kenntnis der Ammoniten-Schichten Sloweniens. Geol. vj. 23, 21—37. Zagreb.
- Iskra, M. 1965, Geološka zgradba Savskih jam. Geologija 8, 279—298 Ljubljana.
- Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur Geologischen Karte Haidenschaft und Adelsberg. Geol. Reichsanst. Wien, 56 S. Wien.
- Kossmat, F. 1916, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Geol. Reichsanst. Wien, 101 S. Wien.
- Kühn, O. & Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. Jugosl. akad. znan. umjetn., Acta geol. 5, 13—41. Zagreb.
- Leonardi, P. 1967, Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. 1522 p.
- Pantić, S. 1965, *Clypeina bešići* sp. nov. iz trijaskih sedimenata spoljašnjih Dinarida. Geol. glasnik 4, 133—141. Titograd.
- Rakovec, I. 1933, Vodnik po zbirkah Narodnega muzeja v Ljubljani. Geološko-paleontološki oddelek. Narodni muzej v Ljubljani, 119—185. Ljubljana.
- Ramovš, A. 1967, Nachweis der Schichten der Illyr-Unterstufe im Raum von Ljubljana. Bull. sci. Yougosl. A, 250—251. Zagreb.
- Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija 13, 159—173. Ljubljana.
- Teller, F. 1885, Fossilführende Horizonte in der oberen Trias der Sannthaler Alpen. — Verh. Geol. Reichsanst., 355—361. Wien.
- Teller, F. 1889, *Daonella Lommeli* in den Pseudo-Gailthalerschiefern von Cilli. Verh. Geol. Reichsanst., 210—211. Wien.
- Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. Geol. Reichsanst. Wien, 142 S. Wien.
- Teller, F. 1910, Jahresbericht des Direktors für 1909. — Verh. Geol. Reichsanst., 14—16. Wien.
- Ziebnik, L. 1955, Triadni cephalopodi izpod Pece. Geologija 3, 218—219. Ljubljana.

Geofizikalne raziskave na Krasu*

Janez Lapajne

Avtor je imel namen informirati geologe, hidrogeologe, speleologe in druge strokovnjake o dosežanjih raziskavah na krasu, predvsem na slovenskem, nekaj primerov pa je omenil tudi z območja hrvaškega krasa, ter o uporabnosti raznih metod. Poudarek je bil na geoelektričnih metodah.

Podajanje je bilo razdeljeno na pet delov. V prvem je predavatelj dal pregled geofizikalnih raziskav, ki so jih izvedli v glavnem geofiziki Geološkega zavoda iz Ljubljane. Drugi del je obsegal raziskave na matematičnih, laboratorijskih in naravnih modelih z ustreznimi izsledki in ugotovitvami, s pomočjo katerih je bil v naslednjem delu formuliran raziskovalni problem. V četrtem delu so bile v ilustracijo predhodnim izvajanjem na kratko opisane štiri terenske raziskovalne naloge. Na koncu je avtor na podlagi večletnih raziskav ocenil uporabnost raznih geofizikalnih in predvsem geoelektričnih metod ter možnost povečanja globinske dosegljivosti.

Rezultati laboratorijskih in matematičnih modelnih raziskav nedvoumno kažejo, da je globinska dosegljivost geoelektrične uporabnostne metode, h kateri se raziskovalci zaradi interpretacijskih, tehničnih in ekonomskih razlogov najraje zatekajo, sorazmerno majhna, če gre za neposredno ugotavljanje raznih teles.

Globinsko dosegljivost geoelektričnih metod je možno pri primernih geoloških pogojih povečati na tri načine:

- s posrednim ugotavljanjem,
- z merjenjem sekundarnega polja in
- z neposrednim ugotavljanjem električnega toka v raziskovano telo.

Razna telesa lahko ugotavljamo posredno, če je telo, ki ga iščemo ali raziskujemo, v taki meri povezano s spremembo ali nastankom neposredne okolice, da se opazno spremenijo poprečne fizikalne lastnosti obdajajočih kamnin oziroma krovnine. »Anomalno telo«, ki zajema poleg raziskovanega telesa še večji ali manjši del njegove okolice, je lahko bistveno večjih razsežnosti kot samo iskano telo in lahko povzroča merljivo anomalijo, ki nam odkrije sicer neugotovljiv objekt.

* Povzetek predavanja pri Slovenskem geološkem društvu dne 20. 2. 1973.

Če se raziskovano telo v umetno ustvarjenem primarnem polju tako močno polarizira, da ustvari merljivo sekundarno polje, moremo uspešno uporabiti metodo inducirane polarizacije.

V geoloških razmerah, kjer je del raziskovanega telesa neposredno dostopen (izdanek, vrtna), je mogoče ustvariti sorazmerno močno električno ali elektromagnetno polje v objektu raziskovanja na ta način, da ozemljimo eno elektrodo v samem telesu. Takšnemu merskemu postopku pravimo metoda električno nabitega telesa.

V praktičnih primerih moremo posredno ugotavljati predvsem rudna telesa (npr. boksit) in kraške jame; inducirana polarizacija utegne biti uspešna pri iskanju z glino zapoljenih votlin in razpokanih con, pri iskanju vodnih tokov pa je običajno najuporabnejša metoda električno nabitega telesa.

UDK 551.7(083.1)

Stratigrafski principi prema internacionalnoj podkomisiji za stratigrafsku klasifikaciju (ISSC)*

Zagorka Boškov-Štajner

U pripremi su za štampu Internacionalna uputstva za stratigrafsku klasifikaciju, terminologiju i primjenu, prihvaćena na plenarnoj sjednici Podkomisije za stratigrafsku klasifikaciju 1972 godine u Montrealu, tokom 24 IGK. Uputstva sadrže: uvod, sažetak, litostratigrafske jedinice, biostratigrafske jedinice, kronostratigrafske jedinice, stratotipove, literaturu i index.

* Ovo je sažetak predavanja održanog 22. 5. 1973. u Slovenskom geološkom društvu.

Milan Herak: Geologija

Milan Herak: *Geologija* — struktura, dinamika i razvoj Zemlje, druga popolnoma predelana in dopolnjena izdaja. Založba Školska knjiga 1973, Zagreb. Obseg: 465 strani, 278 slik, velikost knjige 24 × 16 cm, vezana v platno.

Druga izdaja tega učbenika za visoke šole je izšla 10 let po prvi ter je precej spremenjena in dopolnjena. Slike so preglednejše in vsebujejo več podatkov. Delno so spremenjeni tudi naslovi poglavij, ki skušajo več povedati. Stavek je gostejši, zato nudi knjiga precej več kot v prvi izdaji, čeprav se je število strani le malo povečalo. Uvod vsebuje več zgodovinskih podatkov o razvoju geološke vede. V prvem poglavju navaja avtor hipoteze o nastanku Zemlje, česar prej ni bilo. Zanimivo je novo poglavje o Zemlji kot izvoru in porabniku energije, ki je sicer kratko, vendar pisano v skladu z najnovejšimi pogledi na to vprašanje. Skrbno je obdelano poglavje o delovanju vode kot geološkem faktorju, ki je obenem nekakšen povzetek hidrogeologije. Čutiti je, da je to področje avtorju blizu. Skoraj prekratko pa se mi zdi poglavje o vetru kot geološkem faktorju. Tu bi bilo potrebno več razlage o puščavski morfologiji glede na taka območja v geološki preteklosti pri nas. Prekratko je tudi poglavje o organizmih kot geoloških faktorjih. Poglavje o diastrofizmu je bilo že v prejšnji izdaji dobro obdelano. Škoda, da je v tej izdaji na sliki 124, ki prikazuje položaj obrobnege morsklega bazena, odpadel napis »skordiljeri«.

Uvod v stratigrafski del je razširjen in napisan v skladu s sodobnimi ugotovitvami. Poučno je zlasti poglavje o stratigrafski klasifikaciji, kjer slika 140 pojasnjuje pojme o kronološki, kronostratigrafski, litostratigrafski in biostratigrafski razčlenitvi. Pri posameznih poglavjih so pregledni korelacijski litostratigrafski profili o razvoju posameznih sistemov.

Novost v knjigi je tretji del. To je nekakšna regionalna geologija, ki nam kratko in jedrnat prikazuje zgradbo posameznih gorstev, kontinentov in oceanov. Ta snov je navadno v podobnih knjigah zelo razvlečena in nepregledna, tu pa je podana pregledno in jasno.

O knjigi lahko rečemo na splošno, da je pisana zgoščeno in jasno brez nepotrebne navlake. Avtorja odlikuje tudi njegova povezanost z našimi geološkimi razmerami in navajanje primerov predvsem iz domače geološke literature, kjer je to mogoče. Na koncu vsebuje učbenik spisek literature in stvarno kazalo.

Mario Pleničar

Sodelavcem geologije

Vsebina in obseg dela

GEOLOGIJA objavlja originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved ter poročila o geoloških raziskovanjih, kongresih, posvetovanjih in publika cijah. 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 ilustracije. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Priprava rokopisa

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnimi presledkom in s 3 cm širokim levim robom. Pri 28 vrsticah na vsaki strani in 60 tiskovnih znakih v vsaki vrsti da 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. Osebnna imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobčljajnih 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 petline članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti izvleček v obsegu 1000 do 1500 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 tekstem 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. Napisani 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 urejanju in tisku. Pri vseh slikah med tekstom upoštevajte, da bo zrcalo revije

v bodeče 12,8 X 19,2 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 številč, 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 17. knjigi GEOLOGIJE, letnik 1974 bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca aprila 1974.

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 vneje v dogovorjenem roku.

Posebni odtisi

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvide 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.

Temeljna vsebinska zasnova revije GEOLOGIJA

Na podlagi 1., 2., 13., 14., 21., 22., 3. odstavka 23. in 24. člena Zakona o javnem obveščanju (Ur. list: SRŠ št. 7 z dne 28. februarja 1973) so se Geološki zavod Ljubljana, Slovensko geološko društvo in Inštitut za geologijo pri Fakulteti za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani (v nadaljevanju: izdajatelj) sporazumeli o skupnem izdajanju geološke periodične publikacije (v nadaljevanju: revije).

1. Ustanovitev in naslov revije

- (1) Revija je ustanovil Geološki zavod Ljubljana kot del svoje redne dejavnosti leta 1953.
- (2) Naslov revije je GEOLOGIJA s podnaslovom Razprave in poročila

2. Izhajanje revije

Revija izhaja redno enkrat na leto v obliki broširane knjige.

3. Namen revije

- (1) Revija ima namen
 - pospeševati raziskovalno delo na področju geologije in sorodnih ved
 - obveščati domačo in tujo svetovno javnost o rezultatih raziskovalnega dela in na ta način omogočiti oceno njihove znanstvene in uporabne vrednosti
 - prispevati k razvoju geoloških znanosti in gospodarstva ter k splošnemu dvigu kulture socialistične družbene skupnosti.
- (2) Revija dosega svoj namen s tem, da objavlja
 - originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved
 - poročila in obvestila o geoloških raziskavah, kongresih, posvetovanjih ter drugih prireditvah in pomembnih dogodkih iz življenja in dela geologov
 - obvestila o geoloških publikacijah in njihove recenzije
 - dokumentacijske, bibliografske in biografske sestavke
 - sporočila, ki jih je dolžna objaviti po zakonu.

4. Jezik in komunikacijski prostor revije

- (1) Pod enakimi pogoji objavlja revija geološka in sorodna dela vseh državljanov SFR Jugoslavije in tujih državljanov.
- (2) Glede jezika upošteva revija želje avtorjev, ki lahko izberejo enega izmed jugoslovanskih ali tujih svetovnih jezikov.
- (3) Izdajatelji organizirajo zamenjavo revije z drugimi geološkimi in sorodnimi publikacijami na vsem jugoslovanskem prostoru in v inozemstvu po načelih socialističnih samoupravnih odnosov ter sodelovanja na področju znanosti in kulture.

5. Tiskovni svet

- (1) Revija je del družbene dejavnosti, zato jo v osnovi usmerja in skrbi za njeno vključevanje v družbeno skupnost tiskovni svet kot organ družbenega upravljanja.
- (2) Tiskovni svet obravnava vsa temeljna vprašanja v zvezi z izdajanjem in urejanjem revije ter daje o tem mnenja in predloge izdajateljem. Daje soglasje k tistim določbam splošnih aktov izdajateljev, ki se nanašajo na revijo.
- (3) Tiskovni svet sestavlja 8 članov. Po enega člana delegirajo:
 - Paleontološki inštitut Slovenske akademije znanosti in umetnosti
 - Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani
 - Prirodoslovno društvo
 - Slovensko geološko društvo kot izdajatelj
 - Inštitut za geologijo kot izdajatelj
 - Geološki zavod kot izdajatelj.Uredniški odbor delegira v tiskovni svet dva člana.
- (4) Akt o formiranju tiskovnega sveta izdajo skupaj vsi trije izdajatelji.

6. Uredniški odbor

- (1) Uredniški odbor skrbi za ustrežno znanstveno raven in strokovno pravilnost del, namenjenih za objavo v reviji. V primeru, da je prispevkov več, kot jih lahko sprejme en letnik revije, določa njihov prioriteten red.
- (2) Vsak izdajatelj določi po dva člana uredniškega odbora tako, da bodo v sestavi zastopane glavne veje geoloških znanosti in uporabne geologije.
- (3) Član uredniškega odbora je tudi glavni in odgovorni urednik revije.

7. Glavni in odgovorni urednik

- (1) Izdajatelj sporazumno izberejo glavnega in odgovornega urednika revije. Odločbo o njegovi postavitvi izda ustanovitelj revije.

- (2) Za glavnega in odgovornega urednika je lahko postavljen jugoslovanski državljan, ki je ustrezno geološko, grafično in jezikovno izobražen, opravilno sposoben ter nekaznovan za naklepno kaznivo dejanje.
- (3) Glavni in odgovorni urednik odgovarja za vsebino in obliko vseh objav v reviji.
- (4) Glavni in odgovorni urednik zbira rokopise od avtorjev in jih potem, ko jih sprejme uredniški odbor, pripravi za tisk. Pri tem v sodelovanju z avtorji skrbi, da so rokopisi pripravljani v skladu z zahtevami revije po originalnosti vsebine ter znanstvenem, jezikovnem in tehničnem slogu.

8. Avtorji in rokopisi

- (1) Avtorji se morajo pri pripravi rokopisov vseh vrst ravnati po načelih iskanja znanstvene resnice, družbene odgovornosti in dobrih medsebojnih odnosov.
- (2) Avtorji naj skrbno izbirajo vsebinsko zasnovo svojih člankov, posvečajo pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij.
- (3) Pri zahtevah glede obsega in opreme svojih prispevkov naj upoštevajo možnosti revije in tiskarne.
- (4) Avtorji, ki so v rednem delovnem razmerju ali pogodbenem razmerju pri določeni temeljni organizaciji združenega dela in žele objaviti razprave in poročila na podlagi podatkov, zbranih po službeni dolžnosti, morajo imeti za objavo soglasje pristojnega samoupravnega organa delovne organizacije.
- (5) Rokopise, ki so bili že objavljeni v domačih ali tujih časopisih, bo uredništvo zavračalo.
- (6) Glede avtorskih pravic veljajo določbe zakona o avtorskih pravicah.

9. Financiranje

- (1) Za finančna in druga materialna sredstva za urejevanje, tiskanje in razpošiljanje revije skrbi ustanovitelj.
- (2) Ustanovitelj omogoča s svojimi delavci v rednem delovnem razmerju pripravo rokopisov vključno ilustracij za tisk revije in njeno razpošiljanje.

10. Končna določba

Razen za skupno revijo navedenih treh izdajateljev, velja ta dokument kot temeljna vsebinska zasnova tudi za objavo tistih del, ki presegajo možnosti za objavo v redni izdaji in se zaradi aktualnosti njihove vsebine izdajatelji odločijo, da jo izdajo v posebni izdaji.

Direktor Geološkega zavoda
Slavko Papler, dipl. rud. inž., I. r.

Predstojnik Inštituta za geologijo
dr. Matija Drovenik, I. r.

Predsednik Slovenskega geološkega društva
dr. Dušan Kuščer, I. r.